

سنة الفجر



دانشگاه صنعتی شاهرود

گروه عمران

پایان نامه کارشناسی ارشد

مدلسازی عددی پخش سیلاب ناشی از سونامی در خشکی

رضا شجاعی باغدار

اساتید راهنما:

رضا نادری

مهرداد عجمی

بهمن ۹۱

## دانشگاه صنعتی شاهرود

### دانشکده : عمران و معماری

### گروه : عمران

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای / خانم .....

تحت عنوان:

در تاریخ ..... توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه ..... مورد پذیرش قرار گرفت.

| امضاء | اساتید مشاور         | امضاء | اساتید راهنما        |
|-------|----------------------|-------|----------------------|
|       | نام و نام خانوادگی : |       | نام و نام خانوادگی : |
|       | نام و نام خانوادگی : |       | نام و نام خانوادگی : |

| امضاء | نماینده تحصیلات تکمیلی | امضاء | اساتید داور          |
|-------|------------------------|-------|----------------------|
|       | نام و نام خانوادگی :   |       | نام و نام خانوادگی : |
|       |                        |       | نام و نام خانوادگی : |
|       |                        |       | نام و نام خانوادگی : |
|       |                        |       | نام و نام خانوادگی : |

تقدیم بہ پدر و مادر عزیزم کہ تنہا سرمایہ مای

زندگی من ہستند

باشکر از دکتر نادی و دکتر عجمی که در

تمام مراحل تهیه این پایان نامه با صبر و

حوصله مرایاری کردند

## تعهد نامه

اینجانب رضا شجاعی باغدار دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته عمران- سازه های هیدرولیکی دانشکده عمران و معماری دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه مدلسازی عددی پخش سیلاب ناشی از سونامی در خشکی تحت راهنمایی دکتر رضا نادری و دکتر مهدی عجمی متعهد می شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۹۱/۱۰/۳

امضای دانشجو

### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

## چکیده :

مدلسازی عددی سونامی و سیلابهای ناشی از آن از سال ۲۰۰۴ و پس از سونامی اندونزی مورد توجه دانشمندان قرار گرفته است. معادلات حاکم بر حرکت امواج سونامی معادلات آبهای کم عمق هستند، اما علاوه بر حرکت امواج سونامی، به منظور مدل سازی سونامی باید ابتدا سونامی را به وجود آورد و سپس امواج آب ناشی از آن را مدلسازی کرد. در این پایان نامه با استفاده از مدلسازی عددی حرکت امواج سونامی در اقیانوس و سیلاب ناشی از آن در ساحل مدلسازی گردیده است. تئوری شکست الاستیک برای ایجاد سونامی مورد استفاده قرار گرفته است. معادلات آبهای کم عمق خطی در فضای کروی برای مدلسازی نحوه حرکت امواج در پیکره اقیانوس و معادلات آبهای کم عمق غیر خطی در فضای کارتزین برای مدلسازی سیلاب ناشی از سونامی در خشکی مورد استفاده قرار گرفته است. برای صحت سنجی مدلسازی از داده های ثبت شده مربوط به سونامی سال ۲۰۱۱ در ژاپن استفاده شده است. مدلسازی سیلاب ناشی از سونامی در ساحل شرقی آمریکا انجام گرفته است و نتایج به صورت نقشه سیلاب منطقه ارائه گردیده است. هدف از انجام این پایان نامه ارائه راهکاری به منظور پیش بینی میزان آبگرفتگی ساحل در اثر سونامی می باشد. با استفاده از نتایج این پایان نامه می توان میزان خرابی سواحل در برابر سیلاب را کاهش داد.

کلمات کلیدی: معادلات آبهای کم عمق، سونامی، مدلسازی عددی، سیلاب سونامی

## لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

۱- مدلسازی عددی سیلابهای ناشی از سونامی "دومین کنفرانس ملی مدیریت بحران" وزارت کشور  
اردیبهشت ۱۳۹۱

۲- مدلسازی عددی سونامی و آبگرفتگی ساحل در اثر این پدیده "همایش ملی عمران و توسعه پایدار  
" دانشگاه خاوران مشهد بهمن ۱۳۹۱



| صفحه | فهرست مطالب                                 |
|------|---|
| ۱    | فصل اول-مقدمه                               |
| ۲    | ۱-۱- اهمیت موضوع                            |
| ۲    | ۲-۱- روش تحقیق                              |
| ۲    | ۳-۱- هدف تحقیق                              |
| ۲    | ۴-۱- بررسی فصول                             |
| ۵    | فصل دوم-سیلاب و علل پیدایش آن               |
| ۶    | ۱-۲-مقدمه                                   |
| ۶    | ۲-۲-علل پیدایش سیلاب                        |
| ۶    | ۱-۲-۲-عوامل طبیعی                           |
| ۶    | ۱-۲-۲-۱-بارندگی طولانی                      |
| ۷    | ۱-۲-۲-۲-بارش شدید و کوتاه                   |
| ۷    | ۱-۲-۲-۳-ذوب شدن سریع برف و یخ در کوهستان ها |
| ۷    | ۱-۲-۲-۴-کم شدن پوشش گیاهی                   |
| ۸    | ۱-۲-۲-۵-نفوذ ناپذیری خاک                    |
| ۸    | ۱-۲-۲-۶-شیب زمین                            |
| ۸    | ۲-۲-۲-عوامل غیر طبیعی                       |
| ۹    | ۳-۲-انواع سیلاب                             |
| ۱۰   | ۱-۳-۲-سیلاب ناگهانی                         |
| ۱۰   | ۲-۳-۲-سیلاب نواحی ساحلی و خورها             |
| ۱۱   | ۳-۳-۲-سیلابهای شهری                         |

|    |                                |
|----|--------------------------------|
| ۱۱ | ۴-۳-۲-سیلابهای رودخانه ای      |
| ۱۲ | ۵-۳-۲-آبگیر (سیلابهای بارانی)  |
| ۱۲ | ۶-۳-۲-سیلابهای ناشی از سونامی  |
| ۱۵ | ۷-۳-۲-شکست سد                  |
| ۱۸ | <b>فصل سوم-سونامی</b>          |
| ۱۹ | ۱-۳-سونامی                     |
| ۲۲ | ۲-۳-ایجادسونامی                |
| ۲۳ | ۳-۳-دینامیک سونامی             |
| ۲۳ | ۴-۳-سونامی در نزدیکی ساحل      |
| ۲۴ | ۵-۳-جریان سیل سونامی درون ساحل |
| ۲۵ | ۶-۳-فیزیک سونامی               |
| ۲۶ | ۷-۳-سونامی در ساحل             |
| ۲۷ | ۸-۳-مراکز هشدار سونامی         |
| ۲۹ | ۹-۳-مدلسازی سونامی             |
| ۲۹ | ۱-۹-۳-پیش بینی حرکت سونامی     |
| ۳۰ | ۲-۹-۳-مدلسازی سیلاب            |
| ۳۱ | ۳-۹-۳-اهمیت مدلسازی            |
| ۳۲ | ۴-۹-۳-روش مدلسازی              |
| ۳۳ | ۵-۹-۳-معادلات آبهای کم عمق     |
| ۳۳ | ۱-۵-۹-۳-فرم بقائی              |

|    |   |
|----|---|
| ۳۳ | ۳-۹-۵-۲-فرم غیر بقائی                             |
| ۳۵ | فصل چهارم-ایجاد سونامی                            |
| ۳۶ | ۴-۱-مقدمه   |
| ۳۶ | ۴-۲-انواع گسل                                     |
| ۳۷ | ۴-۳-مقیاسهای شدت و بزرگی سونامی                   |
| ۳۸ | ۴-۳-۱-مقیاس شدت سیرگ                              |
| ۳۸ | ۴-۳-۲-مقیاس بزرگی آیدا و ایمامورا                 |
| ۳۹ | ۴-۳-۳-مقیاس شدت سولویف                            |
| ۴۱ | ۴-۳-۴-مقیاس بزرگی ابه                             |
| ۴۱ | ۴-۴-ایجاد سونامی                                  |
| ۴۲ | ۴-۴-۱-تئوری مانسینها و اسمایلی                    |
| ۴۴ | ۴-۴-۲-تغییر شکل بستر دریا                         |
| ۴۵ | ۴-۴-۳-تغییر شکل لحظه ای کف                        |
| ۴۸ | ۴-۵-گسترش امواج سونامی                            |
| ۴۸ | ۴-۵-۱-مدل خطی                                     |
| ۴۹ | ۴-۵-۱-۱-معادلات حاکم                              |
| ۵۱ | ۴-۵-۲-مدل غیر خطی                                 |
| ۵۲ | ۴-۵-۲-۱-معادلات حاکم                              |
| ۵۳ | ۴-۶-بالازدگی موج در خطوط ساحلی و سیلاب ناشی از آن |
| ۵۳ | ۴-۷-تفاوت گسترش امواج ساحل در اقیانوس و خشکی      |

|    |  |
|----|--|
| ۵۵ | فصل پنجم- فرمول بندی تفاضل محدود معادلات حاکم        |
| ۵۶ | ۱-۵- مقدمه   |
| ۵۶ | ۲-۵- روش تفاضل محدود                                 |
| ۵۶ | ۱-۲-۵- روش صریح                                      |
| ۵۷ | ۲-۲-۵- روش ضمنی                                      |
| ۵۸ | ۳-۵- کدهای مورد استفاده برای حل معادلات آبهای کم عمق |
| ۵۸ | ۱-۳-۵- comcot کد                                     |
| ۵۸ | ۱-۱-۳-۵- روش تفاضل محدود خطی                         |
| ۶۳ | ۲-۳-۵- پراکندگی عددی                                 |
| ۶۴ | ۳-۳-۵- تحلیل پایداری                                 |
| ۶۸ | ۲-۱-۳-۵- روش تفاضل محدود غیر خطی                     |
| ۷۰ | ۴-۳-۵- مدل volna                                     |
| ۷۰ | ۵-۳-۵- مدل jrc                                       |
| ۷۱ | ۶-۳-۵- مدل swan                                      |
| ۷۱ | ۷-۳-۵- مدل most                                      |
| ۷۳ | فصل ششم- مدلسازی عددی سونامی                         |
| ۷۴ | ۱-۶- مقدمه   |
| ۷۴ | ۲-۶- محدوده مورد مطالعه                              |
| ۷۵ | ۳-۶- مشخصات زمین لرزه                                |
| ۷۷ | ۴-۶- مدلسازی عددی                                    |

|     |  |
|-----|--|
| ۷۹  | ۱-۴-۶-نتایج مدلسازی                                  |
| ۸۹  | ۵-۶-بررسی صحت مدلسازی                                |
| ۹۲  | <b>فصل هفتم-مدلسازی عددی سیلابهای ناشی از سونامی</b> |
| ۹۳  | ۱-۷-مقدمه  |
| ۹۵  | ۲-۷-محدودیتهای مدلسازی                               |
| ۹۶  | ۳-۷-مراحل مدلسازی                                    |
| ۹۶  | ۱-۳-۷-مرحله پیش پردازش داده ها                       |
| ۹۶  | ۱-۱-۳-۷-منطقه مورد مطالعه                            |
| ۹۷  | ۲-۱-۳-۷-علت انتخاب محدوده مورد مطالعه                |
| ۱۰۰ | ۳-۱-۳-۷-اطلاعات لرزه ای                              |
| ۱۰۱ | ۲-۳-۷-مرحله حل                                       |
| ۱۰۱ | ۳-۳-۷-مرحله پس پردازش داده ها                        |
| ۱۰۲ | ۴-۳-۷-مراحل مدلسازی سونامی                           |
| ۱۰۳ | ۴-۷-نتایج  |
| ۱۱۶ | <b>فصل هشتم-جمع بندی و پیشنهادات</b>                 |
| ۱۱۷ | ۱-۸-مقدمه  |
| ۱۱۸ | ۲-۸-جمع بندی نتایج                                   |
| ۱۱۹ | ۳-۸-پیشنهادات  |
| ۱۲۱ | مراجع  |

## فهرست اشکال

- ۱۶ شکل (۱-۲)- نقشه سیلاب سد
- ۱۹ شکل (۱-۳)- شکست کف
- ۲۰ شکل (۲-۳)- قسمتی از ساحل در هنگام سونامی
- ۲۱ شکل (۳-۳)- مشخصه های موج
- ۲۱ شکل (۴-۳)- مقایسه موجهای منظم با موجهای ناشی از سونامی
- ۲۹ شکل (۵-۳)- سیستم های هشدار سونامی اقیانوس آرام
- ۳۷ شکل (۱-۴)- انواع گسل
- ۴۳ شکل (۲-۴)- هندسه گسل و محورهای مختصات در رابطه مانسینها و اسمایلی
- ۴۷ شکل (۳-۴)- پارامترهای مربوط به شکست الاستیک
- ۶۰ شکل (۱-۵)- گام های زمانی برای حل معادلات
- ۶۲ شکل (۲-۵)- محاسبات تغییرات سطح آزاد جریان در گره های مختلف
- ۷۲ شکل (۱-۶)- تصویر منطقه مورد مطالعه
- ۷۴ شکل (۲-۶)- نقشه عوارض منطقه مورد مطالعه
- ۷۶ شکل (۳-۶)- محل تقریبی نقطه کانونی
- ۷۸ شکل (۴-۶)- تصویر سه بعدی از امواج ۲۰ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۷۹ شکل (۵-۶)- مناطق در نظر گرفته شده برای تحلیل امواج
- ۸۰ شکل (۶-۶)- ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۱ در زمانهای مختلف
- ۸۰ شکل (۷-۶)- پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۱ در زمانهای مختلف
- ۸۱ شکل (۸-۶)- ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۲ در زمانهای مختلف

- ۸۱ شکل (۶-۹) - پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۲ در زمانهای مختلف
- ۸۲ شکل (۶-۱۰) - ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۳ در زمانهای مختلف
- ۸۲ شکل (۶-۱۱) - پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۳ در زمانهای مختلف
- ۸۳ شکل (۶-۱۲) - ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۴ در زمانهای مختلف
- ۸۳ شکل (۶-۱۳) - پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۴ در زمانهای مختلف
- ۸۴ شکل (۶-۱۴) - تصویر سه بعدی امواج ۳۰ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۸۵ شکل (۶-۱۵) - تصویر سه بعدی امواج ۴۵ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۸۶ شکل (۶-۱۶) - تصویر سه بعدی امواج ۶۰ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۸۷ شکل (۶-۱۷) - تصویر امواج ۲۰ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۸۷ شکل (۶-۱۸) - تصویر امواج ۳۰ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۸۸ شکل (۶-۱۹) - تصویر امواج ۴۵ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۸۸ شکل (۶-۲۰) - تصویر امواج ۶۰ دقیقه پس از وقوع زلزله
- ۹۱ شکل (۶-۲۱) - اطلاعات پایگاه های ثبت داده سونامی مربوط به سونامی ژاپن
- ۹۴ شکل (۷-۱) - نقشه خطر پذیری سونامی
- ۹۵ شکل (۷-۲) - نقشه تخلیه منطقه
- ۹۷ شکل (۷-۳) - عوارض مربوط به محدوده مورد مطالعه
- ۹۸ شکل (۷-۴) - تصویر محدوده مدل سازی شده
- ۹۹ شکل (۷-۵) - نقشه عوارض منطقه با دقت ۱۰ متر
- ۱۰۴ شکل (۷-۶) - مناطق ۴ گانه برای نشان دادن سیلاب
- ۱۰۵ شکل (۷-۷) - پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۱

- ۱۰۷ شکل (۷-۸) - پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۲
- ۱۰۹ شکل (۷-۹) - پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۳
- ۱۱۱ شکل (۷-۱۰) - پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۴
- ۱۱۳ شکل (۷-۱۱) - سیلاب منطقه
- ۱۱۴ شکل (۷-۱۲) - مناطق آب گرفته همراه با نقشه منطقه
- ۱۱۵ شکل (۷-۱۳) - مناطق آب گرفته همراه با نقشه عوارض



## فهرست جداول

|     |  |
|-----|--|
| ۱۴  | جدول (۱-۲) - خسارت ناشی از سونامی اندونزی ۲۰۰۴   |
| ۱۷  | جدول (۲-۲) - شکست سد و خسارات آن                 |
| ۲۱  | جدول (۱-۳) - مقایسه خصوصیات موج                  |
| ۳۱  | جدول (۲-۳) - اطلاعات سونامی های معروف            |
| ۳۹  | جدول (۱-۴) - مقیاس بزرگی آیدا و ایمامورا         |
| ۴۰  | جدول (۲-۴) - مقیاس شدت سونامی سولوویف            |
| ۴۵  | جدول (۳-۴) - پارامترهای شکست الاستیک             |
| ۷۶  | جدول (۱-۶) - مشخصات زلزله مدل شده                |
| ۹۰  | جدول (۲-۶) - خلاصه ای از نتایج مدلسازی عددی      |
| ۱۰۰ | جدول (۱-۷) - جدول اطلاعات زمین لرزه              |
| ۱۰۲ | جدول (۲-۷) - فلوچارت مراحل مدلسازی سیلاب         |
| ۱۱۲ | جدول (۲-۷) - میزان پیشروی آب در ساحل مناطق مختلف |

# فصل اول

## مقدمه

## ۱-۱- اهمیت موضوع

از آنجایی که سونامی یکی از مخربترین حوادث طبیعی در دنیا می باشد و سالانه تلفات جانی و مالی زیادی را به بار می آورد آشنایی با این پدیده و پیش بینی حرکت امواج آب ناشی از این پدیده می تواند در کاهش خسارات نقش بسزایی داشته باشد . مهمترین عامل ایجاد تلفات در یک سونامی سیلاب ایجاد شده در اثر آن میباشد . به منظور آگاهی از نحوه حرکت سونامی در خشکی و بررسی اثرات آن بر ساحل می توان نقشه های خطر را برای مناطقی که بالقوه در خطر آبگرفتگی ناشی از سونامی هستند را با استفاده از مدلسازی عددی شناسایی و بررسی کرد .

## ۱-۲- روش تحقیق :

با توجه به فیزیک و مشخصات موج سونامی که در فصول بعد ارائه خواهد شد معادلات حاکم بر رفتار سونامی معادلات آبهای کم عمق می باشد که به منظور مدلسازی حرکت امواج سونامی و سیلاب ناشی از آن میتوان از صورتهای مختلف این معادلات در فضای مختصاتی گوناگون استفاده کرد .

## ۱-۳- هدف تحقیق :

هدف از این پایان نامه بررسی نحوه حرکت سونامی از لحظه ایجاد تا رسیدن آن به خشکی و چگونگی رفتار آن بعد از رسیدن به ساحل می باشد . بدین منظور بدنبال استفاده از کدی می باشیم تا با استفاده از آن بتوان سونامی را ایجاد کرد و سپس در پیکره اقیانوس گسترش داد و پس از آن موج سونامی را وارد خشکی کرد و نهایتا نقشه های خطر برای مناطق حساس را تهیه کرد .

## ۱-۴- بررسی فصول

به منظور نیل به اهداف بیان شده مطالب این پایان نامه در قالب ۸ فصل به صورت زیر ارائه میگردد .

## فصل اول : مقدمه

فصل دوم : در این فصل به انواع سیلاب و علل پیدایش آنها پرداخته شده است سپس میزان تلفاتی که سونامی و سیلاب ناشی از آن در مناطق مختلف به جای گذاشته است بیان میگردد. شکست سد و شباهتهای آن با بحث سونامی از لحاظ معادلات و خطرهای ناشی از شکست سد نیز در این قسمت بیان میگردد .

فصل سوم : در این فصل به بررسی خصوصیات سونامی از جمله فیزیک ، دینامیک ، نحوه حرکت سونامی در خشکی پرداخته میشود سپس اهمیت مدلسازی و معادلات حاکم بر حرکت امواج سونامی مورد بررسی قرار خواهد گرفت . تغییر رفتار سونامی در نزدیکی ساحل و علت این پدیده و همچنین اهمیت و نیاز های موجود به مدلسازی در این فصل بیان میگردد . معادلات حاکم بر رفتار سونامی که معادلات آبهای کم عمق میباشند به صورت بسیار مختصر در انتهای فصل مورد بررسی قرار گرفته است .

فصل چهارم : در این فصل به بررسی نحوه ایجاد سونامی میپردازیم و روشهای مختلف محاسبه تغییر شکل بستر دریا به منظور آغاز مدلسازی را بیان میکنیم . انواع گسل و شیوه های شکست آن مورد بررسی قرار میگیرد . سپس به بررسی انواع مقیاس برای بیان بزرگی سونامی میپردازیم و در ادامه معادلات آبهای کم عمق در مختصات مختلف بیان شده است . معادلات آبهای کم عمق در دو حالت معادلات خطی و غیر خطی و موارد استفاده آنها در مدلسازی سونامی به طور مفصل در این فصل بیان میگردد .

فصل پنجم : در این فصل روش تفاضل محدود در حل معادلات دیفرانسیل و انواع مختلف آنها به اختصار توضیح داده میشود . روشهای تفاضل محدود مورد استفاده در این پایان نامه جهت حل معادلات آبهای کم عمق و تئوریهای حل به طور کامل بیان میگردد . سپس فرمول بندی تفاضل

محدود آبهای کم عمق در دو فرم خطی و غیر خطی بیان میگردد و در انتها روشهای موجود جهت مدلسازی سونامی به طور اختصار معرفی میگردد .

فصل ششم : در این فصل به بررسی صحت روش انتخابی برای مدلسازی سونامی میپردازیم . بدین منظور سونامی سواحل ژاپن را مدلسازی میکنیم و نتایج حاصل را با خروجیهای مراکز ثبت امواج سونامی مقایسه میکنیم .

فصل هفتم : در این فصل سیلاب ناشی از سونامی مدلسازی شده و نتایج حاصل از آن بیان میگردد . قسمت اصلی این پایان نامه این فصل میباشد که در آن مراحل گوناگون مدلسازی و روشهای آن شرح داده شده و نهایتاً نتایج به صورت نقشه های خطر مناطق و پروفیلهای طولی سیلاب بیان میگردد .  
فصل هشتم : جمع بندی نتایج و تحقیقات که در ادامه قابل انجام است در این فصل بیان میگردد .

# فصل دوم

سیلاب و علل پیدایش آن

## ۲-۱-مقدمه:

سیل بالا آمدن نسبتاً زیاد آب دریک رودخانه یا مسیل میباشد. این بالا آمدن حالتی نسبی داشته و اصولاً نسبت به رژیم عادی یا نرمال سنجیده می شود. در فرهنگ معین آمده است :

«سیلاب آب فراوانی است که با سرعت جاری می شود و طغیان کرده ، پهنه ای از زمین را که در شرایط عادی زیر آب نیست، فروگیرد .»

## ۲-۲-علل پیدایش سیل (سیلاب):

عوامل مؤثر بر وقوع سیل رامی توان به عوامل طبیعی و عوامل انسانی تقسیم بندی کرد .

### ۲-۲-۱-عوامل طبیعی :

#### ۲-۲-۱-۱-بارندگی طولانی :

عامل اصلی وقوع سیل بارش باران های طولانی میباشد که به طور عمده در مناطق پرباران و گاهی کم باران اتفاق می افتد. در بارندگی های شدید ، قطره های باران درشت تر و وسعت بارش و زمان بارش زیاد تر از بارش های عادی است .

اگر بارش با تداوم زیاد در زمینهای بدون پوشش گیاهی مناسب روی دهد سیلابهای فصلی به وجود می آید. در چنین شرایطی به خاطر شدت بارندگی ، تمام آب در خاک نفوذ نمی کند و آب اضافی به صورت سیل جاری می شود .

## ۲-۲-۱-۲- بارش شدید و کوتاه :

در مناطق کم باران ، گاهی بارندگی هایی کوتاه مدت ولی شدید صورت می گیرد و سیلاب در این مناطق به دلیل شدت بارندگی و تولید حجم آب زیاد و عدم وجود پوشش گیاهی و نیز رسی بودن خاک (نفوذ ناپذیری خاک ) ، ایجاد میشود . در واقع پوشش گیاهی به عنوان مانعی بر سر راه سیلاب میباشد باتوجه به این که در چنین مناطقی هیچ گونه پوشش گیاهی به عنوان مانعی بر سر راه آب های جاری وجود ندارد، اثرهای تخریبی آن بسیار زیاد است .

## ۲-۲-۱-۳- ذوب شدن سریع برف و یخ در کوهستان ها :

ذوب شدن ناگهانی برف ها از عوامل ایجاد سیل میباشد ، گاهی به دلیل افزایش درجه حرارت هوا ، برف موجود بر روی کوه ها به سرعت ذوب شده و ایجاد سیلاب میکند. گاهی نیز بارش باران موجب آب شدن برف و ایجاد سیلابهای ناگهانی میشود .

## ۲-۲-۱-۴- کم شدن پوشش گیاهی :

پوشش گیاهی یک منطقه نقش بسیار مهمی در جلوگیری از جاری شدن سیل دارد ، زیرا گیاهان مانع برخورد مستقیم قطرات آب با خاک میشوند ، در نتیجه سرعت آن ها کاسته شده و آب فرصت کافی برای نفوذ در خاک پیدا می کند . به علاوه ریشه های گیاهان باعث افزایش خلل و فرج خاک می شوند، در نتیجه آب به راحتی در خاک نفوذ می کند . بنابراین با وجود گیاهان ، آب ناشی از بارش باران در خاک فرورفته و به این ترتیب ، علاوه بر اینکه احتمال جاری شدن سیل کم میشود سفره های آب زیرزمینی نیز غنی تر می شوند .

سیل بیشتر در مناطقی جاری می شود که گیاهان آن منطقه از بین رفته اند . در زمین های بدون گیاه ، باران علاوه بر ایجاد سیل ، باعث تخریب خاک هم می شود . سالیانه میلیون ها تن خاک مرغوب



و مناسب برای کشاورزی توسط سیلاب ها شسته و حمل می گردد و از این روی نیز سیل خسارت های زیادی به بخش کشاورزی وارد می کند .

#### ۲-۱-۵- نفوذ ناپذیری خاک :

جنس خاک نیز عامل مهمی در جاری شدن سیل به شمار می رود .

هر چه کود حیوانی ، مواد گیاهی و هوموس خاک بیشتر باشد ، آب بیشتری در آن نفوذ می کند . در مقابل هر چه قدر خاک ، بیشتر رسی باشد ، آب کمتری در آن نفوذ می کند .

هر چه خاک منطقه ای نفوذ پذیرتر باشد خطر ایجاد سیلاب در آن منطقه کمتر است زیرا آب کمتری در سطح خاک جاری می شود بر عکس هر چه قدر خاک سفت تر باشد ، آب کمتر در آن نفوذ می کند . در نتیجه آب بیشتری بر روی زمین جاری شده و احتمال ایجاد سیل بیشتر است .

#### ۱-۲-۵- شیب زمین :

سیل در مناطقی جاری می شود که شیب زمین تند باشد ، زیرا آب فرصت کافی برای نفوذ در خاک را نمی یابد و به سرعت جاری می شود و هر چه قدر آب جاری شده به سمت مناطق پایین دست شیبها پیش میرود ، سرعت و حجم آن افزایش یافته و قدرت تخریب آن بیشتر می شود . این نوع سیل ها در روستاهایی که در دامنه کوهپایه ها قرار دارند بسیار اتفاق می افتند و اکثراً بسیار مخرب میباشند .

#### ۲-۲-۲- عوامل غیر طبیعی :

عوامل غیر طبیعی به مجموعه فعالیتهایی اطلاق میگردد که تحت تاثیر آنها احتمال وقوع سیلاب به طور چشم گیری افزایش می یابد. دانشمندان معتقدند که برخی از بلایای طبیعی نظیر سیل ، در اثر تقابل فعالیت های انسانی و طبیعت پیش می آید . در زیر به برخی عوامل انسانی مؤثر بر وقوع سیل اشاره می شود :

- ۱ - عدم اعمال مدیریت صحیح در حوضه
- ۲ - بی توجهی به مسائل هیدرولیکی در رودخانه
- ۳ - افزایش ضریب زبری و مقاومت آبراهه
- ۴ - برداشت غیراصولی مصالح رودخانه‌ای
- ۵ - عدم رعایت حریم رودخانه و سیل راه
- ۶ - کاربری اراضی حاشیه رودخانه
- ۷ - تخریب سواحل رودخانه و خاکریزها
- ۸ - توسعه مناطق شهری و روستایی
- ۹ - عدم رعایت اصول صحیح مطالعه ، طراحی و اجرای تاسیسات رودخانه ای
- ۱۰ - عدم رعایت اصول صحیح مطالعه , طراحی و اجرای تاسیسات مهار سیلاب
- ۱۱ - کم اطلاعی یا بی اطلاعی مردم و مسئولین از نحوه واکنش به وقوع سیل

## ۲-۳- انواع سیلاب:

در جریان یک سیلاب آب ، محلی از زمین را که قبلا خشک بوده میپوشاند. این آب معمولا ناشی از بارش باران است که این بارندگی میتواند سبب سر ریز شدن آب از دریا، رودخانه، دریاچه، کانالهای انتقال آب و یا حتی کانالهای فاضلاب شود .

سیلاب ها میتواند بر اساس سرعت ، زمین ساخت و یا دلیل ایجاد تقسیم بندی شوند. انواع مختلف سیلاب در ادامه مورد بحث قرار خواهد گرفت. [۱]

### ۲-۳-۱- سیلاب ناگهانی:

در مناطق دارای شیب تند ، بارش شدید میتواند رودخانه هایی که خشک و یا دارای رژیم جریان کمی میباشد را پر کند. آب ناشی از بارش با سرعتی تند به سمت پایین دست حرکت کرده و در بستر رودخانه جمع میشود و تراز آب رودخانه به سرعت بالا میاید، وقتی آب از تراز نرمال رودخانه بالاتر رود موجب آبگرفتگی منطقه میشود.

در وقوع سیلابهای ناگهانی سرعت ایجاد سیلاب مهم میباشد . سیلاب ناگهانی ناشی از بارش سنگین باران و یا ذوب ناگهانی برف ها بوده و عموماً به سرعت جاری میشوند.

در سیلابهای ناگهانی میزان آبی که منطقه را میپوشاند و عمق سیلاب نسبت به انواع دیگر سیلاب ناچیز میباشد. اما در مناطق با مساحت کم این سیلاب باید مورد توجه قرار گیرد، زیرا میتواند عمق زیادی پیدا کند.

سیلاب ناگهانی را میتوان با سیلاب ناشی از شکست آب بندهای دریایی مقایسه کرد.

### ۲-۳-۲- سیلاب نواحی ساحلی و خورها:

سیلاب ساحلی زمانی اتفاق می افتد که ساحل به زیر آب دریا رود. علت این حرکت آب دریا، طوفان

شدید است. طوفان موجهای بزرگ ایجاد میکند و موجب نفوذ آب دریا به مناطق ساحلی میشود.

معمولاً طوفانهای دریایی مذکور در مناطق کم فشار به وجود می آید.

سیل زمانی شروع میشود که موجها با عبور از سازه های مدافع به داخل سواحل وارد شود. زمانی که ساحل ماسه ای باشد سیلاب موجب شسته شدن ماسه ها شده که به طبع آن موجب از بین رفتن خاکریزهای ماسه ای ( یکی از سازه های محافظ سواحل) میگردد.

### ۲-۳-۳- سیلابهای شهری:

سیلاب در مناطق شهری میتواند به علت سیلاب های ناگهانی یا سیلاب های ساحلی و یا سیلاب های رودخانه ای به وجود آید اما نوع ویژه ای از سیلاب وجود دارد که به آن سیلاب شهری گویند.

سیلاب های شهری معمولا به علت کمبود ظرفیت در سیستم های جمع آوری آبهای سطحی به وجود میآید. آبهای ناشی از بارندگی باید به سمت آبروهای سطحی و سپس به زهکشها هدایت شود. اگر سیستم جمع آوری آبهای سطحی و لوله های زهکش ظرفیت لازم را نداشته باشد بارش شدید میتواند باعث ایجاد سیلاب شهری شود.

سیلاب شهری مزاحمتهای زیاد در شهرها ایجاد میکند و میتواند باعث بسته شدن خیابانها و جلوگیری از عبور و مرور شود. خسارات مالی معمولا در اینگونه سیلها قابل توجه است اما معمولا خسارات جانی چندانی در بر ندارد. به علت ماهیت طبیعی سیلاب شهری، آب به آرامی بالا می آید. به خصوص اگر شهر در منطقه ای کم ارتفاع و بدون عوارض جغرافیایی واقع باشد سرعت جریان بسیار آرام است و همچنین عمق آب هیچوقت به مقداری نخواهد رسید که برای انسان ها خطرناک شود.

### ۲-۳-۴- سیلاب های رودخانه ای:

سیلاب در رودخانه های بزرگ میتواند به دو علت ایجاد شود

۱- بارش باران بر روی این رودخانه ها میتواند به طور مستقیم سبب ایجاد سیلاب شود.

۲- بارش باران در منطقه موجب بالا آمدن و طغیان رودخانه های کوچک موجود در منطقه میگردد سپس این رودخانه ها به رودخانه های بزرگ میپیوندند و موجب سرریز آب و سیلاب در منطقه میگردد.

بنابر این در سیلاب رودخانه ای لازم نیست بارش مستقیما بر روی رودخانه ی مذکور رخ داده باشد.

### ۲-۳-۵- آّبگیر (سیل‌های بارانی):

آّبگیر نوعی از سیلاب است که معمولا در مناطق هموار اتفاق میافتد. آب ناشی از بارش معمولا بر روی زمین ، در کانال ها و یا دریاچه ها ذخیره میشود و یا با استفاده از سیستم زهکش از منطقه خارج میشود. زمانی که آب بیشتر از حدی باشد که بتواند ذخیره شود جاری شده و سیل اتفاق میافتد. در این حالت باران منبع ایجاد سیل است نه آبی که از رودخانه ها میآید به همین دلیل است که به آن سیل های بارانی نیز گفته میشود.

این نوع سیلاب مانند سیلاب شهری است با این تفاوت که در مناطق خارج از شهرها شکل میگیرد و سیستم زهکش برای دفع آبهای جاری وجود ندارد .

سرعت حرکت جریان در این نوع سیلاب بسیار کم است. سطح آب در حد چند سانتیمتر و یا چند دسی متر ارتفاع دارد و تهدیدی برای جان انسان ها نمیباشد. باتوجه به نوع فعالیت اقتصادی و سطح منطقه این سیلاب میتواند خسارات اقتصادی زیادی بر جای گذارد.

### ۲-۳-۶- سیلاب های ناشی از سونامی:

سونامی ها میتوانند به علت زمین لغزش ، زلزله و انفجار به وجود آید . امواجی که به وسیله موارد یاد شده ایجاد میشود سونامی نامیده میشوند . سونامی ها به علت سرعت بسیار بالایی که دارند شدیداً ویران کننده هستند .

امواج سونامی مانند امواج معمولی در مقیاس بزرگ، رفتار نمیکنند. برای درک سیلابهای ناشی از سونامی میتوان آبرگرفتنی سواحل به علت جذر و مد را در نظر گرفت سیلابهایی که توسط سونامی ها به وجود میآیند رفتاری شبیه به آبرگرفتنیهای جذر و مدی دارند یعنی اینگونه به نظر میرسد که سطح تراز معمول دریا بالا آمده است. وقتی امواج سونامی به ساحل میرسند ، قطاری از امواج به صورت کاملا پیوسته به ساحل میرسند این پیوستگی موجب میشود که تراز سطح آب در آن منطقه بالا آید و شبیه جذر و مد در مقیاس بزرگ به نظر رسد.

تفاوتی که در این جا وجود دارد سرعت و شدت این امواج است سیلابهای ناشی از سونامی سرعت بسیار زیادی داشته و هر مانعی بر سر راه خود را از بین میبرد. بعد از بالا آمدن سطح آب و ورود این امواج به ساحل به علت انرژی بسیار زیاد این امواج ، سیلاب ناشی از آن میتواند تا هزاران متر درون ساحل پیشروی کنند و تمامی تاسیسات شهری را نابود کنند .

نکته ای دیگری که در اینجا وجود دارد این است که این سیلاب ها تقریبا بعد از حرکت در خشکی در منطقه ساکن میمانند و یا با سرعت بسیار کم به سمت دریا عقب نشینی میکنند و مناطق سیل زده زیر آب باقی میمانند. به عنوان مثال در سونامی سال ۲۰۱۱ ژاپن برای خارج کردن آب از ساحل از سراسر کشور پمپ هایی را به مناطق سیل زده منتقل کردند تا خروج آب و برگشت آب به ساحل با سرعت بیشتری انجام پذیرد.[۲]

در برخورد سونامی با ساحل دو مطلب قابل توجه است اول امواج بسیار بلند که به سواحل منطقه میرسد که به آنها امواج بالا زده گفته میشود و دوم بالا آمدن سطح آب و ورود آن به ساحل و پیشروی آن میباشد. نکته ای که در اینجا باید به آن توجه کرد این است که سیلاب هایی که یک سونامی به وجود میآورد نه تنها شهرهای ساحلی حوزه سونامی را تهدید میکند بلکه میتواند در هر نقطه از کره زمین باعث بالا آمدن تراز دریا شود به عنوان مثال سونامی سال ۱۹۶۰ در شیلی موجب سیلاب هایی نسبتا بزرگ در سواحل ژاپن گردید.

سونامی باعث سیلاب نه تنها در حوزه خود بلکه در مناطق کم و بیش دور نیز میگردد. یکی از بزرگ ترین سونامیهای اخیر سونامی سال ۲۰۰۴ در اقیانوس هند بود، از این سونامی در برخی منابع به عنوان بزرگترین سونامی تاریخ یاد شده است که سیلابهای آن در مناطق ساحلی خسارات زیادی را به بار آورد. جدول (۱-۲) خسارات ناشی از سیلاب این سونامی در مناطق مختلف را نمایش میدهد. [۳]

جدول (۱-۲)- خسارات ناشی از سونامی اندونزی ۲۰۰۴

| کشور          | تلفات  | زخمی   | مفقود  | آواره       |
|---------------|--------|--------|--------|-------------|
| اندونزی       | ۱۳۰۷۳۶ | -      | ۳۷۰۶۳  | ۵۰۰۰۰۰      |
| سری لانکا     | ۳۵۳۲۲  | ۲۱۴۱۱  | -      | ۵۱۶۱۵۰      |
| هند           | ۱۲۴۰۵  | -      | ۵۶۴۰   | ۶۴۷۵۹۹      |
| تایلند        | ۵۳۹۵   | ۸۴۵۷   | ۲۸۱۷   | ۷۰۰۰        |
| سومالی        | ۷۸     | -      | -      | ۵۰۰۰        |
| برمه          | ۶۱     | ۴۵     | ۲۰۰    | ۳۲۰۰        |
| مالدیو        | ۸۲     | -      | ۲۶     | ۱۵۰۰۰       |
| مالزی         | ۶۸     | ۲۹۹    | ۶      | -           |
| تانزانیا      | ۱۰     | -      | -      | -           |
| سیشل          | ۳      | ۵۷     | -      | ۲۰۰         |
| بنگلادش       | ۲      | -      | -      | -           |
| آفریقای جنوبی | ۲      | -      | -      | -           |
| یمن           | ۲      | -      | -      | -           |
| کنیا          | ۱      | -      | -      | -           |
| ماداگاسکار    | -      | -      | -      | ۱۰۰۰        |
| جمع           | ۱۸۴۱۶۷ | ۲۳۰۲۷۳ | ۱۲۵۰۰۰ | ۱.۶۹ میلیون |

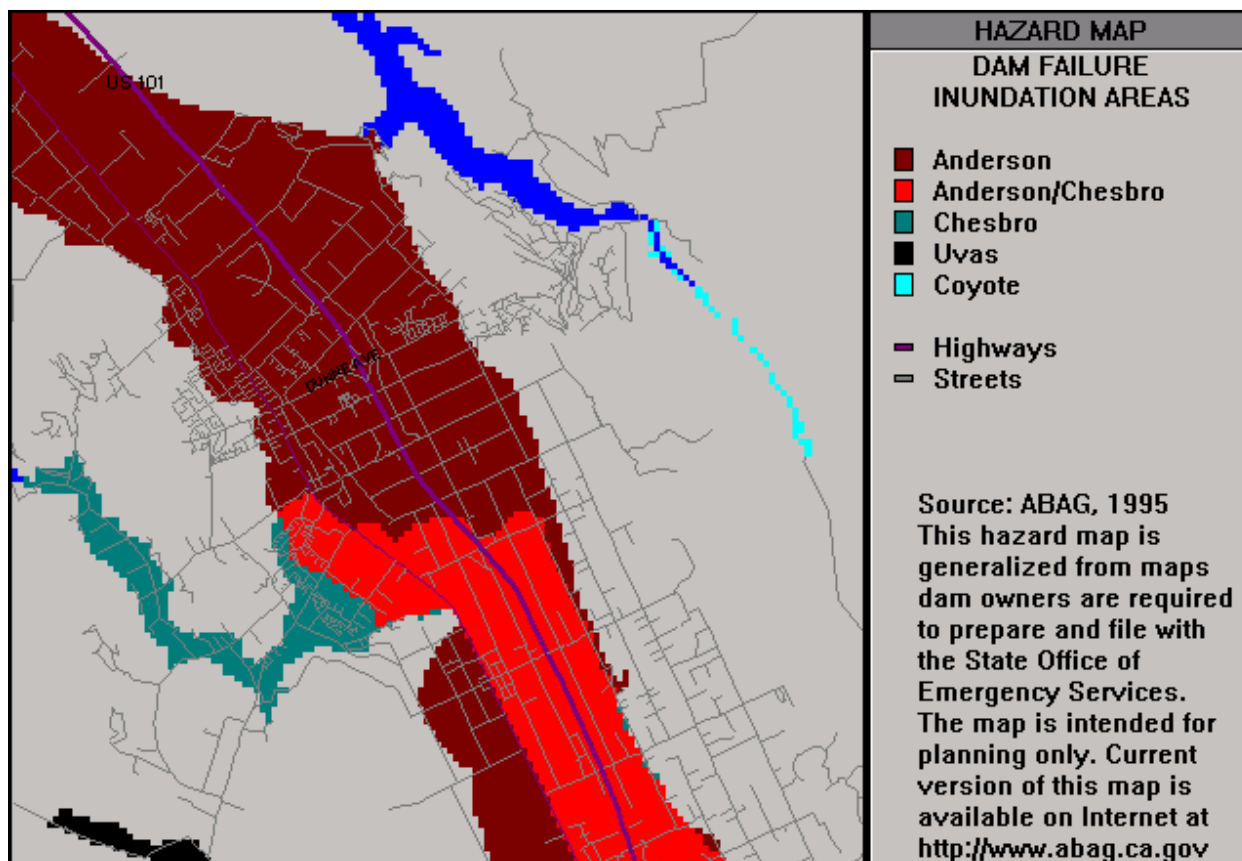
## ۲-۳-۷- شکست سد:

یکی از سیلابهایی که از لحاظ فیزیکی شباهت زیادی به سیلابهای ناشی از سونامی دارد سیلابهایی هستند که به علت شکست سد بوجود میآیند.

زمانی که سدی از بین میرود و یا دچار شکستگی میشود و یا دچار پدیده عبور آب از روی تاج سد میگردد مقادیر زیاد آب به سمت پایین دست حرکت میکند این حجم جریان هد اولیه نسبتا زیادی دارد که علت آن ارتفاع سد میباشد. به علت این هد، سرعت آب جاری شده ناشی از شکست سد بسیار زیاد میباشد. همین امر موجب قابلیت تخریب بسیار بالای سیلاب ناشی از شکست سد میباشد. از لحاظ تخریب، سیلاب ناشی از سونامی بسیار مخرب تر از سیلاب ناشی از شکست سد میباشد اما از طرفی منطقه ای که سیلاب ناشی از شکست سد در آن جریان می یابد به مراتب کوچکتر از سواحل اقیانوسها میباشد در نتیجه این سیلابها به طور نسبی مخرب میباشد. [۴]

مساله شکست سد تا اندازه ای مهم میباشد که در برخی کشورها برای سدها نقشه ی خطر سیلاب ایجاد شده است تا در مواقع بحرانی از شدت آسیبها کاسته شود. شکل (۲-۱) نمونه ای از نقشه سیلاب سد را نشان میدهد.





شکل (۲-۱) - نمونه ای از نقشه سیلاب سد

مساله شکست سد از دیر باز مورد توجه مهندسين بوده و مدلسازی های علمی برای مساله شکست سد انجام گرفته است. لازم به ذکر است مساله مدلسازی سیلاب سد و سیلاب سونامی از لحاظ تکنیک مدلسازی و معادلات بسیار شبیه به هم میباشند . با این تفاوت که در سیلاب ناشی از شکست سد منطقه ای بسیار کوچکتر از سیلاب سونامی مدلسازی میشود

در جدول (۲-۲) تعدادی از شکستهای سد و خسارات ناشی از سیلاب آن بیان شده است.[۵]

جدول (۲-۲) - شکست سد و خسارات آن

| نام سد           | سال تخریب | محل سد    | خسارات                        |
|------------------|-----------|-----------|-------------------------------|
| پانتانو دی پونتس | ۱۸۰۲      | اسپانیا   | ۶۰۸ کشته، ۱۸۰۰ خانه ویران شده |
| لوور اوتی        | ۱۹۱۶      | آمریکا    | ۴۰ کشته                       |
| وگا دی ترا       | ۱۹۵۹      | اسپانیا   | ۱۴۴ کشته                      |
| مالپاست          | ۱۹۵۹      | فرانسه    | ۴۰۰ کشته                      |
| اسپالدینگ پوند   | ۱۹۶۳      | آمریکا    | ۶ کشته، ۶ میلیون دلار خسارت   |
| واجونت           | ۱۹۶۳      | ایتالیا   | ۲۵۰۰ کشته                     |
| مینا پلاکالنیستا | ۱۹۶۶      | بلغارستان | ۵۰۰ کشته                      |
| زیزون            | ۲۰۰۲      | سوریه     | ۲۲ کشته                       |
| شاکیدور          | ۲۰۰۵      | پاکستان   | ۷۰ کشته                       |

همانطور که ملاحظه میشود سیلابهای ناشی از شکست سد در مواردی بسیار مخرب میباشد که توجه و آمادگی در برابر این سیلابها در کاهش خسارات آن میتواند مفید باشد.

یکی از مواردی که سیلابهای ناشی از شکست سد را بسیار شبیه به سیلابهای ناشی از سونامی کرده است بحث منشا ایجاد این سیلابها میباشد. که هر دو همد بسیار زیاد توده ای عظیم از آب میباشد که در بحث شکست سد ناشی از ارتفاع سد و در مورد سونامی ناشی از ارتفاع بالا زدگی امواج در خط ساحلی میباشد.

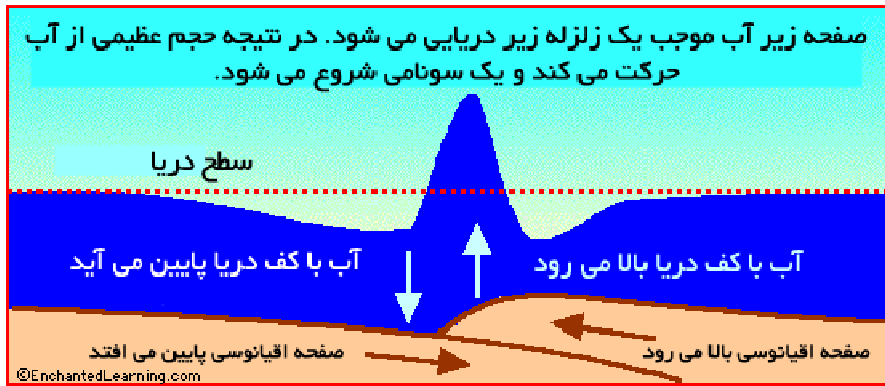
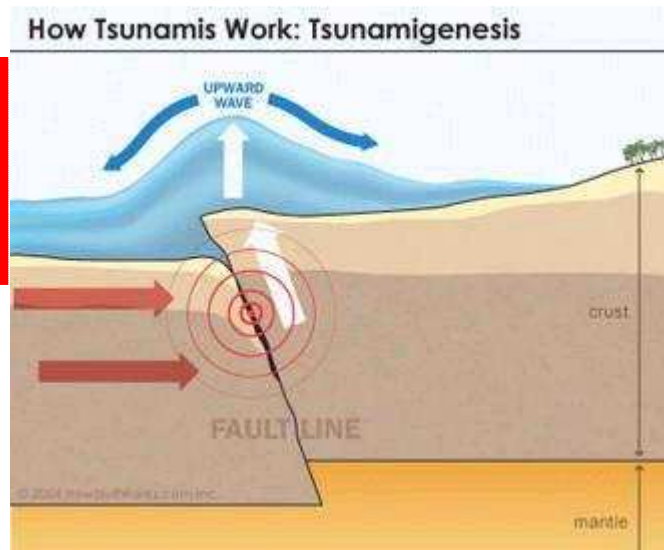
# فصل سوم

سونامی

### ۳-۱- سونامی:

کلمه سونامی (tsunami) از کلمات ژاپنی tsu (بندر) و nami (امواج) تشکیل شده است. سونامی موج یا رشته‌ای از امواج است که در اقیانوس به دنبال زلزله های دریایی بوجود می‌آید. شکل (۳-۱) مکانیزم شکست کف دریا و ایجاد سونامی را نمایش میدهد.

津波  
tsu = بندرگاه  
nami = موج  
©EnchantedLearning.com



شکل (۳-۱): شکست کف

این امواج ممکن است صدها کیلومتر پهنا داشته باشد و هنگام رسیدن به ساحل ارتفاع آن به ۵۰ متر برسد. این "دیوارهای آب" با سرعتی تندتر از یک هواپیمای جت پهنه اقیانوس را می‌پیمایند، به ساحل کوبیده شده و تخریب وسیعی را به وجود می‌آورند.

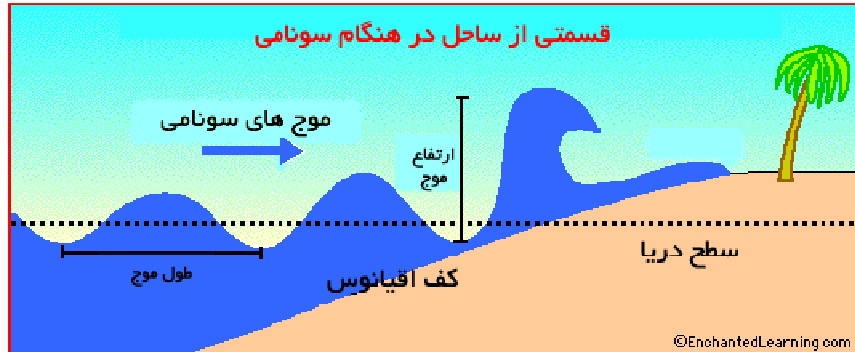
برای درک سونامی باید ساختار موج را شناخت. امواج معمولی در کنار ساحل دریا یا در حوضچه‌های آب دیده میشود و از یک ستیغ (بالا ترین نقطه موج) (crest) و یک ناوه (پایین ترین نقطه موج) (trough) تشکیل شده اند .

امواج را به دو طریق اندازه می‌گیرند:

- ارتفاع موج (wave height): فاصله بین ستیغ و ناوه

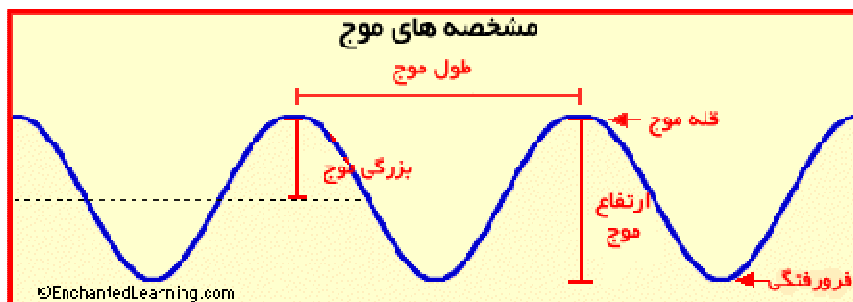
- طول موج (wave length): فاصله افقی بین ستیغ دو موج متوالی

بسامد یا فرکانس امواج میزان زمانی است که طول می‌کشد تا دو موج متوالی از یک نقطه بگذرند که به آن دوره موج نیز می‌گویند . شکل (۲-۳) قسمتی از ساحل در لحظه وقوع سونامی و شکل (۳-۳) مشخصه های امواج را نشان میدهد .

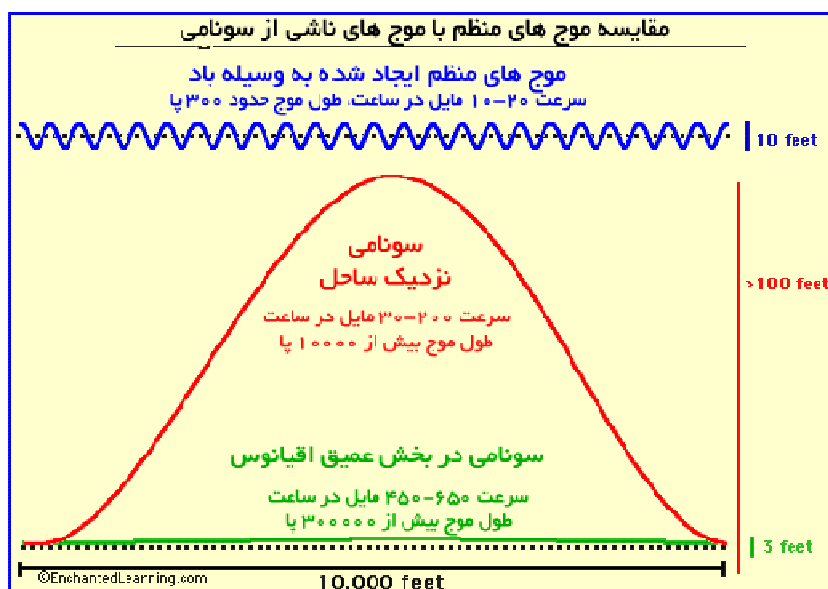


شکل (۲-۳) - قسمتی از ساحل در هنگام سونامی

امواج سونامی و امواج معمولی دارای ساختارهای یکسانی هستند و به طریق مشابهی اندازه‌گیری می‌شوند. اما تفاوت‌های زیادی میان آن دو از لحاظ اندازه، سرعت، و منشأ وجود دارد. مقایسه بین امواج سونامی و امواج معمولی در شکل (۳-۴) و جدول (۳-۱) نمایش داده شده است.



شکل (۳-۳) - مشخصه های موج



شکل (۴-۳) - مقایسه موج های منظم با موج های ناشی از سونامی

جدول (۱-۳) - مقایسه خصوصیات موج

| موج سونامی                  | موج ناشی از باد          | خصوصیت موج |
|-----------------------------|--------------------------|------------|
| ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر در ساعت | ۸ تا ۱۰۰ کیلومتر در ساعت | سرعت موج   |
| ۱۰ دقیقه تا ۲ ساعت          | ۵ تا ۲۰ ثانیه            | دوره موج   |
| ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر          | ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر           | طول موج    |

امواج در اقیانوس ها به علل مختلفی رخ می دهند، اما شایع ترین علت آنها جریانهای هوایی مانند باد و طوفان است.

باد منبع انرژی موج حاصل است و اندازه سرعت باد به قدرت باد وابسته است. نکته مهمی که باید به خاطر داشت این است که امواج نشان‌دهنده حرکت آب نیستند، بلکه حرکت انرژی از طریق آب را نشان می‌دهند.

## ۳-۲- ایجاد سونامی:

شایع‌ترین علت سونامی‌ها، زلزله‌های زیردریایی هستند. برای اینکه بدانیم این زلزله‌ها چگونه رخ می‌دهند، باید "تکتونیک صفحه‌ای" را بشناسیم. نظریه تکتونیک صفحه‌ای بیان می‌کند که لیتوسفر یا بخش فوقانی کره زمین از چندین صفحه عظیم تشکیل شده است. این صفحات قاره‌ها و کف دریاها را می‌سازند. این صفحات بر روی یک لایه زیرین چسبناک نیمه‌جامد به نام آستنوسفر قرار دارند.

این صفحات مدام روی کره زمین با سرعتی در حد ۲/۵ تا ۵ سانتی‌متر در سال در حال حرکت می‌باشند.

این حرکت بیش از همه در امتداد گسل رخ می‌دهد. حرکت این صفحات باعث بروز زلزله‌ها و آتش‌فشان‌ها می‌شود که در کف اقیانوس‌ها هم ممکن است رخ دهند و دو منشا احتمالی سونامی هستند.

هنگامی که دو صفحه در ناحیه‌ای که مرز صفحه‌ای نامیده می‌شود در تلاقی با یکدیگر قرار می‌گیرند، صفحه سنگین‌تر به زیر صفحه سبک‌تر می‌لغزد. این پدیده را فرو رانش (subduction) می‌نامند. بروز پدیده فرو رانش زیرآبی اغلب جاگذاری‌های فراوانی به شکل گودال‌های عمیق اقیانوسی در کف دریا ایجاد می‌کند. در برخی موارد هنگام بروز این پدیده بخشی از کف دریا که به صفحه سبک‌تر متصل است ممکن است به علت فشار صفحه فرو رانش ناگهان به سمت بالا جابجا شود. نتیجه این وضعیت بروز زلزله است. کانون زلزله نقطه‌ای درون زمین است که برای اولین بار شکست در آن رخ می‌دهد، و اولین امواج لرزه‌ای بوجود می‌آیند. مرکز سطحی زلزله نقطه‌ای از سطح دریاست که مستقیماً روی

کانون زلزله قرار دارد. هنگامی که این قطعه از صفحه به بالا حرکت میکند، میلیون‌ها تن صخره با نیرویی عظیم به بالا فرستاده می‌شوند، انرژی این نیرو به آب منتقل می‌شود. این انرژی آب را به بالاتر از سطح معمول دریا می‌راند. به این ترتیب سونامی به وجود می‌آید. [۶]

### ۳-۳- دینامیک سونامی:

هنگامی که آب به سمت بالا رانده می‌شود، جاذبه بر روی آن عمل می‌کند، و انرژی را به طور افقی به موازات سطح آب هدایت می‌کند. سپس انرژی از میان اعماق آب از مرکز اولیه جنبش به اطراف گسترش می‌یابد.

نیروی عظیمی که بوسیله جنبش لرزه‌ای ایجاد می‌شود سرعت باورنکردنی سونامی را ایجاد می‌کند. سونامی در مسیر حرکت خود در پهنه اقیانوس از مناطقی با عمقهای مختلف عبور میکند، سرعت حرکت سونامی وابسته به عمق آب میباشد.

توانایی سونامی برای حفظ سرعتش مستقیماً تحت تاثیر عمق آب قرار دارد. سونامی در آب‌های عمیق‌تر سریع‌تر حرکت می‌کند و در آب‌های کم‌عمق‌تر سرعتش کند می‌شود. بنابراین برخلاف امواج معمولی، انرژی رانده سونامی نه روی سطح آب بلکه از میان آب حرکت می‌کند. ارتفاع سونامی معمولاً تا هنگامی که به کنار ساحل برسد بیش از یک متر نیست و معمولاً قابل تشخیص نمیباشد.

### ۳-۴- سونامی در نزدیکی ساحل:

هنگامی که سونامی به خشکی می‌رسد، به آب کم عمق کنار ساحل ضربه می‌زند. آب کم عمق و خشکی ساحلی باعث متراکم شدن انرژی می‌شود که آب منتقل می‌کند. این امر تغییر شکل سونامی را آغاز می‌کند.



توپوگرافی کف دریا در این محل و شکل ساحل بر ظاهر و رفتار سونامی تاثیر می‌گذارد. با نزدیک شدن سونامی به ساحل و کاهش عمق آب، طول موج سونامی و سرعت موج کاهش می‌یابد، ارتفاع آن به طور قابل توجهی بالا می‌رود و انرژی متراکم‌شده، آب را به سمت بالا می‌راند. سرعت یک سونامی که به خشکی نزدیک می‌شود تا ۵۰ کیلومتر در ساعت کاهش می‌یابد، و در مقابل ارتفاع آن تا ۵۰ متر بالای سطح دریا می‌رسد. با افزایش ارتفاع موج حین این فرآیند طول موج به شدت کاهش می‌یابد. (فشرده شدن یک آکاردئون را در نظر بگیرید.) به دنبال آن ناوه واقعی سونامی به ساحل می‌رسد. سونامی‌ها اغلب به صورت رشته‌ای از طغیان‌های قدرتمند و سریع آب هستند و به صورت تک موج منفرد نمی‌باشند. سونامی اگر بدون هشدار قبلی به ساحلی برخورد کند، تلفات بسیاری به بار می‌آورد، و خط ساحلی را تخریب می‌کند و همه چیز را با خود به دریا می‌کشانند.

مناطق که در فاصله تا ۱۶۰۰ متری خط ساحلی هستند و یا ارتفاعی کمتر از ۱۵ متر از تراز نرمال سطح دریا دارند بیشترین خطر پذیری در برابر امواج سونامی را دارا می‌باشند. سونامی حتی می‌تواند به علت خصوصیات متفاوت بستر دریا و ساحل به پناهگاه‌های دور از ساحل هم برسد. برای مثال یک منطقه حفاظت‌شده ساحلی با ورودی باریک یک مسیر "شیپوری" ایجاد می‌کند، که باعث تشدید قدرت مخرب امواج می‌شود. یا کانال رودخانه‌ای راه را برای نفوذ بیشتر سونامی به مناطق داخلی‌تر می‌گشاید. تا زمانی که یک سونامی به ساحل برخورد نکند، مشکل است نحوه تعامل آن را با خشکی پیش‌بینی کرد.

### ۳-۵- جریان سیل سونامی درون ساحل :

یکی از مهمترین عوامل که موجب اهمیت بیش از پیش آمادگی انسان در برابر خطرات ناشی از سونامی میشود بحث آب گرفتگی ساحل میباشد. سونامی زمانی که پهنه اقیانوس را طی میکند و به ساحل نزدیک میشود به خودی خود خطری را متوجه جان و مال انسان ها نمیکند. بلکه آنچه خطر

سونامی را از حالت بالقوه به بالفعل تبدیل میکند آب گرفتگی ساحل ناشی از امواج سونامی میباشد . برای توضیح اهمیت موضوع به سونامی های معروف جهان و شرایط بحرانی که در ساحل ایجاد کرده اند میپردازیم.

معمولا یکی از موارد مهم برای تعیین خطر سونامی میزان نفوذ آب در ساحل میباشد . میزان پیشروی طولی آب در ساحل به عوامل مختلفی از جمله بزرگی زلزله ، بالا زدگی آب در خط ساحلی و توپوگرافی منطقه وابستگی مستقیم دارد.

در سال ۲۰۰۴ سونامی معروف اقیانوس هند در سواحل تایلند ۳۰۰۰ متر و در منطقه " باندا آکه " در حدود ۶۰۰۰ متر درون ساحل پیشروی داشته است. [۷]

سونامی ژاپن در سال ۲۰۱۱ در برخی مناطق در حدود ۹۰۰۰ متر دورن ساحل پیشروی داشته است. سونامی ۱۹۹۹ در مکزیک باعث نفوذ آب تا فاصله ۳۰۰ متر در منطقه کارائیب شد .

### ۳-۶- فیزیک سونامی:

سونامی ها طول موجی در حدود چندین کیلومتر و دارای دوره زمانی بیش از یک ساعت میباشند . به علت طول موج زیاد ، سونامی مانند آبهای کم عمق عمل میکند .(زمانی که طول موج نسبت به عمق آب خیلی زیاد باشد ، موج مانند آب کم عمق عمل میکند.) آب کم عمق با سرعت  $c$  حرکت میکند و میزان آن وابسته است به عمق آب و با فرمول زیر محاسبه میگردد.

$$c = \sqrt{gH} \quad (۱-۳)$$

که در آن  $g$  شتاب گرانش و  $H$  عمق آب میباشد.

در قسمتهای عمیق اقیانوس ها ، جایی که به طور مثال عمق آب حدود ۴۰۰۰ متر است سونامی حدود ۲۰۰ متر بر ثانیه یا ۷۰۰ کیلومتر بر ساعت سرعت دارد .

برای سونامیهایی که به علت زلزله های زیر آبی به وجود می آید ارتفاع موج سونامی با توجه به میزان جابه جایی افقی کف دریا تعیین میگردد. به طور مشابه طول موج و پریود با استفاده از شکل و میزان جا به جایی های زیر آبی اندازه گیری میگردد. همانطور که سونامی با سرعت زیاد حرکت میکند میتواند مسافت زیادی را با کمترین اتلاف انرژی طی کند. زمانی که سونامی در امتداد اقیانوس منتشر میگردد قله موج میتواند به زیر آب رود که دلیل آن تفاوت سرعت موج در اعماق مختلف است.

### ۳-۷- سونامی در ساحل :

زمانی که سونامی به مناطق کم عمق نزدیک ساحل میرسد ، تغییر شکل میدهد. همانطور که در بخش قبلی گفته شد سونامی با سرعتی وابسته به عمق آب حرکت میکند. از این رو وقتی عمق آب کاهش می یابد سرعت سونامی کاهش می یابد میزان انرژی سونامی که به سرعت و ارتفاع موج سونامی وابسته است معمولا ثابت باقی میماند. در نتیجه وقتی سرعت سونامی کم میگردد، ارتفاع آن زیاد میگردد به این پدیده کم عمق شدن گویند. به علت اثرات کم عمقی سونامی که در دریا قابل توجه نیست، سونامی نزدیک ساحل چندین متر افزایش ارتفاع می یابد.

میزان افزایش ارتفاع سونامی وقتی وارد آب کم عمق نزدیک ساحل میگردد از رابطه زیر محاسبه میگردد.

$$\frac{h_s}{h_d} = 4 \sqrt{\frac{H_d}{H_s}} \quad (2-3)$$

که در آن  $h_d$  و  $h_s$  ارتفاع موج در قسمت کم عمق و عمیق دریا و  $H_d$  و  $H_s$  عمق آب کم عمق و عمیق هستند. پس موجی با ارتفاع ۱ متر در جایی که دریا ۴۰۰۰ متر عمق دارد وقتی عمق دریا ۱۰ متر است ارتفاعی در حدود ۴ الی ۵ متر خواهد داشت.

درست همانند همگی موجها سونامی وقتی به سمت ساحل یورش میبرد انرژی خود را از دست میدهد. (قسمتی از انرژی از دست رفته به داخل دریا منعکس میگردد بخشی از انرژی موج توسط اصطکاک سطحی و آشفنگی هدر میرود.) با وجود تمام این هدر رفتهای انرژی، سونامی همچنان با مقادیر عظیمی از انرژی به ساحل میرسد. بسته به آن که اولین قسمت موج سونامی که به ساحل میرسد قله است یا فرو رفتگی، سونامی مانند یک جذر و مد سریع ظاهر میگردد.

سونامی قدرت فرسایشی زیادی دارد و میتواند سواحل ماسه ای که طی سالیان دراز روی هم انباشته شده است و دارای پوشش گیاهی میباشد را از بین ببرد. سونامی میتواند در خشکی به ماکزیمم ارتفاع خود از سطح دریا برسد که به این ارتفاع بالازدگی در خط ساحلی گفته میشود.

### ۳-۸- مراکز هشدار سونامی:

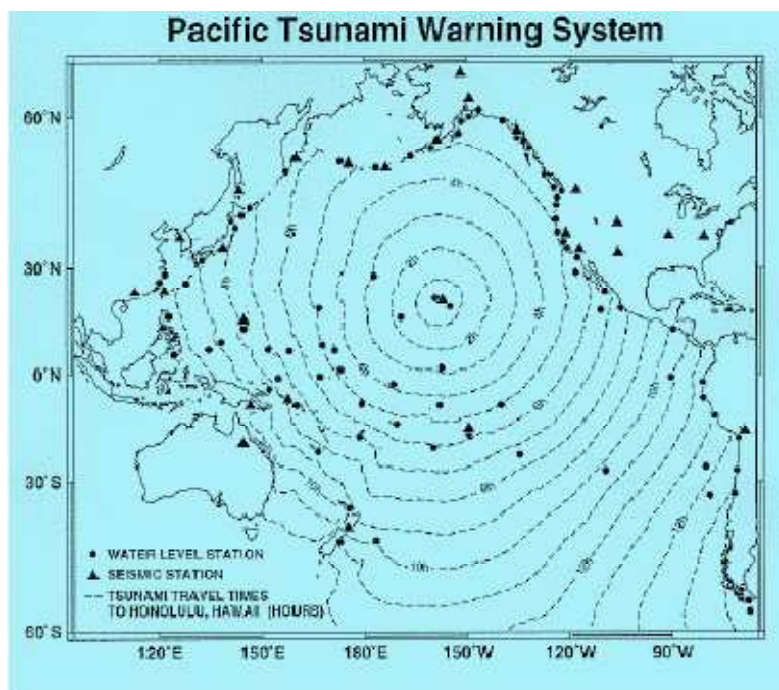
مراکز هشدار سونامی ریچارد هاگمیر (PTWC) به صورت مرکز بین المللی هشدار سونامی های گستره اقیانوس آرام عمل میکند. تلاشهای این مرکز هشدارهای بین المللی در سال ۱۹۶۵ صورتی رسمی به خود گرفت و PTWC به عنوان مرکز اداره کننده سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام (TWSP) مسئولیت آن را پذیرفت. هدف اول PTWC آشکارسازی و تعیین مکان و تعیین پارامترهای لرزه ای زمین لرزه های سونامی زایی است، که در حوزه آرام یا در حواشی آن رخ میدهند. ایستگاههای تعیین سطح آب در سرتا سر حوزه آرام زمین لرزه های دارای پتانسیل سونامی زایی را ارزیابی کرده، امواج سونامی را ثبت میکنند و اطلاعات مربوط به هشدار سونامی را منتشر میکنند. مرکز هشدار سونامی آرام (PTWC) که در نزدیکی هاوایی واقع شده اطلاعات مربوط به هشدار سونامی را به مسئولین امر ارائه میکند.

هشدار های اولیه تنها به مناطقی داده میشوند که سونامی ظرف چند ساعت به آنجا میرسد. افرادی هم که خارج از مناطق فوق قرار دارند در وضعیت مشاهده سونامی قرار میگیرند. سپس دانشمندان مرکز هشدار ، داده های سطح دریا را ثبت میکنند ، تا تعیین کنند که آیا سونامی رخ داده است و اگر سونامی مهمی با پتانسیل تخریب گسترده آشکار شود هشدار سونامی به کل حوزه آرام داده میشود. PTWC داده های سطح آب دریا را از ۱۰۰ ایستگاه واز طریق تبادل داده ها با سرویس ملی اقیانوس ایالات متحده WCATWC مرکز دانشگاهی بررسی سطح دریا در هاوایی ، شیلی ، استرالیا ، ژاپن، روسیه و دیگر منابع بین المللی دریافت میکند و در صورت وجود خطر از طریق روشهای ارتباطی به عموم مردم و مسئولین هشدار داده میشود.

هر کشور میتواند مراکز هشدار سونامی ملی داشته باشد . آژانس هواشناسی ژاپن برای ژاپن ، کره و روسیه درباره سونامی هایی که در دریای ژاپن و دریای شرق رخ میدهند هشدار میدهد. مرکز پیشگیری سونامی پلینزیای فرانسه هشدارهای سونامی را منتشر میکند و شیلی (سیستم ملی هشدار هواشناسی) و روسیه (سرویس هواشناسی روسیه) هم سیستمهای هشدار ملی دارند. در ایالات متحده آمریکا WCATWC برای سواحل غربی آمریکا و کانادا هشدار صادر میکند و PTWC برای وابستگان ایالات متحده آمریکا در اقیانوس آرام هشدار سونامی منتشر میکند.دیگر کشورها شامل استرالیا ، کلمبیا ، نیکاراگوئه ، پرو و کره هم در حال توسعه قابلیتهای هشدار هستند.

بر خلاف اقیانوس آرام هیچ سرویس هشدار سازمان دهی شده ای اقیانوس هند را پوشش نمیدهد بخشی از آن به علت نبود سونامی بزرگ از سال ۱۸۸۳ (فوران کراکاتو) میباشد که ۳۶۰۰۰ نفر را کشت . پس از سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند ، یونسکو و دیگر سازمانهای جهانی در صدد ایجاد یک سیستم جهانی ثبت سونامی بر آمده اند.

در شکل ۳-۵ سیستم هشدار سونامی در اقیانوس آرام را مشاهده میکنید.[۹و۸]



شکل (۳-۵): سیستم‌های هشدار سونامی اقیانوس آرام

### ۳-۹- مدل سازی سونامی:

هدف از مدل سازی سونامی گسترش مدل سازی عددی با هدف پیش بینی حرکت سونامی در طول اقیانوس و برخورد آن با سواحل میباشد.

### ۳-۹-۱- پیش بینی حرکت سونامی:

هدف اصلی این گونه مدلسازی تخمین زمان رسیدن موج به ساحل ، ارتفاع موج و منطقه ای که دچار سیل میشود میباشد . این مدل زمانی که سونامی در حال انتشار در دریا است اجرا میگردد. در نتیجه این مدل طوری طراحی میگردد تا بتواند تحت محدودیت زمانی شدید اجرا گردد.

باتوجه به وجود محدودیت زمانی روند سه مرحله از مدل سازی که شامل ایجاد موج ، انتشار موج و تولید سیلاب میباشد با ایجاد یک بانک اطلاعاتی سرعت بخشیده میشود. این بانک اطلاعاتی شامل محاسباتی فرضی و از پیش تعیین شده است که شامل اطلاعاتی از منابع بالقوه در زمینه انتشار

سونامی در اقیانوس میباید. زمانی که یک سونامی اتفاق میافتد اطلاعات اولیه از بانک اطلاعاتی استخراج میگردد. درنخستین مراحل سونامی ، این انتخاب فقط بر اساس اطلاعات لرزه ای انتخاب میگردد. بعد از انتشار موج و رسیدن این موج به سیستم DART (سیستم هشدار دهنده) میتوان اطلاعاتی از تراز سطح آب به دست آورد که با پردازش این اطلاعات میتوان فرضیات اولیه در مورد منبع ایجاد سونامی را تصحیح کرد. [۱۰]

زمانی که سونامی شبیه به موارد موجود در بانک اطلاعاتی اتفاق میافتد اطلاعات موجود در باره انتشار برای مدلسازی سیلاب مورد استفاده قرار میگیرد.

### ۳-۹-۲- مدل سازی سیلاب:

هدف از مدل سازی سیلاب ایجاد مدلی برای بازسازی پخش سیلاب در آبهای عمیق و یا آبهای کم عمق و یا منطقه ی مورد مطالعه میباشد. برای ایجاد دینامیک صحیح برای موج در حین محاسبه سیلاب ، نقشه های باتیمتریک و توپوگرافیک با کیفیت بالا مورد استفاده قرار میگیرد. این نقشه ها برای ایجاد نقشه های سیلاب بسیار مفید میباشند.

لازمه ی مدلسازی سیلاب اطلاع کافی از این موضوع است که کدام دسته از سونامی ها در حال شکل گیری است. مدل سازی سیلاب ناشی از سونامی باید شامل اطلاعاتی از قبیل بیشترین ارتفاع موج و بیشترین سرعت موج در هر مکان ، مسیر سیلاب ، موقعیت موج بر اساس زمان و مکان و همچنین زمان رسیدن موج به ساحل و از همه مهمتر بیشترین مقدار نفوذ موج در خشکی و میزان سطح غرقاب شده باشد. این اطلاعات میتواند برای مدیریت بحران بسیار سود مند باشد.

### ۳-۹-۳- اهمیت مدل‌سازی :

در سالهای اخیر سونامی های زیادی در کل جهان ایجاد شده است. واقعه ی سونامی از دیر باز جان و مال انسانهای زیادی را با خطرات جدی روبه رو کرده است. در جدول (۳-۲) سونامی های ایجاد شده از سال ۲۰۰۰ میلادی تا به کنون به همراه اطلاعاتی مختصر از آنها ارائه شده است. [۱۱]

جدول (۳-۲):اطلاعات سونامی هایی معروف

| نام            | تاریخ | بزرگی (درجه ریشتر) | Run-up (متر) |
|----------------|-------|--------------------|--------------|
| اقیانوس هند    | ۲۰۰۴  | ۹.۳                | ۳۳           |
| جزایر جاوا     | ۲۰۰۶  | ۷.۷                | ۶            |
| جزایر سولومون  | ۲۰۰۷  | ۸.۱                | ۹            |
| نیگاتا، ژاپن   | ۲۰۰۷  | ۶.۸                | ۰.۵          |
| ساموآ          | ۲۰۰۹  | ۸.۱                | ۱۴           |
| شیلی           | ۲۰۱۰  | -                  | ۹            |
| نیوزلند        | ۲۰۱۱  | ۶.۳                | ۳.۵          |
| ساحل شرقی ژاپن | ۲۰۱۱  | ۹                  | ۳۸           |

جدول بالا به خوبی اهمیت توجه به موضوع سونامی را نشان میدهد. راهکارهای زیادی برای کم کردن تلفات وجود دارد که مهمترین و کاربردی ترین آن پیش بینی رفتار امواج و سیلاب و تهیه نقشه های سیلاب و خطر پذیری مناطقی که به صورت بالقوه در خطر هستند میباشد. به عنوان مثال سونامی سواحل جاوا در سال ۲۰۰۶ ، ۴۰۰ متر در داخل ساحل پیشروی داشته است که اگر نقشه خطر پذیری منطقه از قبل تهیه شده بود تلفات به میزان قابل توجهی کاهش می یافت.



### ۳-۹-۴- روش مدل‌سازی:

برای مدل‌سازی عددی حرکت سیلاب های ناشی از سونامی از معادلات آبهای کم عمق استفاده می‌گردد. این معادلات دارای گستره زیادی از کاربردها میباشد به عنوان مثال مدل‌سازی سونامی ، سیلاب ، بهمن ، شکست سد و ..... از کاربردهای این معادلات است.

معادلات آبهای کم عمق ( که در حالت یک بعدی به معادلات سنت و نانت معروف است) دسته ای از معادلات مشتقات جزیبی هذلولوی میباشد که جریان، زیر یک سطح فشار ثابت (سطح آزاد) را تحلیل میکند.

معادلات با انتگرال گیری از معادلات ناویر استوکس نسبت به عمق در شرایطی که عمق نسبت به طول کم باشد بدست می‌آید. قانون بقاء جرم بیان میکند که تحت این شرایط سرعت عمودی جریان بسیار کم است. با توجه به معادلات مومنتوم میتوان بیان کرد که گرادیان فشار عمودی تقریباً هیدرو استاتیک میباشد و گرادیان فشار افقی به علت حرکت سطح فشار به وجود می‌آید ، که باعث میشود مولفه افقی سرعت نسبت به عمق ثابت بماند. با انتگرال گیری نسبت به عمق مولفه افقی سرعت از بین میرود در نتیجه معادلات آبهای کم عمق ظاهر میگردد.

باید به این نکته توجه نمود که اگرچه مولفه عمودی سرعت در معادلات آبهای کم عمق ظاهر نمیگردد اما این مطلب لزوماً مفهوم صفر بودن این مقدار را نمیرساند. این نکته بسیار دارای اهمیت میباشد ، به این دلیل که به طور مثال مولفه عمودی جریان زمانی که کف بستر ناهموار است نمیتواند صفر باشد و اگر صفر باشد به این مفهوم است که آبهای کم عمق فقط برای مناطق با بستر صاف کاربرد دارد.

در دینامیک سیالات بزرگی مقیاس افقی نسبت به مقیاس عمودی شرایطی عمومی به شمار میرود ، در واقع معادلات آبهای کم عمق زمانی کاربرد دارد که نسبت طول موج به عمق آب مقدار زیادی را

دارا باشد . با اعمال تاثیر نیروی پیچشی میتوان از این معادلات در حل مسائل مربوط به اتمسفر و اقیانوس بهره گرفت به عنوان مثال برای ساده سازی معادلات اولیه جریانهای اتمسفریک ، از این معادلات استفاده میشود.

### ۳-۹-۵- معادلات آبهای کم عمق:

۳-۹-۵-۱- فرم بقائی:

معادلات آبهای کم عمق از معادلات بقاء جرم و ممنتوم گرفته میشوند. این معادلات در حالت بقائی همواره صدق میکنند حتی اگر فرضیات معادلات از بین برداشته شود به عنوان مثال حالت بقائی حتی در شرایط پرش هیدرولیکی صادق است. با صرف نظر کردن از نیروهای پیچشی ، اصطکاکی و ویسکوزیته معادلات آبهای کم عمق به صورت زیر میباشد.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(\eta u)}{\partial x} + \frac{\partial(\eta v)}{\partial y} = 0 \quad (3-3)$$

$$\frac{\partial(\eta u)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \eta u^2 + \frac{1}{2} g \eta^2 \right) + \frac{\partial(\eta u v)}{\partial y} = 0 \quad (4-3)$$

$$\frac{\partial(\eta v)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \eta v^2 + \frac{1}{2} g \eta^2 \right) + \frac{\partial(\eta u v)}{\partial x} = 0 \quad (5-3)$$

۳-۹-۵-۲- فرم غیر بقائی:

معادلات میتوانند بجای مومنتوم بر اساس سرعت نوشته شوند. از آنجایی که سرعت مبنای معادلات بقائی نمیباشد، این معادلات در شرایط بحرانی به عنوان نمونه در شرایط پرش هیدرولیکی صادق نیستند.

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - bu \quad (6-3)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - bv \quad (7-3)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} (u(H + \eta)) - \frac{\partial}{\partial y} (v(H + \eta)) \quad (8-3)$$

در معادلات (۳-۳) تا (۳-۸) داریم:

u : سرعت در جهت X

v : سرعت در جهت Y

H : متوسط عمق از سطح فشار ثابت

$\eta$  : اختلاف فشار افقی از مرکز سطح فشار ثابت

g : شتاب گرانش

b : ضریب ویسکوزیته

f : ثابت پیچشی در مورد محاسبه نیروی پیچشی

در مورد مقدار f میتوان گفت این مقدار بر روی زمین برابر است با:

$$f = 2\Omega \sin\varphi \quad (۳-۹)$$

که در آن  $\Omega$  میزان چرخش نسبی زاویه ای زمین میباشد ( $\pi/۱۲$  رادیان بر ساعت) و  $\varphi$  بیان گر عرض

جغرافیایی میباشد. [۷]

# فصل چہارم

ایجاد سونامی

## ۴-۱- مقدمه:

علت ایجاد اغلب سونامی ها زلزله هایی هستند که در کف دریا ها و اقیانوس ها رخ میدهند. حرکت ناگهانی بستر دریا در محدوده گسل ، باعث تغییر شکل سطح آب به طور آنی میگردد، که نتیجه آن تبدیل انرژی پتانسیل به جنبشی میباشد.

موج اولیه سونامی طول موجی وابسته به طول اولیه ناحیه شکست دارد که میتواند مقداری از چند صد تا چند هزار کیلومتر را دارا باشد .

فرایند تولید سونامی از ۴ بخش مهم تشکیل شده است :

۱- ایجاد زلزله در کف اقیانوس

۲- گسترش موج در پهنه اقیانوس

۳- بالازدگی موج در خط ساحلی

۴- گسترش سیلاب در خشکی

در این فصل به تفکیک ، به بیان این مفاهیم میپردازیم.

## ۴-۲- انواع گسل :

اکثر سونامی های مهم در اثر زلزله به وجود آمده است ، با توجه به اینکه دلیل ایجاد زلزله گسل و شکست در آن میباشد ابتدا نسبت به توضیح مختصری درباره گسل میپردازیم. در واقع گسل صفحه ای مسطح میباشد که در هنگام زلزله لغزش در امتداد آن رخ میدهد.

تقسیم بندی گسلها بر اساس هندسه و میزان جابه جایی نسبی آنها صورت میپذیرد. زمین شناسان

گسلها را به سه زیر گروه بر اساس جهت لغزش تقسیم بندی میکنند. [۹]

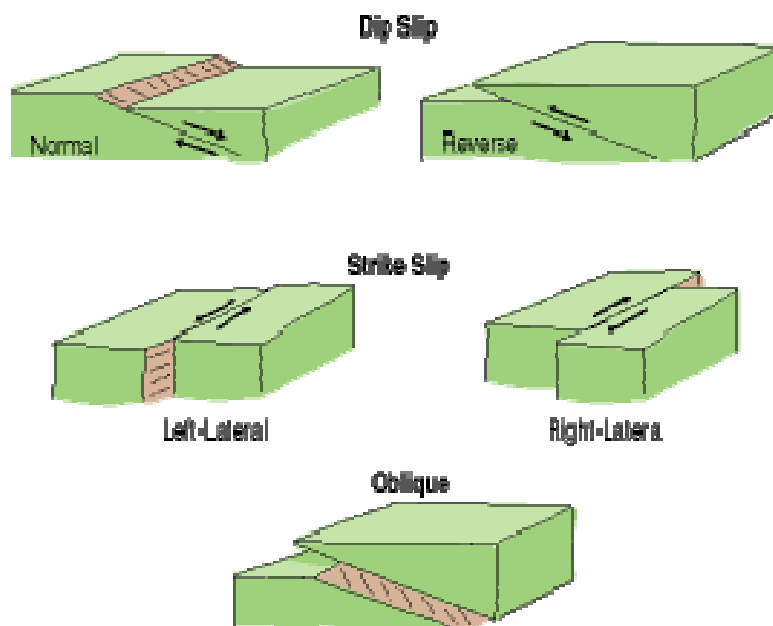
۱- گسل‌های شیب لغز خالص: گسل‌هایی هستند که امتداد لغزش در آنها با شیب زیاد اتفاق می‌افتد .

۲- گسل‌های امتداد لغز: گسل‌هایی هستند که امتداد لغزش به موازات راستای گسل و افقی می‌باشد .

۳- گسل‌های مورب: گسل‌هایی هستند که لغزش در آنها با شیب کم اتفاق می‌افتد.

عمدتاً گسل‌هایی که تغییر شکل‌های بزرگ در بستر دریاها به وجود می‌آورند باعث ایجاد سونامی می‌گردند.

شکل (۱-۴) انواع گسل‌های بیان شده را نشان می‌دهد .



شکل (۱-۴): انواع گسل

### ۳-۴- مقیاس‌های شدت و بزرگی سونامی:

دو میزان سنجش متفاوت برای توصیف سونامی‌ها وجود دارد که شامل شدت و بزرگی می‌باشند.

شدت اشاره به قدرت سونامی در محل و بزرگی دلالت بر انرژی کل سونامی دارد .

از ابتدای قرن بیستم مقیاس های متعددی برای سنجش میزان خرابی سونامی پیشنهاد شده است. هاتوری (۱۹۹۵)، بریانت (۲۰۰۱) و ساتاکه (۲۰۰۲) مقیاسهایی را به منظور کمی نمودن وقایع سونامی ارائه نموده اند. از میان مقیاسهای پیشنهاد شده ، مقیاس شدت سیبرگ به عنوان اولین مقیاس ارائه شده است. مقیاس بزرگی آیدا و ایمامورا به علت گستردگی استفاده و مقیاس شدت سولوویف به علت تمایز بین شدت و بزرگا اهمیت ویژه ای دارند. در ادامه به معرفی این مقیاس ها میپردازیم. [۹]

#### ۴-۳-۱- مقیاس شدت سیبرگ :

اولین مقیاس شدت سونامی در ۱۹۲۷ توسط سیبرگ ارائه شد. این مقیاس توصیفی برای تعیین شدت سونامی میباشد که بعدا توسط امبر سیز (۱۹۶۲) اصلاح شد و شامل ۶ رده میباشد .

#### ۴-۳-۲- مقیاس بزرگای آیدا و ایمامورا :

مقیاس آیدا (۱۹۸۱) ایمامورا (۱۹۹۳) یکی از مهمترین و رایج ترین مقیاس های مورد استفاده برای بزرگای سونامی است که به شکل رابطه (۲-۱) تعریف میشود.

$$M = \log_2^{Hmax} \quad (۱-۴)$$

M: مقیاس بزرگای آیدا و ایمامورا

Hmax: ماکزیمم ارتفاع بالا زدگی

جدول ( ۴-۱ ) مقیاس بزرگی آیدا و ایمامورا را بیان میکند .

جدول (۴-۱): مقیاس بزرگی آیدا و ایمامورا

| بزرگا | شدت خرابی   |
|-------|---|
| -۱    | سونامی خفیف با حداکثر ارتفاع ۰/۵ متر  |
| ۰     | ارتفاع موج حدود ۱ متر بدون خسارت جدی  |
| ۱     | ارتفاع موج حدود ۲ متر، تخریب خانه های مجاور ساحل، کشیده شدن کشتی های به داخل ساحل |
| ۲     | ارتفاع موج بین ۴ تا ۶ متر، تخریب خانه های نزدیک ساحل، تلفات انسانی قابل توجه      |
| ۳     | ارتفاع موج بین ۱۰ تا ۲۰ متر، خرابی و تلفات جانی جدی در طول ۴۰۰ کیلومتر خط ساحلی   |
| ۴     | ارتفاع موج بیش از ۵۰ متر، خرابی و تلفات جانی جدی در طول ۵۰۰ کیلومتر خط ساحلی      |

#### ۴-۳-۳- مقیاس شدت سولویف :

سولویف (۱۹۷۰) با اشاره به این که یک رابطه بر اساس ارتفاع موج در ساحل نمیتواند معرف بزرگا باشد، مقیاس بزرگی آیدا و ایمامورا را به صورت زیر تصحیح کرد . وی بیان داشت که بزرگا معرف خواص دینامیکی چشمه است ، در حالیکه ارتفاع امواج تابع هم مشخصات چشمه و هم شرایط ساختگاه ساحلی (مثلا تغییرات اطلاعات باتیمتری) است. مقیاس شدت سولوویف به صورت رابطه (۲-۴) تعریف میشود .

$$I = \log_2^{Hmax} \quad (۲-۴)$$

ا: مقیاس بزرگای آیدا و ایمامورا



$H_{max}$ : ماکزیمم ارتفاع بالا زدگی

جدول (۲-۴) مقیاس شدت سونامی سولوویف را بیان میکند .

جدول (۲-۴): مقیاس شدت سونامی سولوویف

| شدت | ارتفاع بالا زدگی | خرابی      | توضیحات  |
|-----|------------------|------------|--|
| ۱   | ۰/۵              | بسیار خفیف | ثبت توسط دستگاه ها   |
| ۲   | ۱                | خفیف       | تشخیص توسط ساکنین سواحل بسیار هموار  |
| ۳   | ۲                | نسبتا قوی  | آبگرفتگی خفیف، صدمات جزئی به سازه های سبک  |
| ۴   | ۴                | قوی        | صدمه دیدن خاکریزها، سدها ، سازه های سبک واقع در نزدیکی ساحل و سازه های مستحکم واقع در خط ساحلی ، کششیده شدن قایقهای بزرگ و کشتیهای کوچک به داخل خشکی یا دریا ، باقی گذاشتن واریزه های شسته شده نر سطح ساحل |
| ۵   | ۸                | خیلی قوی   | تخریب کامل سازه های سبک، تخریب پوشش گیاهی، حرکت دیواره ای از آب در دهانه رودخانه ها  |
| ۶   | ۱۶               | فاجعه بار  | تخریب کامل یا جزئی سازه های ساخت دست بشر تا فاصله ای از ساحل ، صدمه شدید به کشتی های بزرگ، شکسته شدن یا از ریشه در آمدن درختان ، تعداد بسیار زیاد تلفات جانی   |

#### ۴-۳-۴- مقیاس بزرگی ابه :

مقیاس ابه به صورت زیر تعریف میشود. [۱۲]

$$M_t = \log H + B \quad (۳-۴)$$

H : ماکزیمم دامنه موج سونامی (متر)

B : عبارت تصحیح کننده ای که از برابری بزرگای سونامی با بزرگای گشتاوری بدست می آید و برای انواع سونامی ها و بسته به ناحیه تولید سونامی متفاوت است.

مقیاس ابه برای سونامی های ناحیه ای ( $100km < \Delta < 3500km$ ) در منطقه ژاپن:

$$M_t = \log H + \log \Delta + 5.8 \quad (۴-۴)$$

$M_t$  : ماکزیمم دامنه موج سونامی (متر)

H : ماکزیمم دامنه موج سونامی (متر)

$\Delta$  : فاصله از چشمه تا محل مورد نظر (کیلومتر)

مقیاس ابه برای سونامی های گستره اقیانوس آرام به صورت زیر است ( $\Delta > 3500km$ )

$$M_t = \log H + C + 9.1 \quad (۵-۴)$$

C : عامل فاصله که بسته به خصوصیات چشمه سونامی مقادیر آن از  $-0.6$  تا  $0.5$  می باشد .

#### ۴-۴- ایجاد سونامی:

مرحله ایجاد سونامی شامل تغییر شکلهای اولیه و بزرگ در بستر دریاها میباشد. موج اولیه ایجاد شده بر روی سطح آب در اثر همین تغییر شکل کف دریا ایجاد گردیده و گسترش می یابد ، جهت بررسی موج اولیه ایجاد شده از مدل‌های موجود ، برای بررسی زمین لرزه ها استفاده میشود .

همانطور که گفته شد سونامی ها اغلب در اثر شکست و تغییر شکلهای بزرگ در بستر دریاها مثل زلزله های کف دریاها ، فوران آتشفشانی و زمین لغزش به وجود میآید. مکانیسمهای زیادی در زمینه ایجاد سونامی وجود دارد که از جمله آن میتوان به مدل محاسبه تغییر شکل لحظه ای کف دریا با استفاده از مدل شکست اوکادا ۱۹۸۵ و مانسینها و اسمایلی ۱۹۷۱ اشاره کرد.

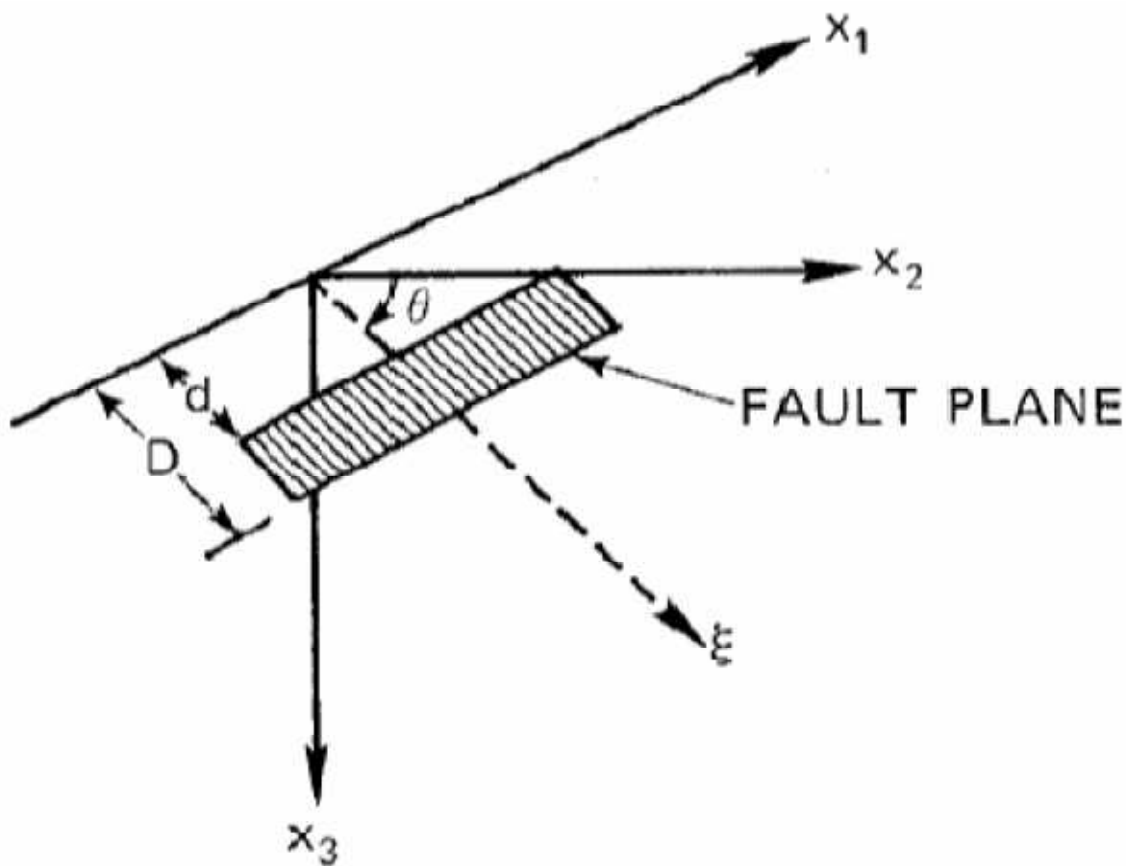
#### ۴-۴-۱- تئوری مانسینها و اسمایلی :

مانسینها و اسمایلی (۱۹۷۱) با استفاده از فرمول ولترا معادلاتی جهت محاسبه میدان تغییر شکل زمین در اثر وقوع زمین لرزه ، برای گسلهای شیب لغز و امتداد لغز ، به شرح معادلات (۴-۶) و (۴-۷) بدست آوردند. برای یک گسل امتداد لغز که لغزشی به اندازه  $U_1$  در جهت  $x_1$  بر روی سطح آن رخ دهد میدان تغییر شکل از حل معادله انتگرالی ارائه شده در رابطه (۴-۶) بدست می آید. همچنین رابطه (۴-۷) معادله انتگرالی میدان تغییر شکل در یک گسل شیب لغز که لغزشی به اندازه  $U$  به سمت پایین شیب در روی سطح آن رخ میدهد را نشان میدهد. [۱۳]

$$u_i = \mu U_1 \int_{\Sigma} \left[ \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] ds \quad (۴-۶)$$

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[ \left( \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} \right) \sin 2\theta - \left( \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\theta \right] ds \quad (۴-۷)$$

در روابط ارائه شده  $\theta$  زاویه شیب گسل ،  $u_i^j$  عبارت است از مولفه  $i$  ام تغییر مکان یک نقطه در سطح زمین به مختصات  $(X_1, X_2, X_3)$  در اثر اعمال یک بار نقطه ای واحد در نقطه  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  که در جهت  $j$  اثر میکند .  $\mu$  نیز ثابت لامه میباشد . این پارامترها در شکل (۴-۲) نشان داده شده اند . مانسینها و اسمایلی با حل این انتگرالها معادلات خود را در شش بخش ارائه کرده اند .



شکل (۲-۴): هندسه گسل و محورهای مختصات در رابطه مانسینها و اسمایلی

از آنجا که جا به جایی قائم ناشی از زمین لرزه در ایجاد سونامی تاثیر گذارتر میباشد. معادلات ارائه شده برای محاسبه جا به جایی قائم ناشی از حرکات امتداد لغز و شیب لغز به ترتیب به صورت معادلات (۸-۴) و (۹-۴) بیان میشود.

$$12\pi \frac{u_3}{U_1} = \cos\theta [\ln(R + r_3 - \xi) + (1 + \tan^2 \theta) \ln(Q + q_3 + \xi) - 3\tan\theta \sec\theta \ln(Q + x_3 + \xi_3)] + \frac{2r_2 \sin\theta}{R} + 2\sin\theta \frac{q_2 + x_2 \sin\theta}{Q} - \frac{2r_2^2 \cos\theta}{R(R + r_3 - \xi)} + \frac{4q_2 x_3 \sin^2 \theta - 2(q_2 + x_2 \sin\theta)(x_3 + q_3 \sin\theta)}{Q(Q + q_3 + \xi)} + \frac{4q_2 x_3 \sin\theta [(x_3 + \xi_3) - q_3 \sin\theta]}{Q^3} - 4q_2^2 q_3 \cos\theta \sin\theta \frac{2Q + q_3 + \xi}{Q^3(Q + q_3 + \xi)} \quad (۸-۴)$$

$$\begin{aligned}
12\pi \frac{u_3}{U} = & \sin\theta \left[ (x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{2(x_3 - \xi_3)}{R(R+x_1 - \xi_1)} + 4 \frac{x_3 - \xi_3}{Q(Q+x_1 - \xi_1)} - 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \frac{2Q+x_1 - \xi_1}{Q^3(Q+x_1 - \xi_1)^2} \right\} - \right. \\
& 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2)}{(h+x_3 + \xi_3)(Q+h)} \right\} + 3 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 \xi} \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_1 Q} \right\} \left. \right] + \\
& \cos\theta \left[ \ln(R + x_1 - \xi_1) - \ln(Q + x_1 - \xi_1) - 2 \frac{(x_3 - \xi_3)^2}{R(R+x_1 - \xi_1)} - 4 \frac{\{(x_3 + \xi_3)^2 - \xi_3 x_3\}}{Q(Q+x_1 - \xi_1)} + \right. \\
& 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)^2 \left. \left( \frac{2Q+x_1 - \xi_1}{Q^3(Q+x_1 - \xi_1)^2} \right) \right] + 6x_3 \left[ \cos\theta \sin\theta \left\{ \frac{2(q_3 + \xi)}{Q(Q+x_1 - \xi_1)} + \frac{x_1 - \xi_1}{Q(Q+q_3 + \xi)} \right\} - \right. \\
& \left. q_2 \frac{(\sin^2\theta - \cos^2\theta)}{Q(Q+x_1 - \xi_1)} \right] \tag{۹-۴}
\end{aligned}$$

جهت بدست آوردن پارامترهای کاربردی در معادلات (۸-۴) و (۹-۴) از روابط (۱۰-۴) استفاده میکنیم.

$$\begin{aligned}
R^2 &= (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2 \\
Q^2 &= (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2 \\
r_2 &= x_2 \sin\theta - x_3 \cos\theta, q_2 = x_2 \sin\theta + x_3 \cos\theta \\
r_3 &= x_2 \cos\theta - x_3 \sin\theta, q_3 = -x_2 \cos\theta + x_3 \sin\theta \tag{۱۰-۴}
\end{aligned}$$

#### ۴-۲- تغییر شکل بستر دریا:

با توجه به رابطه طول تغییرات کف دریا با دوره موج سونامی، تغییر شکل کف دریا میتواند در دو زیر شاخه تقسیم بندی گردد. اگر مدت زمان تغییرات کف دریا کوتاه تر از دوره موج سونامی باشد، حرکت بستر میتواند لحظه ای در نظر گرفته شود (مثلا بالا زدگی ناگهانی کف دریا) در نتیجه تغییر شکل کف دریا میتواند با استفاده از مدل شکست تخمین زده شود و انتظار میرود تغییر شکل سطح آب دقیقا منطبق بر تغییر شکل کف دریا باشد. اما اگر مدت زمان تغییر شکل کف دریا نزدیک به دوره موج سونامی باشد مراحل گسیختگی و شکست کف دریا باید به عنوان قسمتی از روند ایجاد سونامی در نظر گرفته شود.

#### ۳-۴-۴- تغییر شکل لحظه ای کف-مدل شکست الاستیک :

در مورد شکست ناگهانی بستر، تغییر شکل ناگهانی کف که در نتیجه زلزله ایجاد شده است با استفاده از مدل شکست الاستیک که اولین بار توسط مانسینها و اسمایلی ۱۹۷۱ ارائه شده و توسط اوکادا ۱۹۸۵ ارتقا یافته است محاسبه میگردد. این تئوری یک صفحه شکست مستطیلی را که در صفحه نیمه الاستیک دفن شده است را در نظر میگیرد. این صفحه یک مدل مناسب از فصل مشترک دو صفحه تکتونیک که در زمان زلزله دچار تغییر مکان ناگهانی میگردند را بیان میکند. تغییر مکان ایجاد شده در صفحه شکست به عنوان تغییر شکل کف دریا در لحظه ی وقوع زلزله در نظر گرفته میشود. برای محاسبه تغییر شکل پارامترهای مختلفی مورد نیاز است که در جدول (۳-۴) آمده است. [۱۴]

جدول(۳-۴)-پارامترهای شکست الاستیک

| Parameters                      | Unit    |
|---------------------------------|---------|
| Epicenter (Lat, Lon)            | Degrees |
| Focal depth                     | Meters  |
| Length of Fault Plane           | Meters  |
| Width of Fault Plane            | Meters  |
| Dislocation (slip )             | Meters  |
| Strike direction ( $\theta$ )   | Degrees |
| Dip angle ( $\delta$ )          | Degrees |
| Rake (slip) angle ( $\lambda$ ) | Degrees |

در تئوری صفحه الاستیک ، صفحه شکست جایی است که حرکت شدید نسبی در هنگام زلزله اتفاق بیفتد. صفحه شکست از پایین به سنگ بستر متصل است و ضلع بالایی آن به موازات سطح آب میباشد. موقعیت این صفحه با مختصات مرکز آن ، جهت شیب و زاویه امتداد ، مشخص میگردد. مرکز

این صفحه به عنوان کانون و محل آن جایی است که برای اولین بار شکست زمین اتفاق می افتد. تصویر مرکز بر روی سطح زمین کانون نام دارد. جهت شیب جهتی است که اگر کسی بر روی صفحه شکست بایستد سنگ کف سمت چپ و صفحه شکست سمت راست او میباشد. جهت شیب به صورت ساعت گرد در جهت شمال و به سمت جبهه میباشد. زاویه امتداد زاویه بین سطح زمین و صفحه شکست میباشد. اندازه صفحه شکست با طول و عرض آن مشخص میگردد. طول صفحه شکست میزان طول لبه بالایی یا پایینی و عرض صفحه یعنی فاصله بین یک لبه تا لبه دیگر میباشد. پارامترهای ذکر شده مکان، جهت و اندازه صفحه شکست را بیان کردند. شکستی که در این صفحه رخ میدهد با جهت لغزش و میزان جابه جایی مشخص میگردد. جهت لغزش بیان کننده جهت حرکت صفحه شکست نسبت به سنگ کف میباشد. زاویه شکست زاویه ای در جهت خلاف عقربه های ساعت بین جهت شکست و جهت لغزش میباشد. میزان لغزش بیان کننده میزان حرکت صفحه در جهت شکست میباشد.

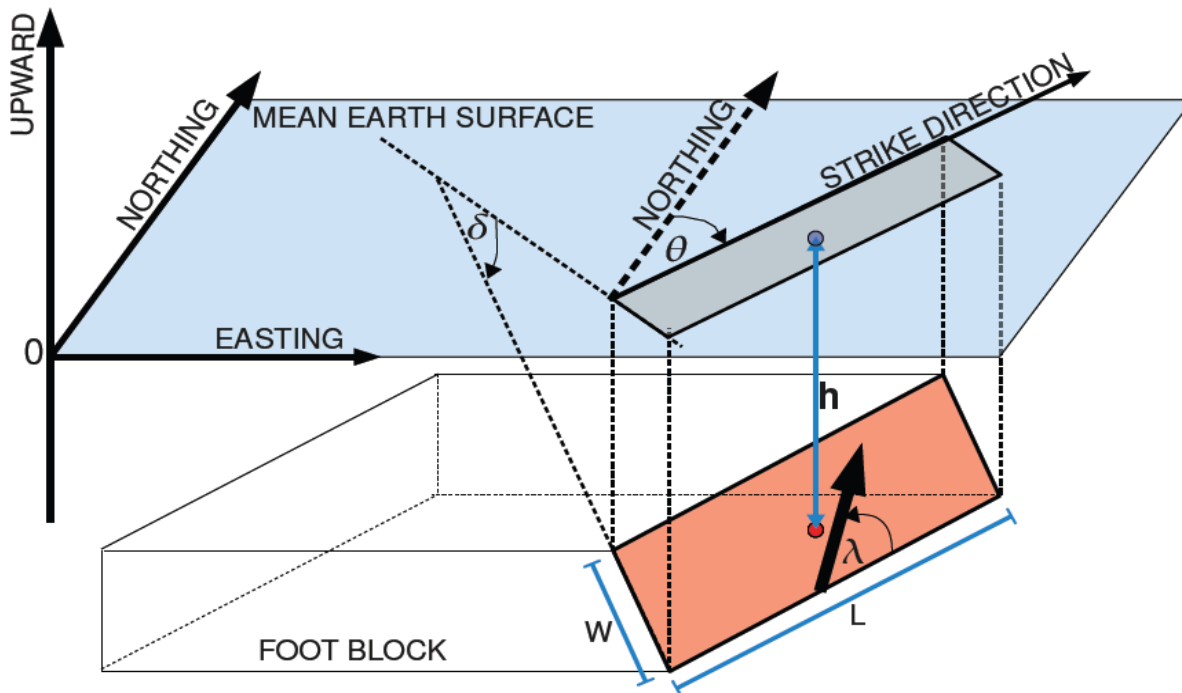
پارامترهای ذکر شده جهت و عمق و مشخصات فیزیکی زلزله را مشخص میکنند از دیگر پارامترهای مهم لرزه ای موثر در قدرت سونامی گشتاور لرزه ای  $M_0$  میباشد که قدرت زلزله را بین میکند و تابع سختی سنگها در چشمه  $\mu_0$ ، مساحت گسیختگی  $A$  و لغزش متوسط  $u$  میباشد. [۱۵]

$$M_0 = \mu_0 u_0 A \quad (۱۱-۴)$$

اگر میزان بزرگی گشتاور بر حسب مقیاس ریشتر  $M_w$  فرض شود رابطه تجربی زیر موجود میباشد

$$M_w = \frac{\log(M_0)}{1.5} - 10.73 \quad (۱۲-۴)$$

با توجه به پارامترهای معرفی شده در بالا تغییر شکل کف دریا میتواند با استفاده از تئوری صفحه الاستیک محاسبه گردد. در شکل (۳-۴) پارامترهای مربوط به شکست الاستیک نشان داده شده است.



### LEGEND

- MEAN EARTH SURFACE
- FAULT PLANE (A RECTANGULAR SURFACE ON FOOT BLOCK)
- PROJECTION OF FAULT PLANE ON MEAN EARTH SURFACE
- SLIP DIRECTION ON FAULT PLANE (RELATIVE TO FOOT BLOCK)
- FOCUS OF AN EARTHQUAKE (CENTER OF FAULT PLANE)
- EPICENTER (PROJECTION OF FOCUS ON EARTH SURFACE)
- $\delta$  DIP ANGLE OF FAULT PLANE
- $\lambda$  SLIP DIRECTION ON FAULT PLANE (RAKE ANGLE)
- $\theta$  STRIKE ANGLE
- $h$  FOCAL DEPTH
- $L$  LENGTH OF FAULT PLANE
- $W$  WIDTH OF FAULT PLANE

شکل (۴-۳)- پارامترهای مربوط به شکست الاستیک



## ۴-۵- گسترش امواج سونامی :

یک سونامی قادر است قبل از رسیدن به خطوط ساحلی هزاران کیلومتر مسیر را از نقطه ایجاد زمین لرزه طی کند. برای بررسی حرکت سونامی در این مسافتهای بزرگ باید عواملی چون کروی بودن زمین ، نیروهای پیچشی ناشی از حرکت زمین و همچنین پراکندگی انرژی را مد نظر داشت.

پراکندگی انرژی موجب تغییر سرعت و فرکانس موج در حال حرکت میشود، حتی اگر ترمهای پراکندگی انرژی به طور صریح در معادلات به کار برده نشود، تاثیر این عامل در مدلسازی باید مدنظر قرار گیرد. شوتو ( ۱۹۹۱) پیشنهاد کرد که این روند میتواند در مدل اجزا محدود در نظر گرفته شود. این روش باعث اعمال تاثیر پراکندگی انرژی میگردد.

برای بررسی روند حرکت امواج سونامی و سپس بررسی حرکت آب در ساحل از معادلات آبهای کم عمق استفاده میگردد این معادلات شامل معادلات خطی و غیر خطی میباشد و میتوان در دو مختصات کروی و کارتزین مورد بررسی قرار گیرد که هر کدام مورد استفاده خاص خود را دارد و در ادامه بیان خواهد شد .

## ۴-۵-۱- مدل خطی:

اغلب سونامیها در مناطق فرورانش در حاشیه اقیانوس آرام اتفاق میافتد جایی که قسمت ضخیم پوسته زمین در کف دریا به زیر پوسته قاره ای فرو رفته و به سمت جبه حرکت میکند(فولگر ۱۹۹۴) این قسمت های فرورانش شامل سواحل غربی آمریکای شمالی و جنوبی ، سواحل ژاپن و آسیای شرقی و مجمع الجزایر اقیانوسی میباشد. سونامی های بزرگ نه تنها میتواند در سواحل نزدیک موجب خسارت گردد بلکه میتواند به سواحل دور دست نیز خساراتی وارد آورد به عنوان مثال سونامی سال ۱۹۶۰ در شیلی نه تنها به سواحل این کشور خسارت وارد کرد بلکه به سواحل هیلو ، هاوایی و ژاپن

نیز خسارات سنگینی وارد آورد. این سونامی بعد از ۱۴ ساعت به مجمع الجزایر هاوایی و بعد از ۲۲ ساعت به سواحل ژاپن رسید. (ایمامورا ۱۹۸۸ و لیو ۱۹۹۴)

طول موج یک سونامی در لحظه ی ایجاد میتواند مقداری تا صدها کیلومتر داشته باشد در این موارد پارامترهای غیر خطی و ترم اصطکاک معمولا کوچک هستند و میتوانند در نظر گرفته نشوند. اما میزان از دست رفتن انرژی به طول موج وابسته است و میتواند در مدل خطی در نظر گرفته شود.

#### ۴-۵-۱-۱- معادلات حاکم:

در مساله گسترش امواج در اقیانوس اثر غیر خطی قابل چشم پوشی است در حالی که اثر اتلاف انرژی باید برای موج های کوتاه تر در نظر گرفته شود. در نتیجه استفاده از معادلات بوزینسک میتواند برای تحلیل گسترش امواج سونامی مناسب باشد (ایمامورا ۱۹۸۸، کاجیورا و شیتو ۱۹۹۰ و ایو ۱۹۹۴) باید توجه داشت که سونامی از محل ایجاد تا سواحل از طریق آبهای کم عمق طی مسیر میکنند. دو دسته از معادلات برای بررسی حرکت امواج سونامی بکار بسته میشود که شامل معادلات خطی بوزینسک در دو مختصات کروی و کارتزین است. بعد از حذف ترمهای غیر خطی معادلات بوزینسک خطی در مختصات کروی به صورت معادلات (۴-۱۳) تا (۴-۱۵) است. [۱۶]

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial Q}{\partial \varphi (\cos \varphi Q)} \right] = 0 \quad (4-13)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \xi}{\partial \psi} - fQ = \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left[ \frac{h^3}{3R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial \psi} \left( \frac{P}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \cos \varphi \frac{Q}{h} \right) \right\} \right] \quad (4-14)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \xi}{\partial \varphi} + fP = \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[ \frac{h^3}{3R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial \psi} \left( \frac{P}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \cos \varphi \frac{Q}{h} \right) \right\} \right] \quad (4-15)$$

که در آن  $(\psi, \varphi)$  بیان کننده طول و عرض جغرافیایی زمین میباشند و  $P, Q$  به ترتیب بیان گر سرعت جریان در جهت عرضی و طولی می باشد. با حذف  $P, Q$  معادلات بالا بر اساس  $\xi$  و بدون در نظر گرفتن اثر نیروی پیچشی به صورت زیر خواهد بود.

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - \frac{gh}{R^2 \cos^2 \varphi} \left[ \frac{\partial^2 \xi}{\partial \psi^2} + \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \cos \varphi \frac{\partial \xi}{\partial \varphi} \right) \right] = \\ \frac{gh^3}{3R^4 \cos^4 \varphi} \frac{\partial^4 \xi}{\partial \psi^4} + \frac{gh^3}{3R^4 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[ \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \cos \varphi \frac{\partial \xi}{\partial \varphi} \right) \right\} \right] + \\ \frac{gh^3}{3R^4 \cos^3 \varphi} \left[ \frac{\partial^3}{\partial \psi^2 \partial \varphi} \left( \cos \varphi \frac{\partial \xi}{\partial \varphi} \right) + \cos^2 \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \frac{1}{\cos^2 \varphi} \frac{\partial^2 \xi}{\partial \psi^2} \right) \right\} \right] \end{aligned} \quad (۱۶-۴)$$

در این معادله عمق آب ثابت فرض گردیده است و مقدار  $\xi$  بیان گر ارتفاع آب می باشد .

برای بررسی سونامی در مقیاس کوچکتر میتوان از معادلات در مختصات کارتزین استفاده کرد. بعد از حذف ترم های غیر خطی، معادلات بوزینسک خطی در مختصات کارتزین به معادلات (۴-۱۷) تا (۴-۱۹) زیر باز نویسی میشوند.

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (۱۷-۴)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left( \frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left( \frac{Q}{h} \right) \right] \quad (۱۸-۴)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \xi}{\partial y} = \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left( \frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left( \frac{Q}{h} \right) \right] \quad (۱۹-۴)$$

در معادلات بالا اثرات نیروی پیچشی نیز در نظر گرفته نشده است. بعد از حذف  $P$  و  $Q$  در معادلات میتوان آنها را بر اساس  $\xi$  باز نویسی کرد.

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - g \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) - g \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) = \\ \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \right\} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) + \right. \right. \\ \left. \left. \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \right\} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \right] \end{aligned} \quad (۲۰-۴)$$

برای عمق آب ثابت معادله (۲۰-۴) به صورت زیر نوشته میشود.

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - gh \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) = \frac{gh^3}{3} \left( \frac{\partial^4 \xi}{\partial x^4} + \frac{2\partial^4 \xi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \xi}{\partial y^4} \right) \quad (۲۱-۴)$$

مشتق چهارم از معادلات (۴-۶) تا (۴-۹) ترم پراکندگی میباشد که اگر این ترم ها در نظر گرفته نشوند معادلات بوزینسک به معادلات موج کاهش خواهند یافت که میتواند مستقیما از معادلات آبهای کم عمق خطی حاصل شود.

#### ۴-۵-۲-مدل غیر خطی:

در قسمت قبل معادلات آبهای کم عمق خطی برای بررسی حرکت امواج سونامی در مسافتهای دور مورد بررسی قرار گرفت.

زمانی که سونامی فلات قاره را پشت سر گذاشته و به مناطق ساحلی نزدیک میگردد. معادلات خطی آبهای کم عمق دیگر معتبر نخواهند بود. زمانی که سونامی وارد آبهای کم عمق کنار ساحل میگردد طول موج سونامی کاهش یافته و دامنه موج افزایش می یابد. در نتیجه ترم غیر خطی اینرسی و اصطکاک به طور فزاینده ای مهم میگردند به طوری که نیروی پیچشی و افت انرژی در مقابل آن اهمیت خود را از دست میدهند. معادلات آبهای کم عمق در حالت غیر خطی شامل تاثیر اصطکاک میباشد و در نتیجه مناسب برای بررسی حرکت جریان در ساحل و خشکی میباشد(کاجیورا و شوتو

۱۹۹۰ و لیو ۱۹۹۴)

۴-۵-۲-۱-معادلات حاکم:

معادلات آبهای کم عمق غیر خطی که شامل تاثیرات اصطکاک میباشد به صورت زیر نوشته

میشود. [۱۶]

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (۲۲-۴)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \xi}{\partial x} + \tau_x H = 0 \quad (۲۳-۴)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \xi}{\partial y} + \tau_y H = 0 \quad (۲۴-۴)$$

ترم اصطکاک هم بر اساس مدل شزی و هم بر اساس مدل مانینگ قابل اعمال است به عنوان مثال

برای مدل شزی داریم:

$$\tau_x = \frac{g}{C_f^2 H^3} P (P^2 + Q^2)^{0.5} \quad (۲۵-۴)$$

$$\tau_x = \frac{g}{C_f^2 H^3} Q (P^2 + Q^2)^{0.5} \quad (۲۶-۴)$$

که در  $C_f$  ضریب اصطکاک شزی و بر اساس مدل مانینگ داریم:

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^3} P (P^2 + Q^2)^{0.5} \quad (۲۷-۴)$$

$$\tau_y = \frac{gn^2}{H^3} Q (P^2 + Q^2)^{0.5} \quad (۲۸-۴)$$

که در آن  $n$  ضریب اصطکاک مانینگ میباشد. هر دو ثابت ذکر شده مقادیری تجربی هستند که به

مشخصات جریان مانند عدد رینولدز و میزان زبری ساحل وابسته است.

## ۴-۶- بالازدگی موج در خطوط ساحلی و سیلاب ناشی از آن :

به علت ارتباط تنگاتنگ این دو مفهوم به بررسی آنها در یک بخش میپردازیم. معمولاً زمانی که یک سونامی اتفاق میافتد ابتدا این سوال پیش میآید که چه ارتفاع آبی بر روی ساحل بالا آمده است. به این میزان بالا زدگی ارتفاع خیزش یا بالازدگی موج گفته میشود.

برای جلوگیری از خسارات احتمالی بررسی میزان آب گرفتگی ساحل و تهیه نقشه خطر از منطقه نقش مهمی دارد. این نقشه شامل بیشترین آبگرفتگی و نشان دهنده مقادیر احتمالی پیشروی آب در ساحل در مناطق مختلف میباشد.

بحث محاسبه و مدلسازی بالا زدگی موج و آب گرفتگی ساحل بخشی از سونامی است که تا کنون کمتر به آن پرداخته شده است دلیل آن هم کمبود و نقصان در دو مدل اطلاعات است:

۱- عدم وجود مقادیر دقیق اندازه گیری محلی برای صحت سنجی مدل

۲- در دسترس نبودن نقشه باتیمتری / توپوگرافی با دقتهای بسیار بالا.

علاوه بر دو مشکل فوق مشکل دیگری که در راه مدل سازی وجود دارد حجم بالای اطلاعات است که مشکل پردازش آنها را به وجود میآورد که نیاز به ابزارهای ویژه ای دارد. اخیراً پیشرفتهایی در این زمینه توسط سازمان مهندسی بنادر ایالات متحده انجام گرفته است که توانسته اند با استفاده از نقشه های مقیاس بزرگ بالازدگی را مدل کنند.

## ۴-۷- تفاوت گسترش امواج سونامی در اقیانوس و خشکی:

با توجه به مطالب گفته شده و به منظور یکپارچگی و جمع بندی مطالب این فصل و شفاف شدن تفاوت میان گسترش امواج سونامی در اقیانوس و خشکی نکات زیر قابل اهمیت میباشد:

۱- حرکت امواج ناشی از سونامی از معادلات آبهای کم عمق پیروی میکند که این معادلات خود به دو دسته خطی و غیر خطی تقسیم میگردند.

۲- گسترش امواج سونامی در اقیانوس تابع معادلات خطی میباشد و برای حل عددی آن از فضای کروی استفاده میگردد.

۳- گسترش امواج سونامی در ساحل تابع معادلات غیر خطی میباشد و برای حل عددی آن از فضای کارتزین استفاده میشود .

# فصل پنجم

فرمول بندی تفاضل محدود معادلات حاکم



## ۵-۱-مقدمه:

در این فصل به حل معادلات ارائه شده در فصل گذشته میپردازیم. از آنجا که روش تحلیلی برای حل معادلات ارائه شده نا کار آمد میباشد از روش عددی استفاده میکنیم.

## ۵-۲-روش تفاضل محدود:

یکی از مهمترین روشهای عددی روش تفاضل محدود میباشد که برای حل تقریبی معادلات دیفرانسیل کاربرد دارد. به طور کلی تقریب تفاضل محدود مقدار مشتق یک تابع اسکالر مانند  $u(x)$  در نقطه  $x_0$  به مقادیر آن تابع در همسایگی بسیار نزدیک نقطه  $x_0$  بستگی دارد. از روش تفاضل محدود در بسیاری از علوم و برای حل بسیاری از مسائل استفاده میشود که از جمله آنها میتوان به حل عددی مساله انتقال گرما، حل عددی مساله حرکت موج و ... اشاره کرد. [۱۷]

روش تفاضل محدود دارای دو نوع صریح و ضمنی میباشد که مختصراً به آنها پرداخته میشود.

## ۵-۲-۱-روش صریح:

در روش صریح تنها یک مجهول در معادله پیوسته بر حسب مقادیر معلوم بیان میشود. از روشهای معروف صریح میتوان به موارد زیر اشاره کرد.

۱-روش FTCS که از تقریب تفاضل پیشرو برای مشتقات زمانی و تقریب تفاضل مرکزی برای مشتقهای مکانی استفاده میکند و اولین بار توسط پاتریک روش از این روش استفاده شده است. این روش دارای تقریب مرحله اول برای زمان میباشد و در صورتی که عدد کورانت کوچکتر از  $0.5$  باشد در حالت یک بعدی پایدار میباشد.

۲- روش ریچاردسون که از تقریب تفاضل مرکزی برای مشتقهای مکانی و زمانی استفاده میکند . به طور کلی این روش دارای ارزش علمی نمیباشد زیرا فرمول بندی تفاضل محدود آن بی قید و شرط ناپایدار است .

۳- روش دوفورت فرانکل که در واقع نوع تغییر یافته معادله ریچاردسون میباشد . در واقع در این روش عامل ناپایداری روش ریچاردسون حذف گردیده است و به جای آن از دو همسایگی این عامل استفاده گردیده است ، این عمل منجر به بی قید و شرط پایدار شدن این روش شده است . حل معادلات تفاضل محدود به این روش نیازمند فضای محاسباتی بیشتر نسبت به روشهای صریح در گر میباشد .

### ۵-۲-۲- روش ضمنی :

زمانی که بیش از یک مجهول در معادله تفاضل محدود ظاهر شود مجموعه ای از معادلات را باید هم زمان حل کرد که به آن روش ضمنی گویند . روشهای ضمنی به علت اینکه مجموعه ای از معادلات را به صورت هم زمان حل میکنند در حل مرحله نیازمند زمان محاسباتی بیشتری نسبت به روش های صریح میباشند . مهمترین خصوصیت روشهای ضمنی این است که در اکثر موارد این روشها بی قید و شرط پایدارند . در زیر به تعدادی از این روشها اشاره میکنیم .

۱- روش کرانک نیکولسون که برای اولین بار توسط جان کرانک و فیلیس نیکولسون در قرن بیستم معرفی شده است دارای دقت مرتبه دوم زمانی میباشد . این روش از تفاضل مرکزی برای مکان و روش ذوزنقه ای برای زمان استفاده میکند . این روش ترکیبی از روش بالادست در زمان  $n$  و روش پایین دست در زمان  $n+1$  میباشد .

۲- روش بتا که در واقع با استفاده از تعریف پارامتر  $\beta$  که عدد ثابتی میباشد فرمول بندی های تفاضل محدود ضمنی گوناگون را بدست می آورد .

## ۵-۳- کدهای مورد استفاده برای حل معادلات آبهای کم عمق :

کدهای مختلفی برای حل معادلات آبهای کم عمق و در نتیجه مدلسازی عددی سونامی موجود میباشد که هر کدام ویژگی ها و توانایی های خاص خود را دارا میباشد . از جمله این کدها comcot میباشد .

### ۵-۳-۱- کد comcot :

این کد یکی از کاربردی ترین روشهای تولید سونامی میباشد که توانایی حل عددی معادلات آبهای کم عمق در دو حالت خطی و غیر خطی و برای دو مختصات کروی و کارتزین را دارا میباشد . این مدل توانایی مدل سازی زلزله کف دریا ، گسترش موج در دریا ، محاسبه ارتفاع بالا آمدگی موج در خط ساحلی و گسترش موج در ساحل را دارد. تا به حال دو سونامی معروف جهان یعنی سونامی شیلی و سونامی سوماترا با این روش مدل شده است و نتایج کاملا نزدیک به واقعیتی ارائه کرده است . به علت اینکه اعتبار این روش در مدلسازیهایی که تا کنون انجام داده است به وضوح مشخص است ما در این پایان نامه برای مدلسازی سونامی از این کد استفاده خواهیم کرد . [۱۸]

کد comcot برای حل معادلات تفاضل محدود از روش لیپ فراگ استفاده میکند. روش لیپ فراگ از تفاضل مرکزی با دقت مرتبه دوم برای تقریب زدن دیفرانسیل توابع استفاده میکند .

### ۵-۳-۱- روش تفاضل محدود خطی :

به علت وجود مشتقات مرتبه بالا در معادلات (۴-۱۳) و (۴-۱۵) و (۴-۱۷) و (۴-۱۹) ، برای حل این معادلات با روش تفاضل محدود با دشواری هایی روبه رو هستیم. در این پایان نامه از روش تفاضل محدود لیپ فراگ برای حل معادلات خطی آبهای کم عمق استفاده میشود. مدل عددی بسیار ساده ، و دارای دقت مرتبه دوم میباشد(ایمامورا و گوتو ۱۹۸۸ و کوالیک ۱۹۹۳)

به طور کل روش لیپ فراگ برای حل عددی معادلات انتشار موج کاربرد گسترده ای پیدا کرده است . روش لیپ فراگ یک روش سه زمانه با دقت از مرتبه دوم میباشد . با وجود ساختار سه زمانه این روش به علت اینکه در هر مرحله زمانی فقط یک بار معادلات مشتقی را حل میکند بسیار کار آمد و موثر میباشد . این روش به طور معمول پایدار میباشد و دارای خطای پراکندگی نیست . برای مطالعه دقیق تر روش لیپ فراگ استاندارد معادله ساده انتشار موج را در نظر میگیریم .

$$u_t = cu_x \quad (۱-۵)$$

که  $u(t, x)$  یک تابع مجهول بر حسب زمان  $t$  مکان  $x$  و سرعت موج  $c$  میباشد بر اساس روش لیپ فراگ استاندارد معادله فوق به صورت زیر تقریب زده میشود .

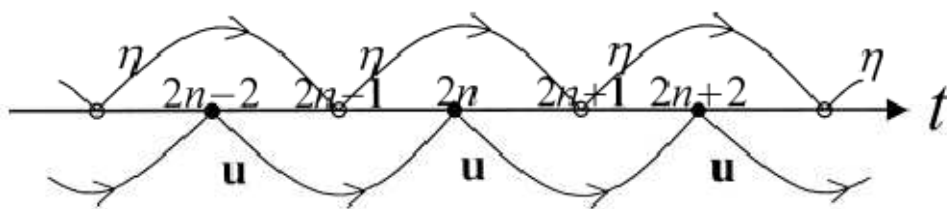
$$u_j^{n+1} = u_j^{n-1} + \lambda(u_{j+1}^n - u_{j-1}^n) \quad (۲-۵)$$

که در معادله فوق  $u_j^n$  بر اساس  $u(t_n, x_j)$  و  $\lambda = \frac{c(\Delta t)}{\Delta x}$  که همان عدد کورانت میباشد. در این پایان نامه از روش لیپ فراگ در محیط مشبندی شطرنجی استفاده شده است . برای توضیح این روش معادله درجه اول موج به شکل زیر را در نظر بگیرید .

$$\eta_t = -Hu_x \quad (۳-۵)$$

$$u_t = -g\eta_x \quad (۴-۵)$$

که در معادلات بالا  $\eta$  ارتفاع سطح آزاد آب ،  $u$  سرعت و  $H$  عمق آب و  $g$  شتاب گرانش و سرعت حرکت موج برابر با  $c = \sqrt{gH}$  میباشد . سیستم معادلات بیان شده یک سیستم معادله مستقل میباشد . هیچ متغیر  $\eta$  سمت راست معادله اول و متغیر  $u$  سمت راست معادله دوم وجود ندارد . در نتیجه روش لیپ فراگ دو راه حل کاملا مجزا را ارائه میکند که با توجه به شکل زیر هر یک از مقادیر  $u$  و  $\eta$  در دو گام زمانی کاملا متفاوت بدست میآیند . [۲۰ و ۱۹]



شکل (۵-۱)-گامهای زمانی برای حل معادلات

روش لیپ فراگ دارای خطای کوتاه سازی

$$O((\Delta x)^2, (\Delta y)^2, (\Delta t)^2)$$

میباشد و اگر شرایط عدد کورانت ارضا گردد پایدار خواهد بود. در روش لیپ فراگ اصلاح شده (وارمینگ و هایت ۱۹۷۴) ما شاهد مشتقات مرتبه سوم هستیم و مدل به طور مشخص خطاهای پراکندگی را نشان میدهد. به هر حال مدل لیپ فراگ دارای خطای مشتقی در معادلاتش نیست در نتیجه حل دارای خطای پراکندگی نمیباشد

در اینجا برای دستیابی به پراکندگی ناشی از معادلات بوزینسک خطی از نتایج حاصله از معادله تفاضل محدود لیپ فراگ استفاده گردیده است. [۱۶]

معادلات تفاضل محدود نوشته شده به صورت زیر میباشد (ابوت ۱۹۸۱ چو ۱۹۹۵)

$$\frac{\xi_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \xi_{i,j}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta y} = 0 \quad (۵-۵)$$

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gh \frac{\xi_{i+1,j}^{n+1/2} - \xi_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} + \frac{\gamma gh}{12\Delta x} \left[ \left( \xi_{i+1,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - 2\xi_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} + \xi_{i+1,j-1}^{n+\frac{1}{2}} \right) - \left( \xi_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - 2\xi_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} + \xi_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}} \right) \right] = 0 \quad (۶-۵)$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - P_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gh \frac{\xi_{i,j+1}^{n+1/2} - \xi_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} + \frac{\gamma gh}{12\Delta y} \left[ \left( \xi_{i+1,j+1}^{n+1/2} - 2\xi_{i,j+1}^{n+1/2} + \xi_{i-1,j+1}^{n+1/2} \right) - \left( \xi_{i+1,j}^{n+1/2} - 2\xi_{i,j}^{n+1/2} + \xi_{i-1,j}^{n+1/2} \right) \right] = 0 \quad (7-5)$$

در روابط فوق  $P$  و  $Q$  به ترتیب سرعت جریان در جهت طولی و عرضی می باشد و مقدار  $\xi$  ارتفاع آب و مقدار  $h$  عمق آب می باشد. اگر  $\gamma = 0$  باشد معادلات بالا به معادلات ایمامورا و گوتو (۱۹۸۸) تبدیل میگردد. بعد از یک سری محاسبات ریاضی معادلات نوشته شده بر حسب  $\xi$  به صورت زیر باز نویسی میشود (چو ۱۹۹۵)

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - c_0^2 \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) - \frac{c_0^2 (\Delta x^2)}{12} (1 - c_r^2) \left( \frac{\partial^4 \xi}{\partial x^4} + \frac{2\partial^4 \xi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \xi}{\partial y^4} \right) + (1 - \gamma) c_0^2 \frac{\Delta x^2}{6} \frac{\partial \xi^4}{\partial x^2 \partial y^2} = o((\Delta x)^3, (\Delta x)^2 \Delta t, \Delta x (\Delta t)^2, (\Delta t)^3) \quad (8-5)$$

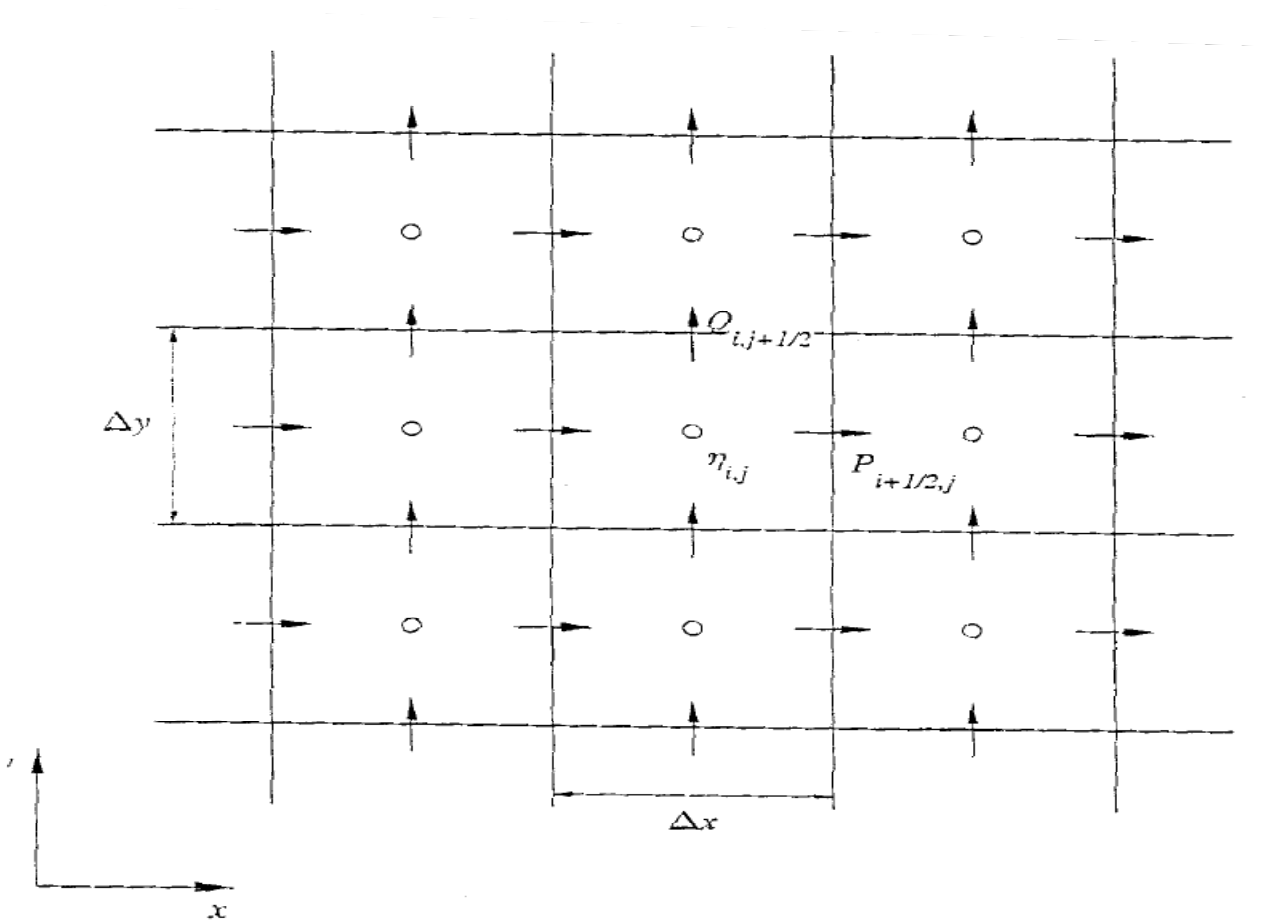
در معادلات بالا  $\Delta x = \Delta y$  انتخاب شده است، همچنین  $\gamma = 1$  در نظر گرفته شده است و در نتیجه آخرین ترم معادله (۴-۵) حذف شده است. ترم های  $o(\Delta x)^2$  و یا مرتبه های بالاتر حاصل خطاهای محاسبات عددی هستند. اگر  $\Delta x$  و  $\Delta y$  بر اساس رابطه  $(\Delta x)^2 = 4h^2 + gh(\Delta t)^2$  تعیین گردد خطای ناشی از حل لپ فراگ با خطای ناشی از معادلات خطی بوزینسک برابری میکند. به همین دلیل ما معمولا روش عددی را انتخاب میکنیم که معادلات بوزینسک را با حل معادلات (۱-۵) تا (۳-۵) ارضا کند. علاوه بر آن دقت حل عددی از درجه دوم به درجه سوم افزایش می یابد. زمانی که  $\gamma = 0$  میباشد معادله (۴-۵) تبدیل به معادله ای میشود که توسط ایمامورا و گوتو مورد استفاده قرار گرفت (۱۹۸۸) که باعث تطابق خوبی بین معادلات به کار برده شده و معادلات خطی بوزینسک نشد.

با ادامه رابطه (۵-۵)، روش لپ فراگ ارائه شده، تغییر مکان سطح را در نقطه  $i, j$  و در زمان  $n + 1/2$  را محاسبه میکند. این محاسبات کاملا صریح هستند و نیازمند اطلاعات حجم جریان و

جابه جایی سطح آزاد از یک گام زمانی عقبتر میباشند. مقادیر حجم جریان و مقادیر تغییر مکان سطح آزاد در یک نقطه محاسبه نمیگردند. شکل (۵-۱) نشان میدهد که مقادیر تغییرات سطح آزاد در نقاط وسط و مقادیر حجم جریان در نقاط اطراف گره میانی محاسبه میگردد.

معادله مومنوم (۵-۶) و (۵-۷) برای محاسبه میزان حجم جریان در  $P_{i+1/2,j}^{n+1}$  و  $Q_{i,j+1/2}^{n+1}$  استفاده

میگردد. لازم به ذکر است که محاسبات تغییرات مکان سطح آزاد در زمان به صورت یک در میان میباشد.



شکل (۵-۲) - محاسبات تغییرات سطح آزاد جریان در گره های مختلف

## ۵-۳-۲- پراکندگی عددی:

در این بخش میزان پراکندگی به وجود آمده در اثر حل عددی بررسی می‌گردد. برای بررسی میزان پراکندگی به وجود آمده در روش لیپ فراگ استفاده شده، یک موج پیشرونده را در نظر می‌گیریم (می (۱۹۸۹)

$$\xi = Ae^{i(k_x x + k_y y - \omega t)} \quad , \quad k^2 = k_x^2 + k_y^2 \quad (۹-۵)$$

که در آن  $i = \sqrt{-1}$  عدد واحد فرضی و  $k_x$  و  $k_y$  مولفه های بردار سرعت میباشند، با جایگذاری معادله

(۹-۵) در معادله (۸-۵) داریم:

$$C = \frac{\omega}{k} = (gh)^{0.5} \left[ 1 - \frac{(kh)^2}{3} + (1 - \gamma) \frac{(\Delta x)^2}{6} \left( \frac{k_x k_y}{k} \right)^2 \right]^{0.5} \quad (۱۰-۵)$$

اگر  $\gamma = 1$  فرض کنیم پراکندگی به دست آمده از رابطه (۱۰-۵) همانند پراکندگی به دست آمده از رابطه بوزینسک خطی میشود و داریم:

$$C = \frac{\omega}{k} = (gh)^{0.5} \left[ 1 - \frac{(kh)^2}{3} \right]^{0.5} \quad (۱۱-۵)$$

برای مسائل یک بعدی که در آنها موج در دو جهت  $x$  و  $y$  حرکت میکند مقدار  $k_x$  یا  $k_y$  برابر صفر است. برای دو جهت  $x, y$  مقادیر سرعت برابر همان مقادیری است که از معادله بوزینسک خطی به دست می‌آید. برای موجهایی که به صورت مورب حرکت میکنند زمانی که  $\gamma$  برابر صفر است مقادیر سرعت از مقادیر بدست آمده از حل معادلات بوزینسک خطی بیشتر است و بیشترین تفاوت در مقادیر سرعت زمانی ظاهر می‌گردد که موج با توجه به محور  $x$  در جهت

$$\frac{(2n + 1)\pi}{4}, n = 0, 1, 2, \dots$$



حرکت میکند.

### ۵-۳-۳-تحلیل پایداری:

در این بخش بررسی پایداری برای معادلات (۱-۵) تا (۳-۵) بررسی می‌گردد. در نظر بگیرید که حل این معادلات به صورت زیر باشد (لاپیدوس و پیندر ۱۹۸۲)

$$\xi = \xi_0 \rho^t e^{ik_x x} e^{ik_y y} \quad (۱۲-۵)$$

$$P = P_0 \rho^t e^{ik_x x} e^{ik_y y} \quad (۱۳-۵)$$

$$Q = Q_0 \rho^t e^{ik_x x} e^{ik_y y} \quad (۱۴-۵)$$

که در آن  $\xi_0$  و  $P_0$  و  $Q_0$  مقادیر اولیه برای  $\xi$  و  $P$  و  $Q$  میباشد. ما به دنبال شرایط پایداری هستیم، که لازمه این پایداری این است که مقدار  $\rho^{\Delta t}$  برابر یا کوچکتر از ۱ باشد. با جایگذاری روابط (۱۲-۵) تا (۱۴-۵) در معادلات (۵-۵) تا (۷-۵) و استفاده از روش نوشتاری زیر:

$$t = n_0 \Delta t (n_0 = 0, 1, 2, \dots, n, \dots)$$

$$x = i_0 \Delta x (i_0 = 0, 1, 2, \dots, i, \dots)$$

$$y = j_0 \Delta y (j_0 = 0, 1, 2, \dots, j, \dots)$$

نهایتاً روابط زیر بدست می‌آید.

$$\left(\rho^{\frac{\Delta t}{2}} - \rho^{-\frac{\Delta t}{2}}\right) \xi_0 + 2ir_x \sin \theta_x P_0 + 2ir_y \sin \theta_y Q_0 = 0 \quad (۱۵-۵)$$

$$\frac{2i}{3} C_0^2 r_x \sin \theta_x (3 - \gamma \sin^2 \theta_y) \rho^{\frac{\Delta t}{2}} \xi_0 + (\rho^{\Delta t} - 1) P_0 = 0 \quad (۱۶-۵)$$

$$\frac{2i}{3} C_0^2 r_y \sin \theta_y (3 - \gamma \sin^2 \theta_x) \rho^{\frac{\Delta t}{2}} \xi_0 + (\rho^{\Delta t} - 1) Q_0 = 0 \quad (۱۷-۵)$$

که نوشتار زیر برای سادگی استفاده شده است:

$$r_x = \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad , \quad r_y = \frac{\Delta t}{\Delta y} \quad , \quad \theta_x = \frac{k_x \Delta x}{2} \quad , \quad \theta_y = \frac{k_y \Delta y}{2}$$

معادلات (۱۱-۵) تا (۱۳-۵) به صورت ماتریسی زیر نوشته می‌گردد:

$$\begin{bmatrix} \rho^{\frac{\Delta t}{2}} - \rho^{-\frac{\Delta t}{2}} & 2ir_x \sin \theta_x & 2ir_y \sin \theta_y \\ \frac{2i}{3} ghr_x \sin \theta_x (3 - \sin^2 \theta_y) \rho^{\frac{\Delta t}{2}} & (\rho^{\Delta t} - 1) & 0 \\ \frac{2i}{3} ghr_y \sin \theta_y (3 - \sin^2 \theta_x) \rho^{\frac{\Delta t}{2}} & 0 & (\rho^{\Delta t} - 1) \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \xi_0 \\ P_0 \\ Q_0 \end{Bmatrix} = 0 \quad (۱۸-۵)$$

سیستم معادلات خطی داده شده در معادلات (۱۳-۵) تا (۱۷-۵) همگن می‌باشد. برای حل، دترمینان

ماتریس (۱۴-۵) باید ناپدید گردد. در نتیجه دو معادله برای  $\rho^{\Delta t}$  بدست می‌آید.

$$\rho^{\frac{\Delta t}{2}} - \rho^{-\frac{\Delta t}{2}} = 0 \quad (۱۹-۵)$$

$$(\rho^{\Delta t} - 1)^2 + \frac{4}{3} C_0^2 [r_x^2 \sin^2 \theta_x (3 - \gamma \sin^2 \theta_y) + r_y^2 \sin^2 \theta_y (3 - \gamma \sin^2 \theta_x)] \rho^{\Delta t} = 0 \quad (۲۰-۵)$$

مشخصاً  $\rho^{\Delta t} = 1$  نتیجه حل معادله ۱۵-۳ می‌باشد برای معادله ۱۶-۳ داریم:

$$\rho^{\Delta t} = \frac{2 - \Gamma \pm (\Gamma^2 - 4\Gamma)^{0.5}}{2} \quad (۲۱-۵)$$

که در آن  $\Gamma$  برابر است با:

$$\Gamma = \frac{4}{3} C_0^2 [r_x^2 \sin^2 \theta_x (3 - \gamma \sin^2 \theta_y) + r_y^2 \sin^2 \theta_y (3 - \gamma \sin^2 \theta_x)] \quad (۲۲-۵)$$

شرایط پایداری که به صورت زیر است در معادله بالا برقرار می‌باشد:

$$\rho^{\Delta t} \leq 1 \quad (۲۳-۵)$$

اگر  $\Gamma^2 - 4\Gamma \leq 0$  باشد خواهیم داشت

$$0 \leq \Gamma \leq 4 \quad (24-5)$$

با جایگذاری معادله (۳-۲۰) در (۳-۱۸) و در نظر گرفتن  $\Delta x = \Delta y$  (به منظور ساده سازی)، داریم:

$$C_r \leq \frac{3^{0.5}}{[\sin^2 \theta_x (3 - \gamma \sin^2 \theta_y) + \sin^2 \theta_y (3 - \gamma \sin^2 \theta_x)]^{0.5}} \quad (25-5)$$

که در آن  $C_r$  عدد کورانته می باشد. اگر شرایط ایمامورا و گوتو در نظر گرفته شود ( $\gamma = 0$ ). شرایط پایداری به صورت زیر ساده سازی می گردد.

$$C_r \leq \frac{1}{[\sin^2 \theta_x + \sin^2 \theta_y]^{0.5}} \quad (26-5)$$

بیشترین مقدار مجاز عدد کورانته برابر  $0.7071$  می باشد و زمانی رخ میدهد که برای  $\gamma = 0$  داشته باشیم:

$$\sin \theta_x = \sin \theta_y = 1$$

از طرف دیگر اگر مقدار  $\gamma = 1$  در نظر گرفته شود عدد کورانته برابر  $0.668$  می باشد. سر انجام برای یک مدل یک بعدی و برای ساده سازی مقدار عدد کورانته برابر یک در نظر گرفته میشود.

### ۵-۳-۱-۲- روش تفاضل محدود غیر خطی :

معادلات آبهای کم عمق غیر خطی (۴-۲۲) تا (۴-۲۴) توسط همان روش لپ فراگ که در مورد معادلات خطی استفاده شد مورد بررسی قرار میگیرد. ترم های انتقالی معادله غیر خطی به وسیله روش بالادست حل میگردد. معمولاً روش بالادست مشروطاً پایدار است و دارای مقداری خطا می باشد. اما اگر تغییرات سرعت درون جریان آنقدر زیاد نباشد و اگر شرایط پایداری یعنی عدد کورانته

کمتر از ۱ ارضا گردد، روش بالادست برای ترم های انتقالی مورد استفاده قرار میگیرد زیرا در یک مرحله زمانی نیاز به محاسبات عددی کمتری دارد.

قسمت خطی معادلات نیز با استفاده از روش لیپ فراگ مورد حل شده است. ترم های پیشرونده معادله مومنوم با روش بالا دست تعیین گردیده است و به صورت زیر میباشد: [۹]

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[ \lambda_{11} \frac{\left( P_{i+\frac{3}{2},j}^n \right)^2}{H_{i+\frac{3}{2},j}^n} + \lambda_{12} \frac{\left( P_{i+\frac{1}{2},j}^n \right)^2}{H_{i+\frac{1}{2},j}^n} + \lambda_{13} \frac{\left( P_{i-\frac{1}{2},j}^n \right)^2}{H_{i-\frac{1}{2},j}^n} \right] \quad (27-5)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[ \lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+\frac{1}{2},j+1}^n}{H_{i+\frac{1}{2},j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+\frac{1}{2},j}^n}{H_{i+\frac{1}{2},j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+\frac{1}{2},j-1}^n}{H_{i+\frac{1}{2},j-1}^n} \right] \quad (28-5)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[ \lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right] \quad (29-5)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[ \lambda_{41} \frac{\left( Q_{i,j+3/2}^n \right)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{\left( Q_{i,j+1/2}^n \right)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{\left( Q_{i,j-1/2}^n \right)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right] \quad (30-5)$$

در معادلات (۲۷-۵) تا (۳۰-۵) مقدار ضریب  $\lambda$  برابر است با:

$$\lambda_{11} = 0 \quad \lambda_{12} = 1 \quad \lambda_{13} = -1 \quad \text{if} \quad P_{i+\frac{1}{2},j}^n \geq 0$$

$$\lambda_{11} = 1 \quad \lambda_{12} = -1 \quad \lambda_{13} = 0 \quad \text{if} \quad P_{i+\frac{1}{2},j}^n < 0$$

$$\lambda_{21} = 0 \quad \lambda_{22} = 1 \quad \lambda_{23} = -1 \quad \text{if} \quad Q_{i+\frac{1}{2},j}^n \geq 0$$

$$\lambda_{21} = 1 \quad \lambda_{22} = -1 \quad \lambda_{23} = 0 \quad \text{if} \quad Q_{i+\frac{1}{2},j}^n < 0$$

$$\lambda_{31} = 0 \quad \lambda_{32} = 1 \quad \lambda_{33} = -1 \quad \text{if} \quad P_{i,j+\frac{1}{2}}^n \geq 0$$

$$\lambda_{31} = 1 \quad \lambda_{32} = -1 \quad \lambda_{33} = 0 \quad \text{if} \quad P_{i,j+\frac{1}{2}}^n < 0$$

$$\lambda_{41} = 0 \quad \lambda_{42} = 1 \quad \lambda_{43} = -1 \quad \text{if} \quad Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n \geq 0$$

$$\lambda_{41} = 1 \quad \lambda_{42} = -1 \quad \lambda_{43} = 0 \quad \text{if} \quad Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n < 0$$

به علت استفاده از روش بالا دست دقت معادلات مومنتوم، مرتبه اول است. ترم های اصطکاک بستر به

صورت زیر میباشد:

$$\tau_x H = \nu_x (P_{i+\frac{1}{2},j}^{n+1} + P_{i+\frac{1}{2},j}^n) \quad (31-5)$$

$$\tau_y H = \nu_y (Q_{i,j+1/2}^{n+1} + Q_{i,j+1/2}^n) \quad (32-5)$$

که در این روابط:

$$\nu_x = \frac{1}{2} \frac{g}{C_f^2 (H_{i+\frac{1}{2},j}^n)^2} \left[ (P_{i+\frac{1}{2},j}^n)^2 + (Q_{i+\frac{1}{2},j}^n)^2 \right]^{0.5} \quad (33-5)$$

$$\nu_y = \frac{1}{2} \frac{g}{C_f^2 (H_{i,j+1/2}^n)^2} \left[ (P_{i,j+1/2}^n)^2 + (Q_{i,j+1/2}^n)^2 \right]^{0.5} \quad (34-5)$$

برای فرمول شزی و فرمول مانینگ داریم:

$$\nu_x = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{C_f^2 (H_{i+\frac{1}{2},j}^n)^{\frac{7}{3}}} \left[ (P_{i+\frac{1}{2},j}^n)^2 + (Q_{i+\frac{1}{2},j}^n)^2 \right]^{0.5} \quad (35-5)$$

$$\nu_y = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{C_f^2 (H_{i,j+1/2}^n)^{\frac{7}{3}}} \left[ (P_{i,j+1/2}^n)^2 + (Q_{i,j+1/2}^n)^2 \right]^{0.5} \quad (36-5)$$

سرانجام شکل تفاضل محدود معادلات مومنتوم و پیوستگی به صورت زیر میباشد.

$$\xi_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} = \xi_{i,j}^{n-\frac{1}{2}} - r_x (P_{i+\frac{1}{2},j}^n - P_{i-\frac{1}{2},j}^n) - r_y (Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n - Q_{i,j-\frac{1}{2}}^n) \quad (37-5)$$

$$P_{i+\frac{1}{2},j}^{n+1} = \frac{1}{1+v_x\Delta t} \left[ (1 - v_x\Delta t)P_{i+\frac{1}{2},j}^n - r_x g H_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} \left( \xi_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} - \xi_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} \right) \right] - \frac{r_x}{1+v_x\Delta t} \left[ \lambda_{11} \frac{\left( P_{i+\frac{3}{2},j}^n \right)^2}{H_{i+\frac{3}{2},j}^n} + \lambda_{12} \frac{\left( P_{i+\frac{1}{2},j}^n \right)^2}{H_{i+\frac{1}{2},j}^n} + \lambda_{13} \frac{\left( P_{i-\frac{1}{2},j}^n \right)^2}{H_{i-\frac{1}{2},j}^n} \right] - \frac{r_y}{1+v_x\Delta t} \left[ \lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+\frac{1}{2},j+1}^n}{H_{i+\frac{1}{2},j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+\frac{1}{2},j}^n}{H_{i+\frac{1}{2},j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+\frac{1}{2},j-1}^n}{H_{i+\frac{1}{2},j-1}^n} \right] \quad (38-5)$$

$$Q_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1} = \frac{1}{1+v_y\Delta t} \left[ (1 - v_y\Delta t)Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n - r_y g H_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} \left( \xi_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - \xi_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} \right) \right] - \frac{r_x}{1+v_y\Delta t} \left[ \lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+\frac{1}{2}}^n}{H_{i+1,j+\frac{1}{2}}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+\frac{1}{2}}^n}{H_{i,j+\frac{1}{2}}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+\frac{1}{2}}^n}{H_{i-1,j+\frac{1}{2}}^n} \right] - \frac{r_y}{1+v_y\Delta t} \left[ \lambda_{41} \frac{(Q)_{i,j+3/2}^n}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(P)_{i,j-1/2}^n}{H_{i,j-1/2}^n} \right] \quad (39-5)$$

در روابط بالا :

$$r_y = \frac{\Delta t}{\Delta y} \quad , \quad r_x = \frac{\Delta t}{\Delta x}$$

میباشد.

تقریب های زیر برای معادلات (37-5) تا (39-5) ارائه شده است.

$$H_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} + H_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}}) \quad (40-5)$$

$$H_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} + H_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}}) \quad (41-5)$$

$$P_{i,j+\frac{1}{2}}^n = \frac{1}{4} (P_{i-\frac{1}{2},j}^n + P_{i-\frac{1}{2},j+1}^n + P_{i+\frac{1}{2},j}^n + P_{i+\frac{1}{2},j+1}^n) \quad (42-5)$$

$$Q_{i+\frac{1}{2},j}^n = \frac{1}{4}(Q_{i,j-\frac{1}{2}}^n + Q_{i+1,j-\frac{1}{2}}^n + Q_{i,j+\frac{1}{2}}^n + Q_{i+1,j+\frac{1}{2}}^n) \quad (۴۳-۵)$$

### ۵-۳-۴-مدل VOLNA:

این ابزار که برای مدل سازی عددی سونامی از آن استفاده میشود دارای کاربردهای وسیعی در زمینه عملیاتی میباشد و میتواند یک سونامی را از لحظه ی ایجاد تا بالازدگی در نزدیکی ساحل مورد بررسی قرار دهد. این مدل بر پایه مشبندی مثلثی غیر یکنواخت عمل میکند در نتیجه میتواند در حوزه های پیچیده و کاملا اختیاری مورد استفاده قرار گیرد. [۲۱]

این مدل برای حل معادلات از روش حجم محدود بهره میبرد. روشی که در حل بسیاری از مسائل عددی کارآمدی خود را به اثبات رسانده است.

### ۵-۳-۳-مدل TIME:

این کد برای اولین بار توسط دکتر ایمامورا نوشته شده است و از روش تفاضل محدود لپ فراگ با مشبندی شطرنجی برای حل معادلات آبهای کم عمق استفاده میکند. بر روی این کد تا به امروز تجدید نظرهای مختلفی اعمال شده است به گونه ای که مجموعه ای از ۵ کد برای مدل سازی، از کد اولیه به وجود آمده است که هیچکدام از آنها قابلیت مدلسازی سیلاب ناشی از سونامی را ندارند. یکی از مشکلات و نواقص این کد عدم محاسبه تغییر شکل کف دریا میباشد این کد از اطلاعات امواج اولیه ناشی از زلزله به صورت ورودی استفاده میکند. به این صورت که ابتدا شرایط امواج اولیه توسط کد های دیگر تهیه شده و به صورت ورودی در این کد از آنها استفاده میشود. [۲۲]

### ۵-۳-۵-مدل JRC:

این روش برای مدلسازی گسترش امواج ناشی از سونامی در اقیانوس کاربرد دارد و در مقایسه با مدل های دیگر دارای سرعت بسیار زیاد در پردازش داده میباشد و به نسبت سرعت بالا، نتایج بسیار

خوبی را ارائه میکند. بعد از وقوع یک زلزله در کف دریا و مشخص شدن مکان دقیق و بزرگی آن، میتوان از این مدل استفاده کرد و با توجه به خصوصیات آن میتواند در مراکز تحلیل و مدیریت بحران بسیار سودمند باشد. در واقع این مدل بعد از اینکه زلزله ای در بستر اقیانوسهای شناسایی میگردد به کار بسته میشود و احتمال ایجاد سونامی در مناطق مختلف را بررسی میکند. از نواقص این مدل عدم توانایی در مدلسازی ارتفاع بالازدگی و سیلاب سونامی میباشد. این مدل دارای پایگاه اطلاع رسانی برای مشاهده زلزله هایی که احتمال بوجود آوردن سونامی را دارند میباشد. [۲۳]

### ۵-۳-۶- مدل SWAN:

این کد معادلات آبهای کم عمق غیر خطی را با استفاده از المان محدود حل میکند. روش حل این مدل در مقاله های (mader 1988) موجود میباشد. از این کد برای بررسی نحوه رفتار امواج در برخورد با شیپها، بنادر و سازه های ساحلی استفاده میگردد. نتایج مدلسازی هایی این کد در مقایسه با کاربرد معادلات ناویر استوکس دو بعدی بسیار خوب و قابل اعتماد بوده است و تا به حال از آن برای مدل سازی سونامیهای زیادی از جمله سونامی گوآدالپس مکزیک و هیلو هاوایی و تاثیر آن بر سازه های مهم این منطقه استفاده شده است و نتایج تا حدی قابل قبول ارائه کرده است. [۲۴]

### ۵-۳-۷- مدل MOST:

مدل MOST یکی از استانداردهای روش های مدل سازی سونامی میباشد که توسط دانشگاه کالیفور نیای جنوبی تهیه شده است. این روش قابلیت مدلسازی سه رویداد مهم تشکیل دهنده سونامی یعنی زلزله، انتشار در اقیانوس، سیلاب در خشکی را دارا میباشد

روش MOST در آزمایشگاه و همچنین برای سونامیهای تاریخی که در گذشته اتفاق افتاده است مورد بررسی قرار گرفته و نتایج قابل قبولی ارائه کرده است و هم اکنون در تمام دنیا مورد استفاده قرار



میگیرد . یکی از مشکلات این روش در دسترس نبودن آن میباشد که حتی با تلاشها و تماسهای زیاد

موفق به تهیه کد مربوط به این روش نشدیم . [۲۵]

# فصل ششم

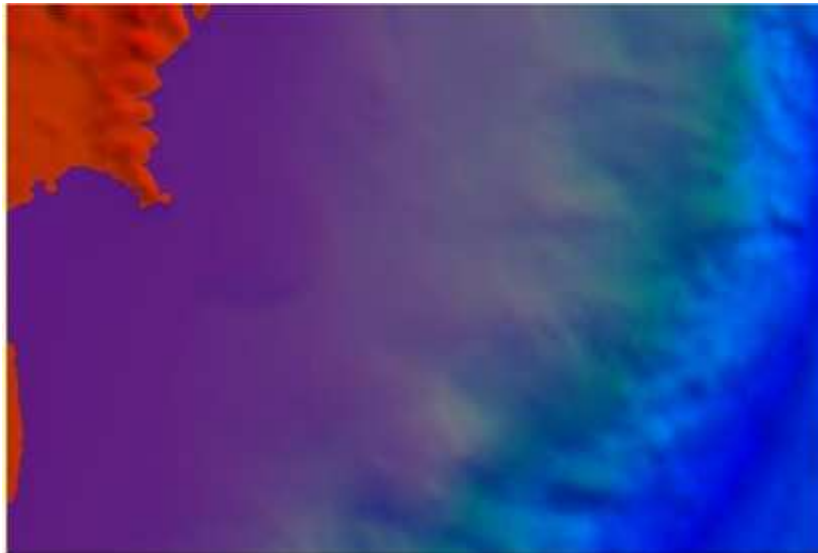
مدلسازی عددی سونامی

## ۱-۶- مقدمه:

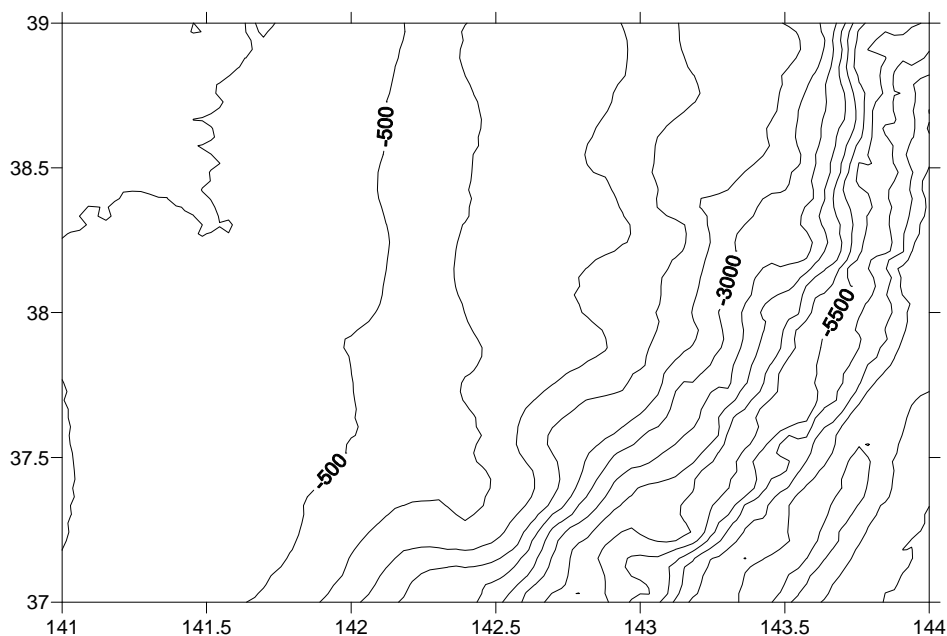
در این فصل به منظور اعتبار سنجی کد comcot و روش کاربرد آن تولید سونامی از یک زلزله خاص مدل شده است و سونامی از مرحله شروع زلزله و تغییر شکل کف دریا مدل گردیده و سپس ارتفاع بالا آمدگی آب در خط ساحلی محاسبه شده است سپس نتایج مدلسازی را با نتایج تجربی و مشاهدات واقعی از سونامی در سواحل مورد نظر مقایسه میکنیم.

## ۲-۶- محدوده مورد مطالعه:

برای مدل سازی محدوده مورد مطالعه خود را بین خطوط ۱۴۱ تا ۱۴۴ درجه طول جغرافیایی و ۳۷ تا ۳۹ درجه عرض جغرافیایی در نظر میگیریم که این محدوده مربوط به ساحل شرقی ژاپن میباشد. محدوده مورد مطالعه در شکل (۱-۶) دیده میشود.



شکل (۱-۶)-تصویر منطقه مورد مطالعه



شکل (۲-۶)-نقشه عوارض منطقه مورد مطالعه

نقشه (۲-۶) با دقت ۱ دقیقه تهیه شده است. [۲۶]

### ۳-۶- مشخصات زمین لرزه

جهت تولید سونامی نیازمند زلزله میباشیم. مشخصات زلزله میتواند هم از طریق بانکهای اطلاعاتی استخراج گردد و هم میتوان از فرمولهای تجربی برای تخمین مشخصات زمین لرزه استفاده کرد که مسلماً این فرمولهای تجربی چندان دقیق نمیباشند از این رو اطلاعات مربوط به زمین لرزه از بانکهای اطلاعاتی استخراج گردیده است.

برای آغاز مدل سازی سونامی از مشخصات زلزله ژاپن سال ۲۰۱۱ استفاده گردیده است. لازم به ذکر است زلزله ژاپن دارای چندین پس لرزه و چندین پیش لرزه بوده است که برای مدلسازی بزرگترین این زلزله ها در نظر گرفته شده است. مشخصات زلزله ژاپن از سازمان ملی زلزله نگاری این کشور استخراج شده است و در جدول (۱-۶) این اطلاعات آورده شده است. [۲۷]



شکل (۶-۳)- محل تقریبی نقطه کانونی

جدول (۶-۱)- مشخصات زلزله مدل شده

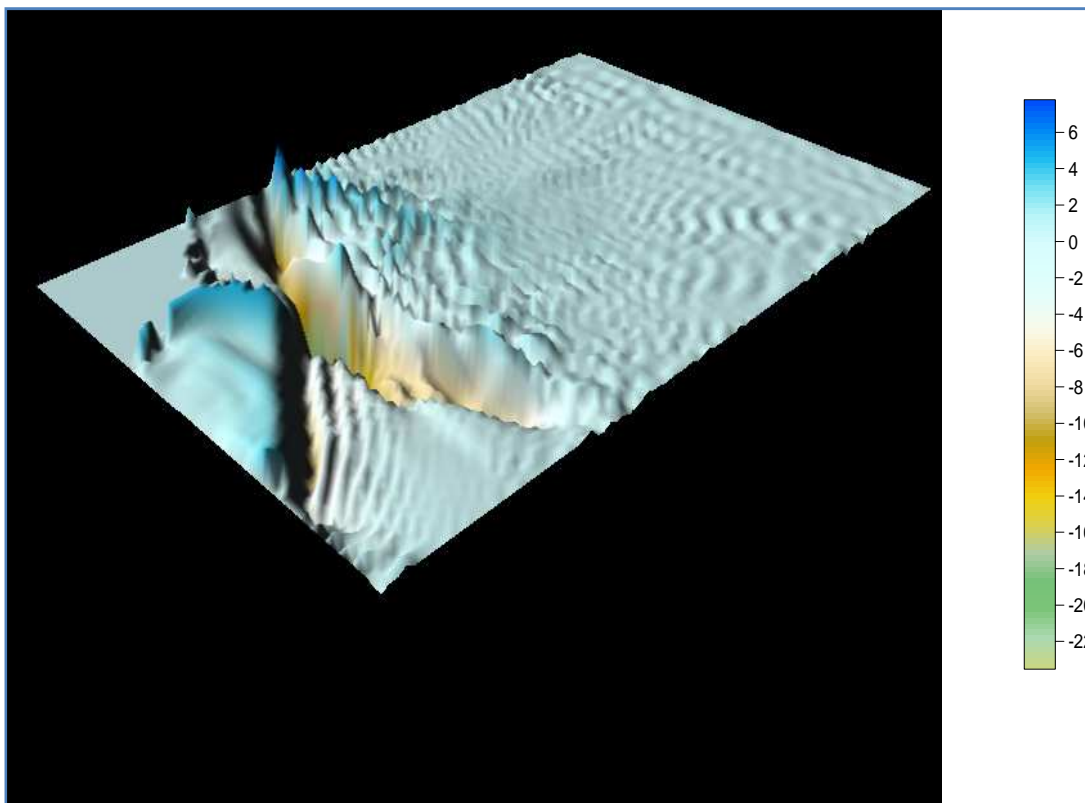
|                      |       |
|----------------------|-------|
| عرض جغرافیایی (درجه) | ۳۸    |
| طول جغرافیایی (درجه) | ۱۴۳   |
| عمق (کیلومتر)        | ۷/۹   |
| طول (کیلومتر)        | ۱۳۰   |
| عرض (کیلومتر)        | ۱۲۲   |
| امتداد لغز (درجه)    | ۲۰۴   |
| شیب لغز خالص (درجه)  | ۱۷    |
| شیار (درجه)          | ۹۰    |
| انحراف (متر)         | ۱۷/۳۶ |
| بزرگی (ریشتر)        | ۸/۶۳  |

## ۶-۴-مدلسازی عددی:

برای مدلسازی از معادلات آبهای کم عمق به فرم خطی و از مختصات کروی استفاده گردیده است. با توجه به هدف مدلسازی در این مرحله که تنها مدلسازی عددی پخش موج در کرانه اقیانوس میباشد، از معادلات خطی استفاده کرده ایم. به منظور سرعت بخشیدن به حل مساله و کاهش حجم فضای محاسباتی، فاصله بین شبکه ها بزرگ انتخاب شده است که با توجه به هدف مساله که گسترش امواج در اقیانوس میباشد خطایی در محاسبات به وجود نمی آورد. در این مرحله فاصله بین شبکه های محاسباتی در حدود ۳ کیلومتر انتخاب شده است. برای حل این مساله کد به گونه ای نوشته شده است تا اطلاعات امواج را در هر ۵ دقیقه ارائه کند که در این فصل اطلاعات در هر ۱۵ دقیقه نشان داده شده است.

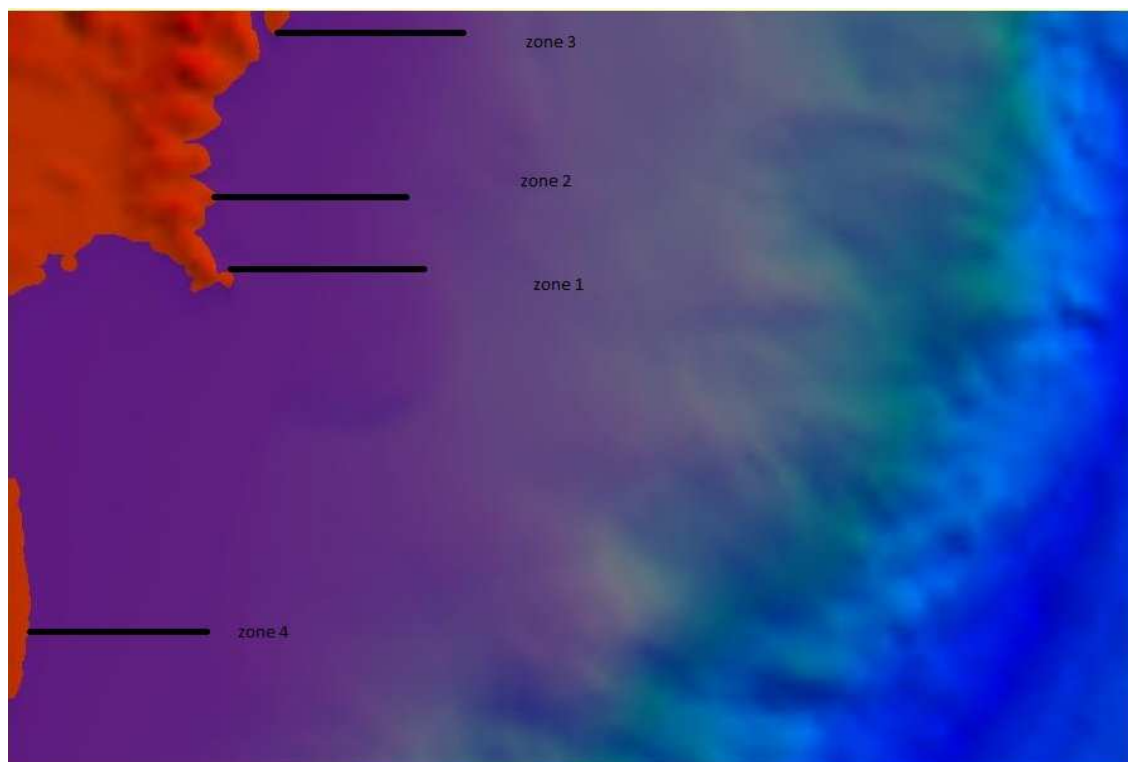
همانطور که میدانیم مهمترین عامل در پیش بینی حرکت سونامی مدت زمانی است که سونامی اقیانوس را می پیماید تا به ساحل برسد. نتایج ارائه شده تا ۱ ساعت بعد از آغاز زمین لرزه مورد بررسی و پردازش قرار گرفته است تا میزان پیشروی و تاثیر امواج بر خطوط ساحلی به خوبی مشخص گردد.

نتایج مدلسازی نشان میدهد زمان لازم برای رسیدن امواج سونامی به ساحل تقریباً برابر با ۲۰ دقیقه میباشد. در واقع ۲۰ دقیقه بعد از وقوع زلزله ساکنین ساحل اولین نشانه های سونامی را مشاهده میکنند. شکل (۴-۶) نمایی سه بعدی از اولین بالازدگی موج در خط ساحلی را نمایش میدهد. با توجه به شکل (۴-۶) ارتفاع اولیه بالازدگی در خطوط ساحلی حدود ۶ متر میباشد. که این ارتفاع با گذشت زمان بیشتر میگردد تا به بیشترین مقدار خود برسد.



شکل (۴-۶)- تصویر سه بعدی از امواج ۲۰ دقیقه پس از وقوع زلزله (مقادیر ارتفاع بر حسب متر است)

مناطق را که در شکل زیر مشخص شده است در نظر میگیریم. این مناطق به صورت اتفاقی انتخاب شده اند. به علت حجم زیاد داده های خروجی در مناطق مختلف این ۴ منطقه انتخاب شده اند تا اطلاعات به طور خاص برای آنها نمایش داده شود. انتخاب این مناطق باعث میشود تا برای صحت سنجی و مقایسه نتایج با واقعیت عملکرد بهتر و دقیقتری داشته باشیم.



شکل (۶-۵) - مناطق در نظر گرفته شده برای تحلیل امواج

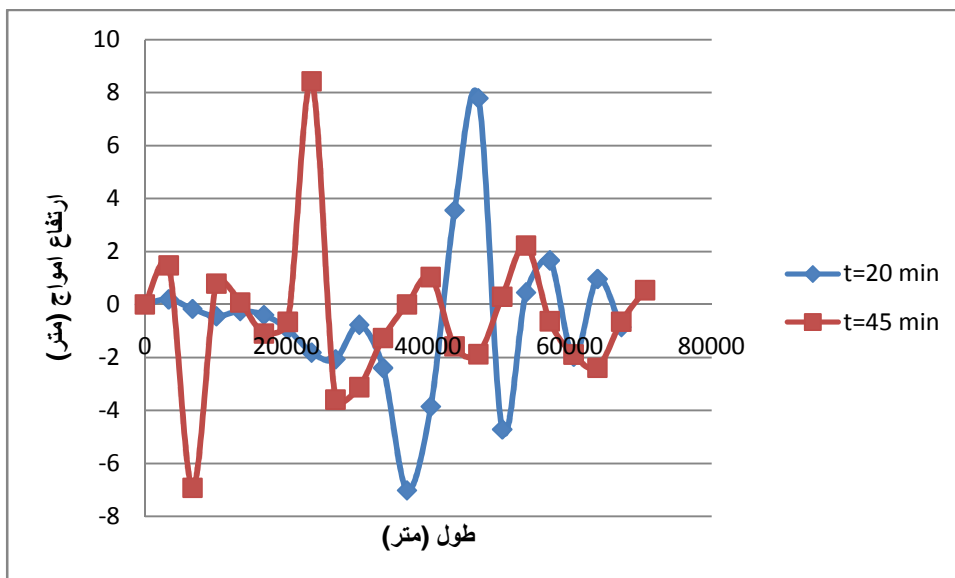
نتایج تغییرات ارتفاع موج در فاصله ۷۰ کیلومتر تا رسیدن به ساحل در نمودارهایی در ادامه فصل ارائه شده و به تفصیل شرح داده خواهد شد .

#### ۶-۴-۱- نتایج مدل سازی:

برای درک بهتر رفتار موج ، در زمانهای مختلف و برای مناطق مختلف ، پروفیل طولی موج را رسم میکنیم. همچنین برای بررسی و مقایسه نتایج با فیزیک و دینامیک سونامی نتایج را به صورت سه بعدی ارائه خواهیم کرد.

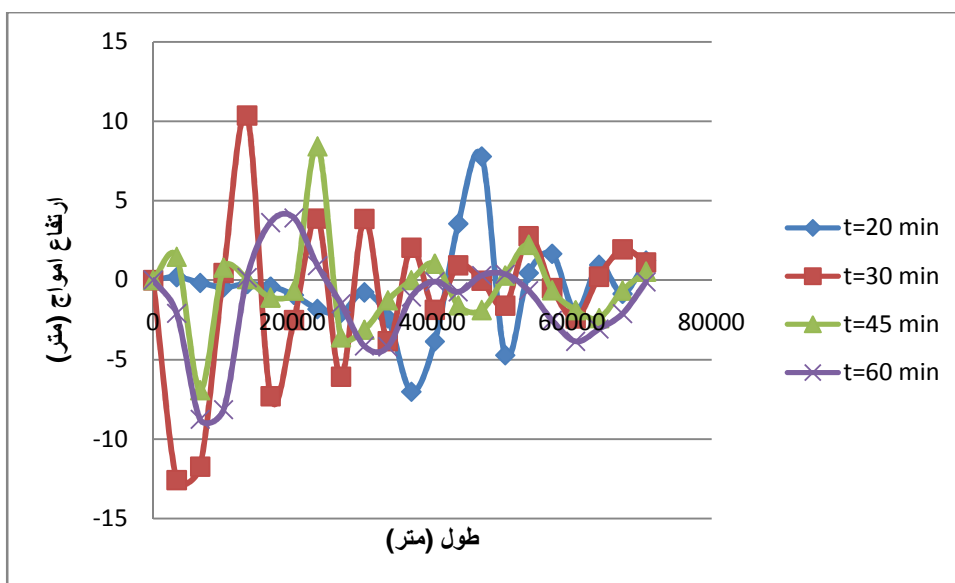
برای منطقه ۱ ارتفاع بالازدگی در زمانهای  $t=20$  و  $t=45$  دقیقه ظاهر میگردد که پروفیل آن به شرح نمودار (۶-۶) میباشد .





شکل (۶-۶) - ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۱ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

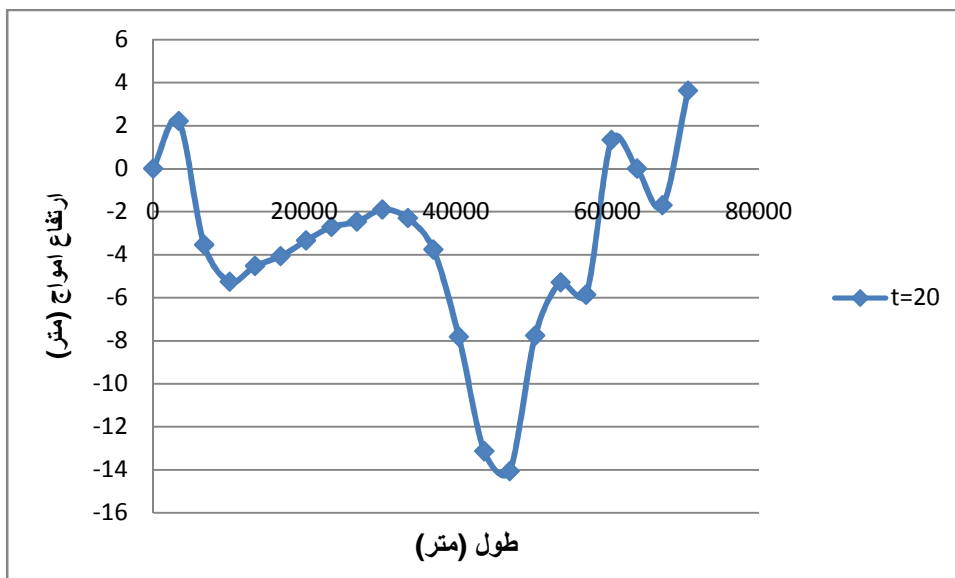
پروفیل طولی موج برای منطقه ۱ به تفکیک زمان به صورت شکل (۶-۷) است.



شکل (۶-۷) - پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۱ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

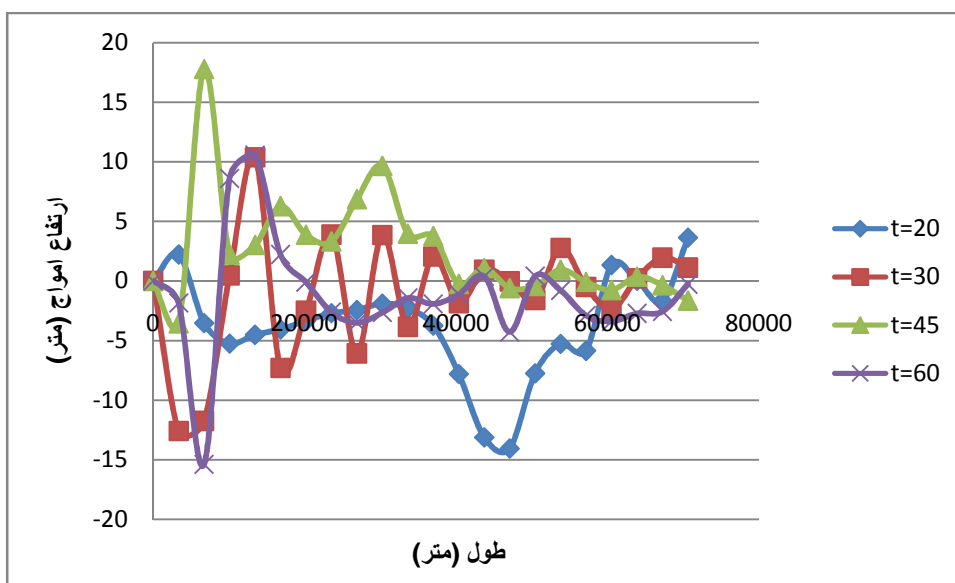
برای منطقه ۲ ارتفاع بالازدگی در زمان  $t=20$  دقیقه ظاهر میگردد که پروفیل آن به شرح نمودار

(۶-۸) میباشد.



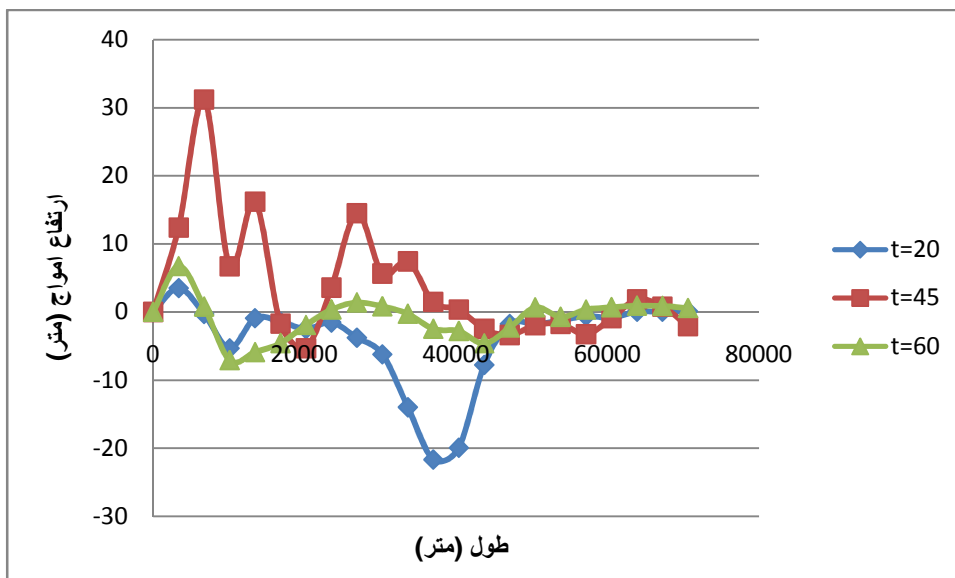
شکل (۸-۶)-ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۲ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

پروفیل طولی موج برای منطقه ۲ در زمانهای مختلف در نمودار (۹-۶) نشان داده شده است.



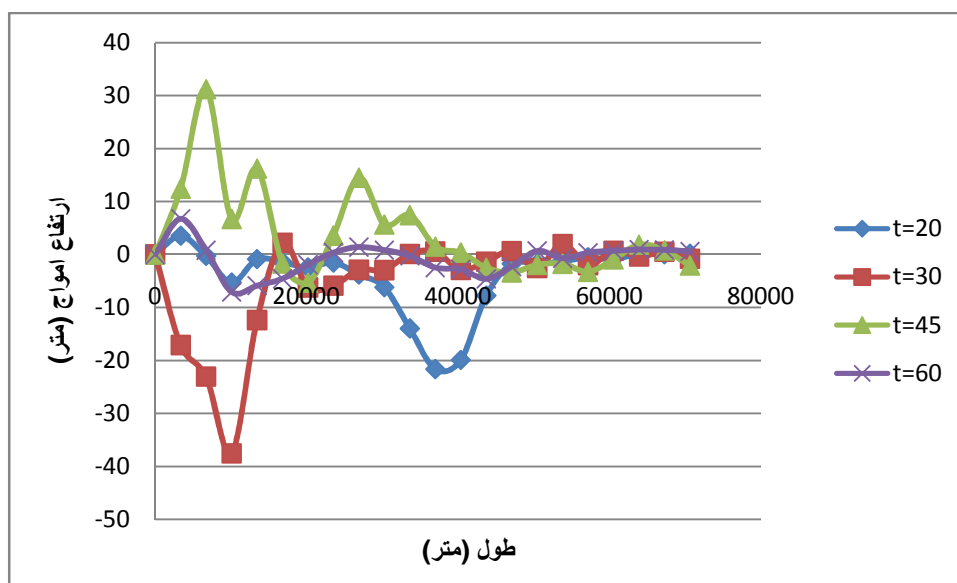
شکل (۹-۶)- پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۲ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

برای منطقه ۳ ارتفاع بالازدگی در زمانهای  $t=20$  ،  $t=45$  ،  $t=60$  دقیقه ظاهر میگردد که پروفیل آن به شرح نمودار (۱۰-۶) میباشد.



شکل (۶-۱۰)- ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۳ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

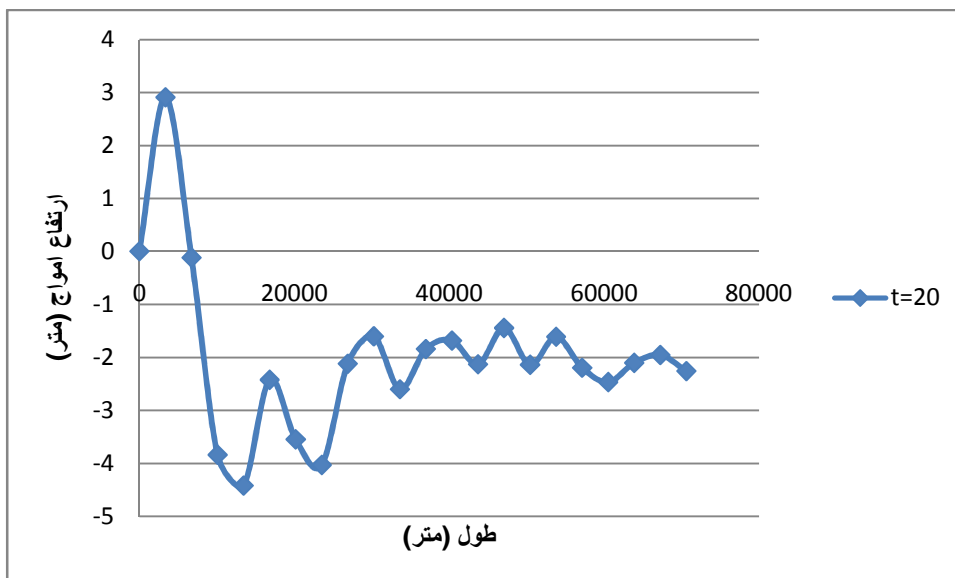
پروفیل طولی موج برای منطقه ۳ در زمانهای مختلف در نمودار (۶-۱۱) نشان داده شده است



شکل (۶-۱۱)- پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۳ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

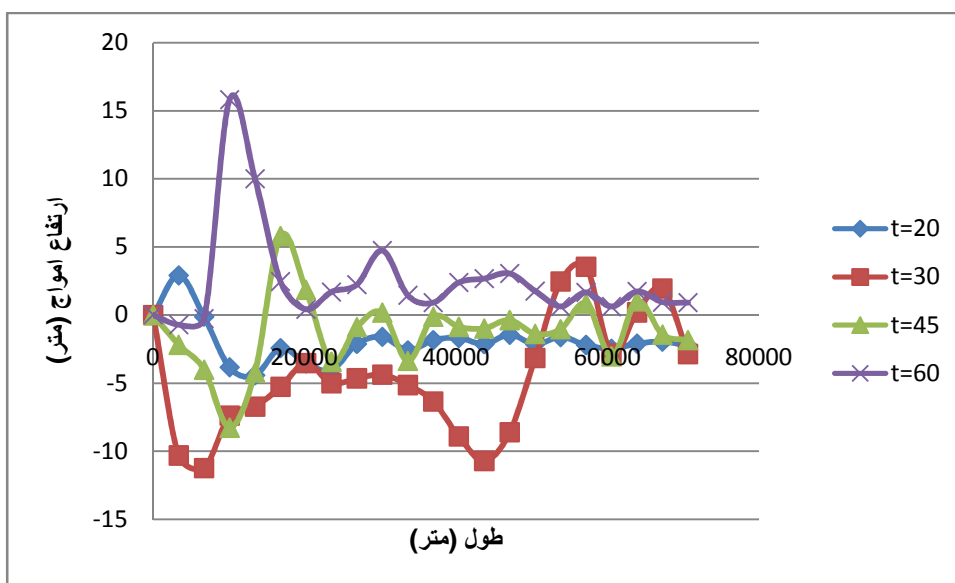
برای منطقه ۴ ارتفاع بالازدگی در زمان  $t=20$  دقیقه ظاهر میگردد که پروفیل آن به شرح نمودار (۶-

۱۲) میباشد.



شکل (۶-۱۲)- ارتفاع بالازدگی برای منطقه ۴ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

پروفیل طولی موج برای منطقه ۴ در زمانهای مختلف در نمودار (۶-۱۳) نشان داده شده است.



شکل (۶-۱۳)- پروفیل طولی موج سونامی برای منطقه ۴ در زمانهای مختلف از ۷۰ کیلومتری ساحل تا خشکی

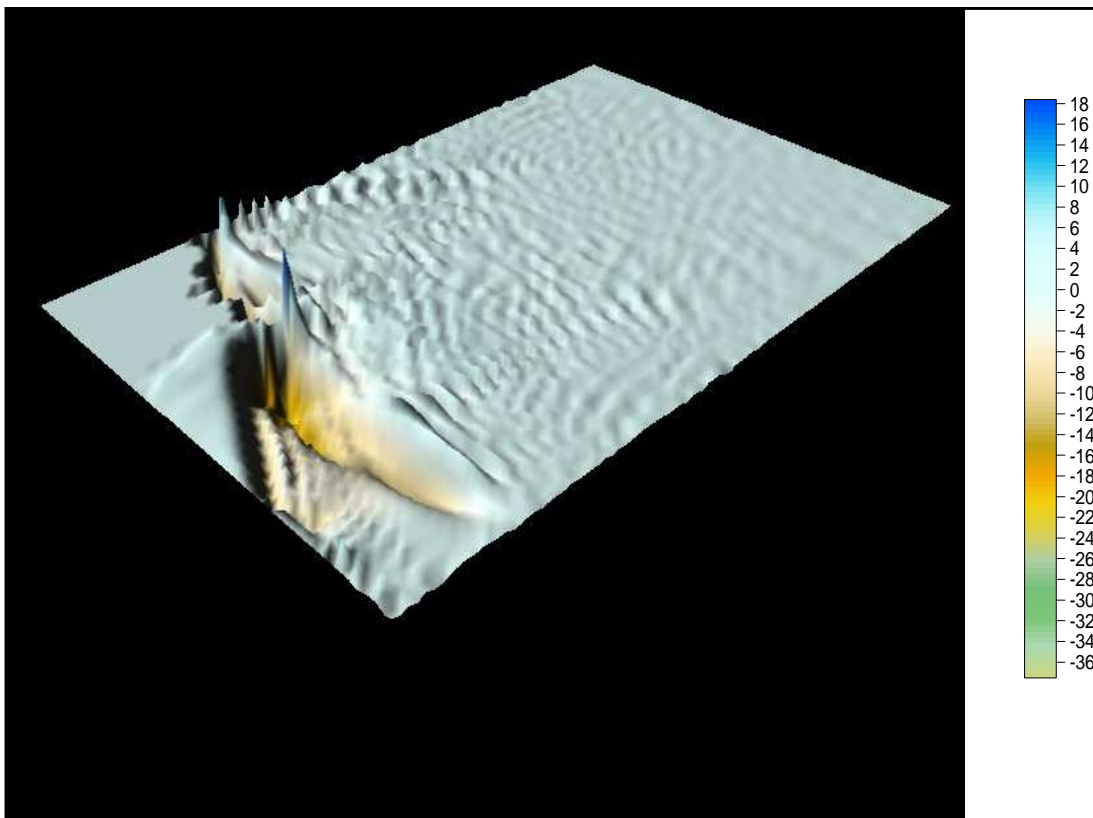
همانطور که ملاحظه میشود در بعضی از مناطق در زمانهای مختلف نمیتوان پدیده بالازدگی را دقیقاً در خط ساحلی مشاهده کرد که دلیل آن مناسب نبودن دقت نقشه میباشد. به عبارت دیگر از لحاظ ریاضی اطلاعات موج مدلسازی شده در روی گره ها در دسترس میباشد. و به علت اینکه فاصله ۳

کیلومتر مانده به ساحل آخرین گره موجود می باشد نمیتوان این پدیده را دقیقاً بر روی خط ساحلی مشاهده نمود که البته در اینجا سعی شده است با انتخاب منطقه های مناسب در زمانهای مختلف این پدیده را مشاهده کرد .

در ادامه برای روشن شدن بحث و اطمینان از صحت نتایج مدل سازی تصاویر سه بعدی از مدل سازی، در زمانهای مختلف ارائه گردیده است.

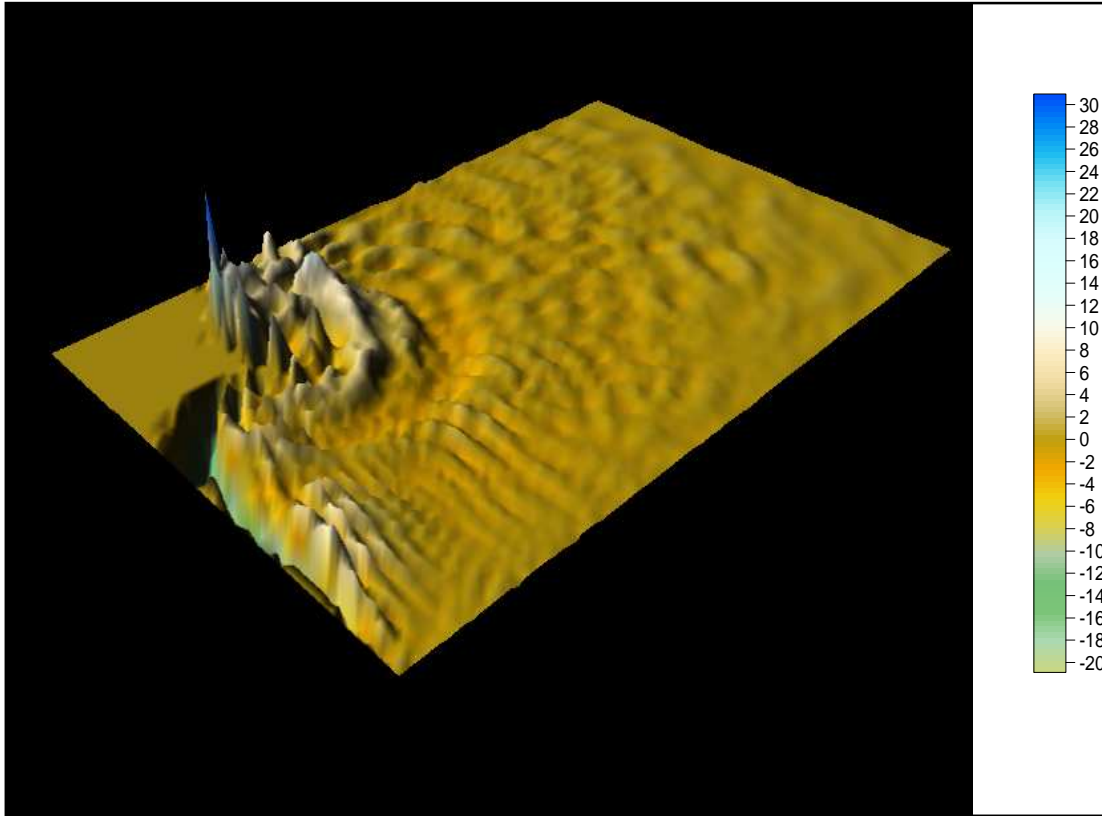
همانطور که در اشکال (۶-۱۴) تا (۶-۱۶) مشهود است قطار امواج با نزدیک شدن به ساحل ارتفاع گرفته و در واقع قطار امواج به خط ساحلی یورش میبرند .

شکل (۶-۱۴) تصویر سه بعدی امواج ۳۰ دقیقه پس از وقوع زلزله را نشان میدهد.



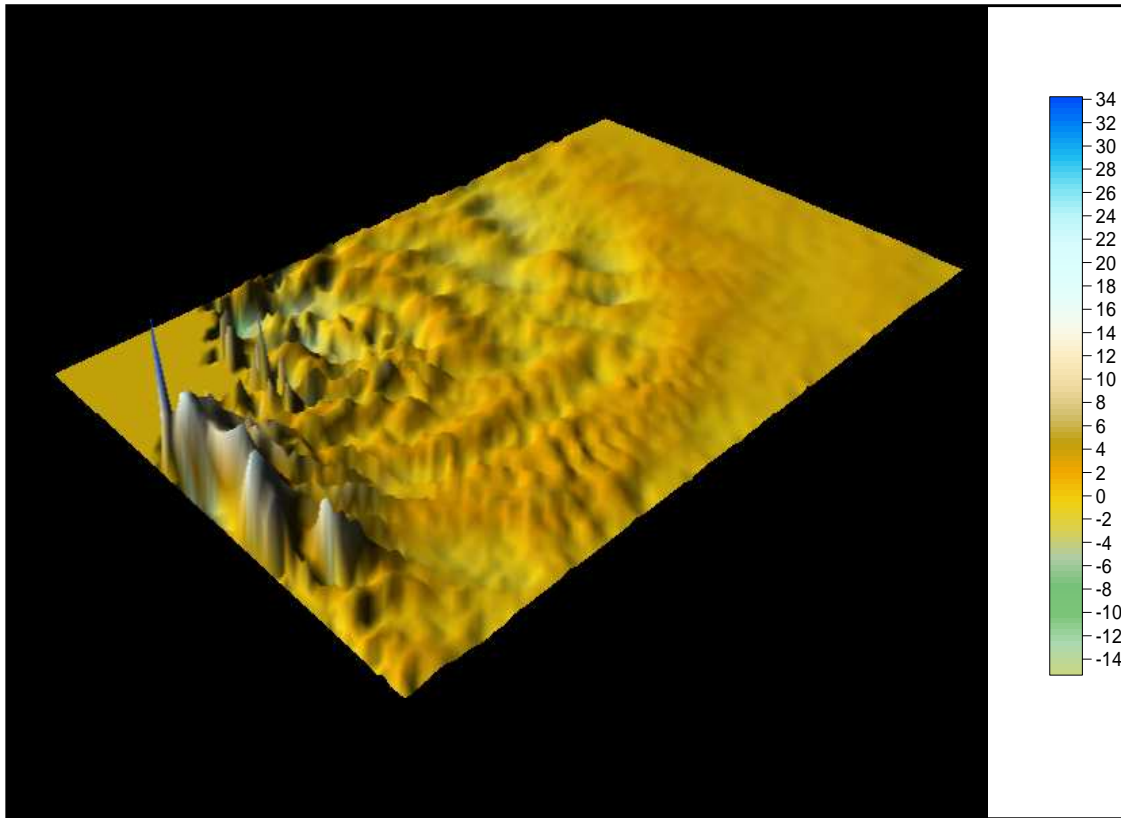
شکل (۶-۱۴) - تصویر سه بعدی از امواج ۳۰ دقیقه پس از وقوع زلزله (مقادیر ارتفاع بر حسب متر است )

شکل (۶-۱۵) تصویر سه بعدی امواج ۴۵ دقیقه بعد از وقوع زلزله را نمایش میدهد .



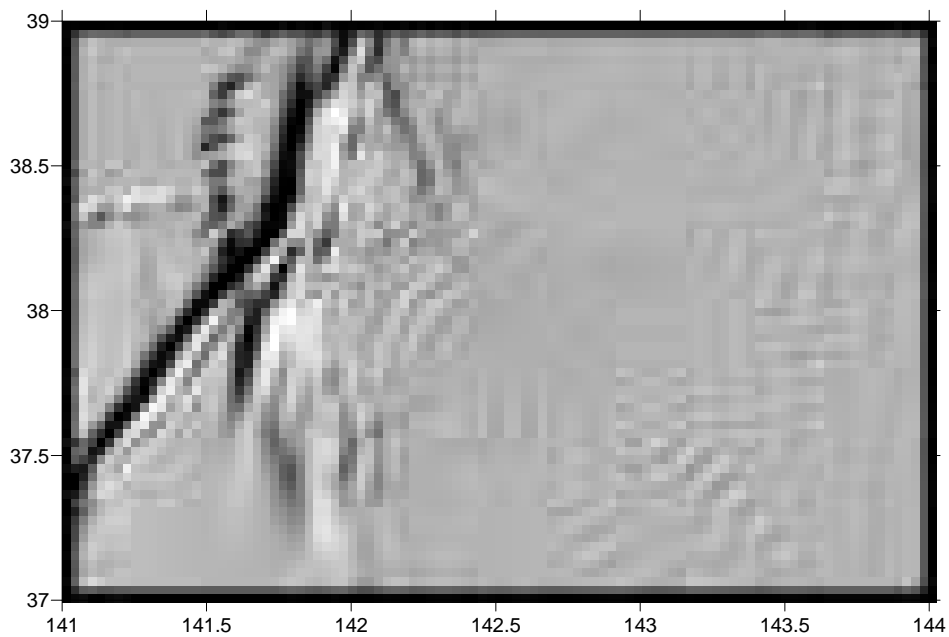
شکل (۶-۱۵)- تصویر سه بعدی از امواج ۴۵ دقیقه پس از وقوع زلزله (مقادیر ارتفاع بر حسب متر است )

شکل (۶-۱۶) تصویر سه بعدی امواج ۶۰ دقیقه پس از وقوع زلزله را نشان میدهد .

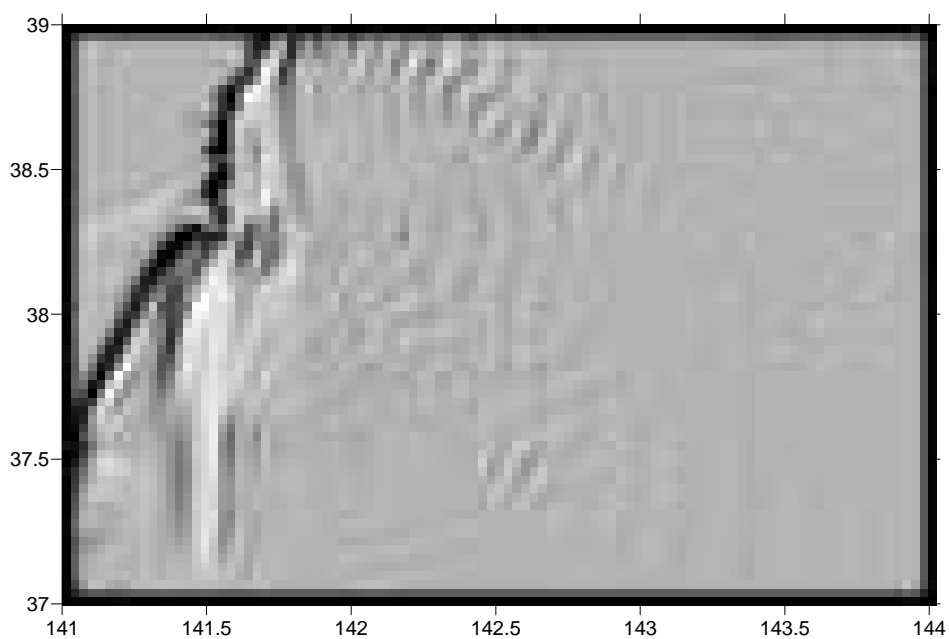


شکل (۶-۱۶)- تصویر سه بعدی از امواج ۶۰ دقیقه پس از وقوع زلزله (مقادیر ارتفاع بر حسب متر است )

تصاویر (۶-۱۷) تا (۶-۲۰) چگونگی پیشروی و نزدیک شدن امواج به ساحل در زمانهای ۲۰ ، ۳۰ ، ۴۵ و ۶۰ دقیقه پس از وقوع زمین لرزه را نشان میدهد . همانطور که ملاحظه میشود در این شکلها جمع شدگی و بالازدگی امواج به وضوح دیده میشود . با نزدیک شدن امواج به ساحل ، سرعت حرکت امواج کاهش یافته و بالازدگی آنها افزایش میابد . این مطلب با توجه به فیزیک سونامی قابل توجیه است . همانطور که بیان شد انرژی امواج سونامی وقتی به ساحل نزدیک میشوند صرف زیاد شدن ارتفاع موج میگردد .

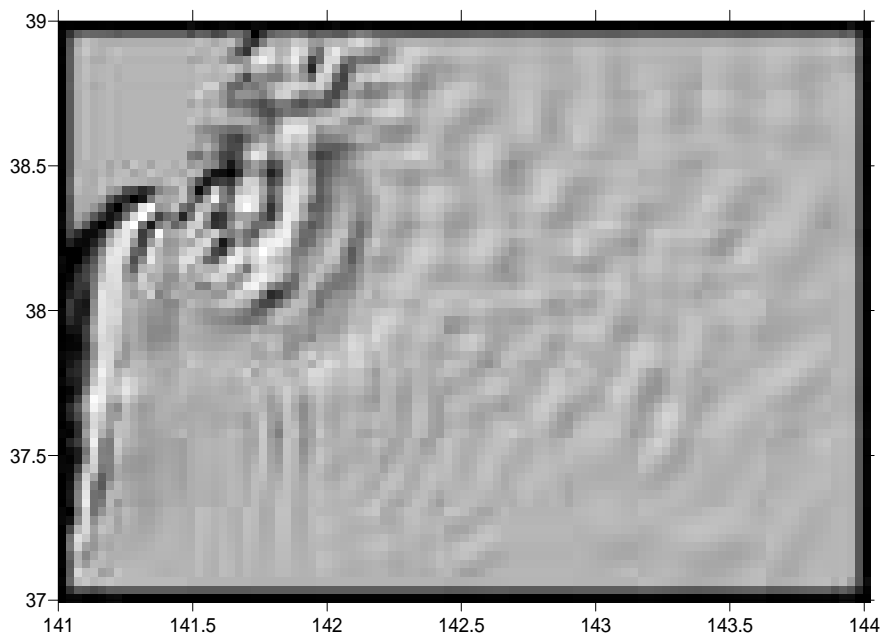


شکل (۶-۱۷)-تصویر امواج ۲۰ دقیقه پس از وقوع زلزله

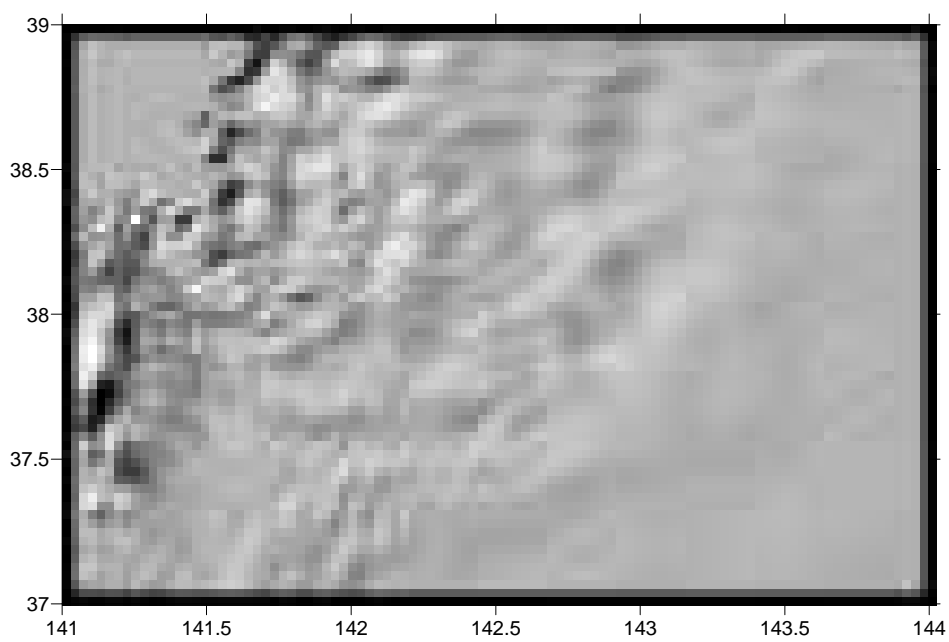


شکل (۶-۱۸)-تصویر امواج ۳۰ دقیقه پس از وقوع زلزله





شکل (۶-۱۹)-تصویر امواج ۴۵ دقیقه پس از وقوع زلزله



شکل (۶-۲۰)-تصویر امواج ۶۰ دقیقه پس از وقوع زلزله

## ۶-۵- بررسی صحت مدلسازی:

همانطور که ملاحظه میشود امواج سونامی تقریباً بعد از ۲۰ دقیقه از زمان شروع زلزله به خط ساحلی رسیده اند. و در بیشترین حالت، ارتفاعی در حدود ۴۰ متر را در خط ساحلی ایجاد کرده اند.

با توجه به مطالب گفته شده در فصل اول درباره فیزیک و دینامیک سونامی موارد زیر قابل توجه میباشد .

۱- همانطور که بیان شد طول موج امواج سونامی زمانی که پیکره اقیانوس را می پیمایند در حدود چند صد کیلومتر میباشد که این طول موج با نزدیک شدن به ساحل رفته رفته کم میشود و به جای آن ارتفاع امواج افزایش می یابد که این مساله با دقت در پروفیل طولی امواج که در نتایج ارائه شده کاملاً مشهود میباشد .

۲- امواج سونامی با نزدیک تر شدن به ساحل سرعت خود را از دست میدهند که دلیل آن این مطلب است که این امواج انرژی خود را صرف خیزش میکنند . در واقع یک سونامی را زمانی که پیکره اقیانوس را میپیماید و هنوز به ساحل نرسیده است نمیتوان شناسایی کرد زیرا این امواج دارای ارتفاع نسبتاً کمی هستند که هرچه قدر به ساحل نزدیک میشوند این ارتفاع بیشتر میگردد. این مطلب نیز در نتایج ارائه شده و با توجه به مشخص میگردد.

۳- همانطور که بیان شد سرعت سونامی در حدود ۹۰۰ کیلومتر در ساعت تخمین زده میشود با توجه به منطقه مورد بررسی که در آن فاصله کانونی زلزله تا ساحل در حدود ۳۳۰ کیلومتر میباشد و با توجه به سرعت ، زمان لازم برای رسیدن امواج به ساحل در حدود ۲۰ دقیقه است، که نتایج مدلسازی نیز همین مطلب را بیان میکند.

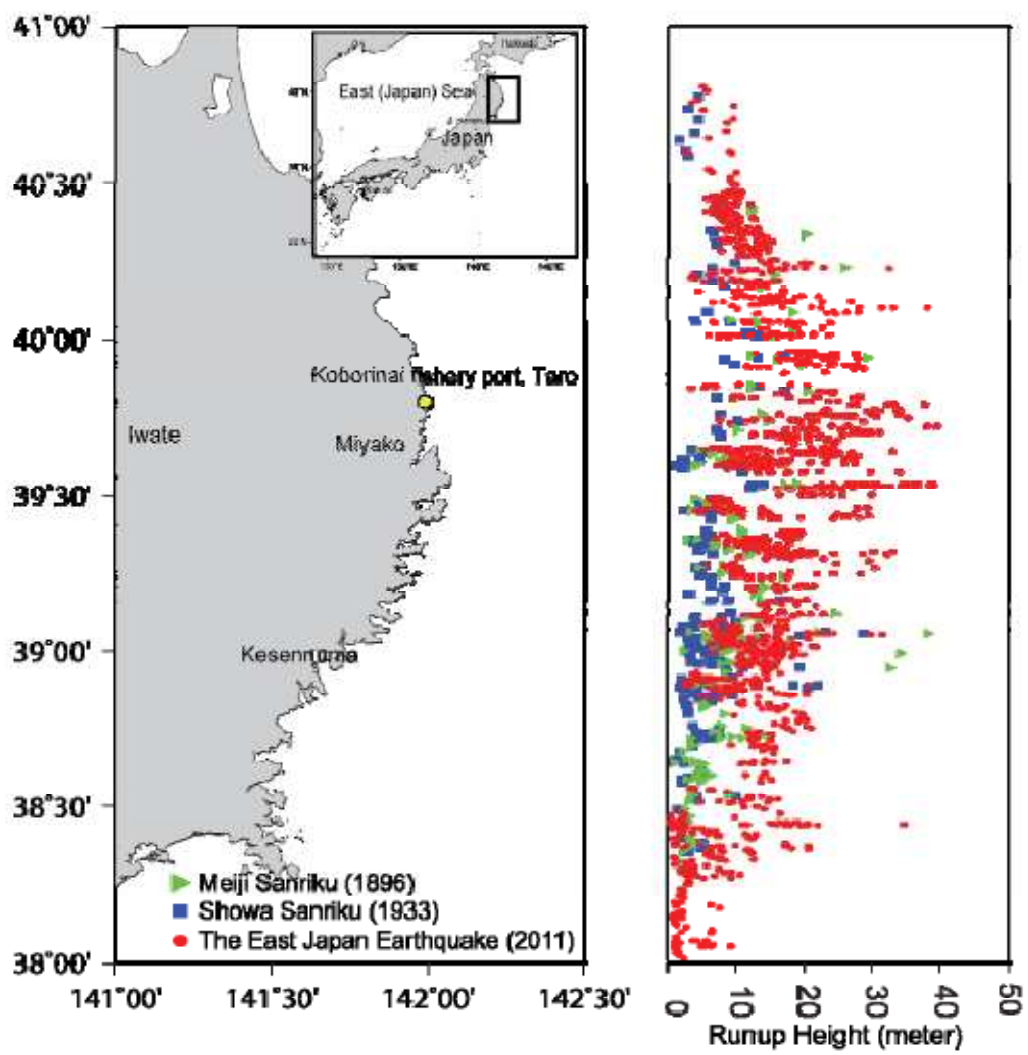
۴- جدول (۶-۲) خلاصه ای از نتایج را نشان میدهد .

جدول (۶-۲)- خلاصه ای از نتایج مدلسازی عددی (ارتفاع امواج برحسب متر در جدول بیان شده است)

| بیشترین<br>ارتفاع<br>بالازدگی | ۶۰    | ۴۵   | ۳۰   | ۲۰  | زمان (دقیقه)<br>شماره منطقه |
|-------------------------------|-------|------|------|-----|-----------------------------|
| ۱۰/۳                          | ۳/۶   | ۲/۷  | ۱۰/۳ | ۱/۲ | ۱                           |
| ۱۶/۳                          | ۱۰/۵۷ | ۱۶/۳ | ۱۰/۶ | ۳/۹ | ۲                           |
| ۳۱/۸                          | ۶/۴   | ۳۱/۸ | ۱/۴  | ۴/۲ | ۳                           |
| ۱۵/۸                          | ۱۵/۸  | ۵/۲  | ۴/۹  | ۲/۶ | ۴                           |

نتایج ارائه شده در بالا با نتایج ارائه شده توسط *choi* و *min* و *pelinovsky* و *tsuji* و *kim* تطابق بسیار خوبی دارد. شکل (۶-۲۱) تصویری از اطلاعات این مقاله است. این اطلاعات از بیش از ۵۰۰۰ پایگاه ثبت اطلاعات سونامی در ساحل شرقی ژاپن استخراج شده است. [۲۸]

با دقت در اطلاعات پایگاه های ثبت سونامی و مقایسه این اطلاعات با نتایج مدلسازی عددی مشاهده میگردد در منطقه شماره یک واقع در مختصات ۱۴۱ درجه و ۳۴ دقیقه شرقی و ۳۸ درجه و ۱۹ دقیقه شمالی اطلاعات موجود با نتایج مدلسازی تطابق قابل توجهی دارند همچنین در منطقه شماره ۳ واقع در مختصات ۱۴۱ درجه و ۴۲ دقیقه شرقی و ۳۸ درجه و ۵۷ دقیقه شمالی اطلاعات موجود در واقعیت با اطلاعات بدست آمده از مدلسازی تطابق خوبی دارند. با دقت در نتایج مدلسازی و بررسی اطلاعات واقعی موجود میتوان در تمامی نقاط نزدیکی مقادیر بالازدگی آب در واقعیت با نتایج مدلسازی عددی را مشاهده کرد.



شکل (۶-۲۱) - اطلاعات پایگاه های ثبت داده سونامی مربوط به سونامی ژاپن

# فصل هفتم

مدلسازی عددی سیلابهای ناشی از سونامی

## ۷-۱- مقدمه:

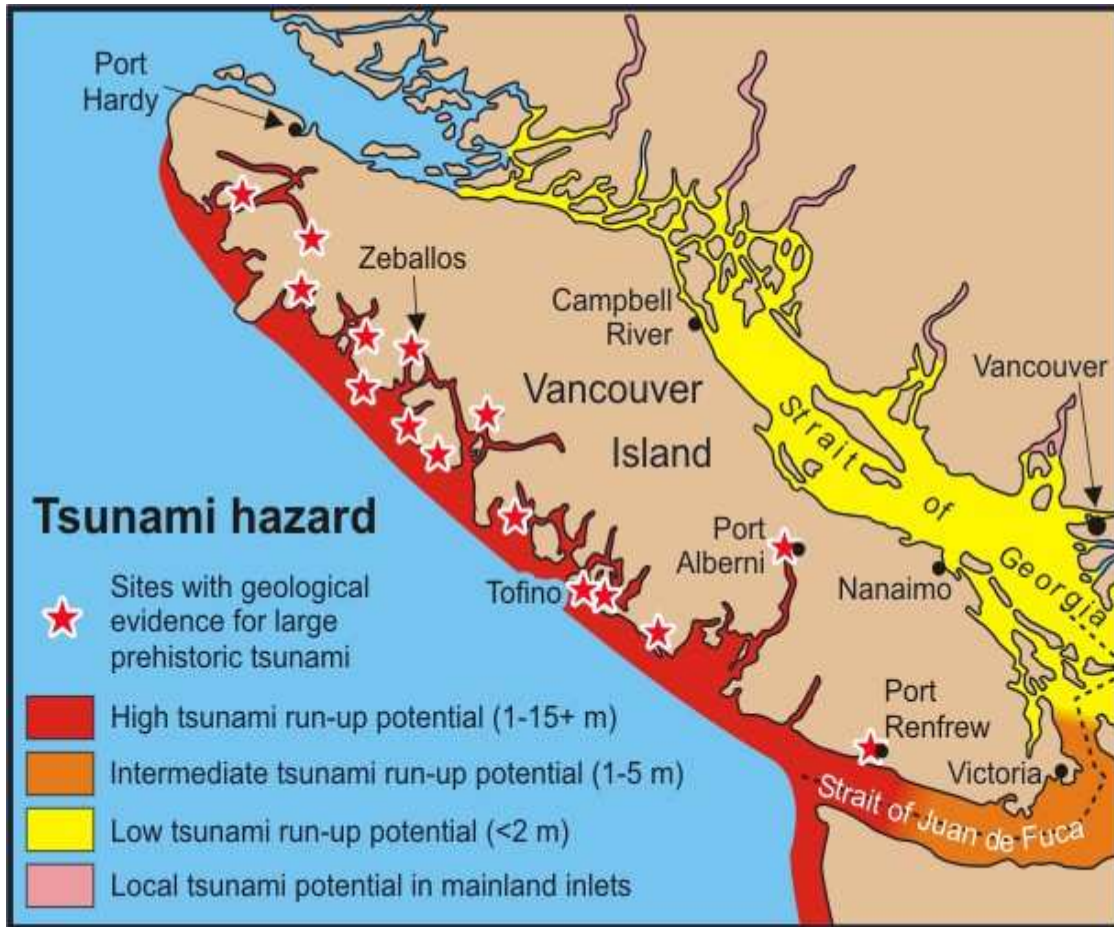
با توجه به مطالب گفته شده ، اهمیت مدل‌سازی سونامی و سیلاب ناشی از آن غیر قابل انکار می باشد . هدف این گونه مدل‌سازی ها کاهش تلفات و حفاظت از انسانها میباشد. مهمترین مساله در این راستا ابتدا معرفی مکانهای مستعد سونامی و سپس ایجاد نقشه های خطر برای این مناطق میباشد . یکی از مزیت‌های نقشه های منطقه بندی خطر سونامی این نکته است که با استفاده از این نقشه ها میتوان نقشه های گسترش شهری را ایجاد نمود. یعنی میتوان محل سازه های استراتژیک که در مواقع خطر دارای اهمیت بالایی میباشند را طوری تعیین کرد که در معرض خطر کمی قرار داشته باشند. از دیگر فواید نقشه های خطر میتوان به تهیه نقشه های تخلیه مناطق اشاره کرد . این نقشه ها مناطقی را که در هنگام سونامی دچار سیلاب میشوند را مشخص میکند که در نتیجه میتوان زمانی که احتمال ایجاد سونامی قوت گرفت برای کاهش خسارات جانی از این نقشه ها استفاده کرد.

در شکل (۷-۱) نمونه ای از نقشه خطر پذیری سونامی دیده میشود که توسط سازمان منابع طبیعی کانادا تهیه شده است. همانطور که در تصویر نیز مشخص است مناطقی که دارای خطر آبگرفتگی میباشد با رنگ قرمز مشخص شده است .

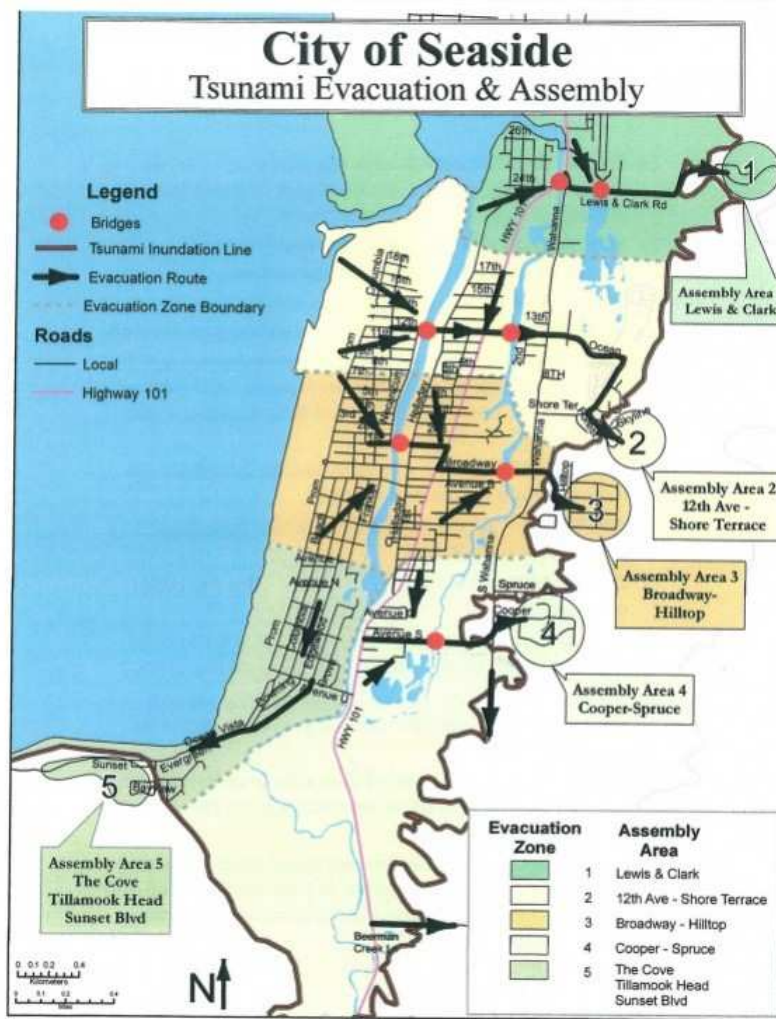
در شکل (۷-۲) نمونه ای از نقشه تخلیه منطقه را مشاهده میکنید که در آن عوارض شهری کاملا مشخص گردیده است.[۲۹]

مدلسازی عددی هر سونامی شامل چند مرحله می باشد . به منظور مدل سازی سونامی باید از کدهای گوناگونی استفاده کرد . با توجه به این که کدهای مورد استفاده ، هر یک به تنهایی یکی از نیازهای ما را بر آورده میکنند ، نمی توان جهت مدل سازی وقوع زلزله در کف دریا ، تولید سونامی و رسیدن آن به ساحل و گسترش سیلاب آن از ابتدا تا انتهای کار را به راحتی مدل نمود، بدین منظور یک برنامه کامل بر اساس این کدها نوشته شده است تا اطلاعات ورودی هر کد را آماده نموده و پس

از حل ، اطلاعات خروجی کد را به عنوان اطلاعات ورودی برای کد بعدی آماده کند . سپس اطلاعات ارتفاعی بدست آمده با استفاده از کد دیگری به سیلاب خالص تبدیل شده ، این سیلاب خالص با استفاده از کد به صورت داده های رستری تبدیل شده و نهایتاً با استفاده از نرم افزارهای گرافیکی نمایش داده میشود .



شکل (۷-۱) - نقشه خطر پذیری سونامی



شکل (۷-۲)-نقشه تخلیه منطقه

## ۷-۲- محدودیت‌های مدل‌سازی:

در انجام عملیات مدل‌سازی سیلاب ناشی از سونامی، با محدودیت حجم حافظه مواجه هستیم. برای مدل‌سازی سیلاب نیازمند نقشه‌ای با دقت بسیار بالا در حدود ۱۰ متر می‌باشیم و به علت بزرگی محدوده مورد مطالعه تعداد گره‌ها بسیار زیاد می‌گردد که تحلیل، محاسبه و بررسی این تعداد زیاد از گره‌ها ما را با مشکل فضای مجازی مربوط به حافظه کامپیوتر روبه‌رو میکند که به شدت مشکل‌ساز است. برای فائق آمدن بر این محدودیت‌ها راه‌حلهایی را در نظر گرفتیم که در ادامه بیان گردیده است.



## ۷-۳- مراحل مدل‌سازی:

در علم مدل‌سازی عددی مراحل و گام‌های مشخصی برای انجام هر گونه مدل‌سازی وجود دارد که شامل:

۱- پیش پردازش داده‌ها: در این مرحله اقدام به آماده سازی و جمع آوری داده‌های مورد نیاز میکنیم.

۲- حل: در این مرحله با استفاده از معادلات موجود اقدام به حل مساله مورد نظر میکنیم .

۳- پس پردازش داده‌ها: در این مرحله اطلاعات به دست آمده از مرحله قبل را به صورتی قابل فهم ارائه میکنیم.

## ۷-۳-۱- مرحله پیش پردازش داده‌ها:

در این مرحله به آماده سازی داده‌های ورودی به کد میپردازیم .

### ۷-۳-۱-۱- منطقه مورد مطالعه:

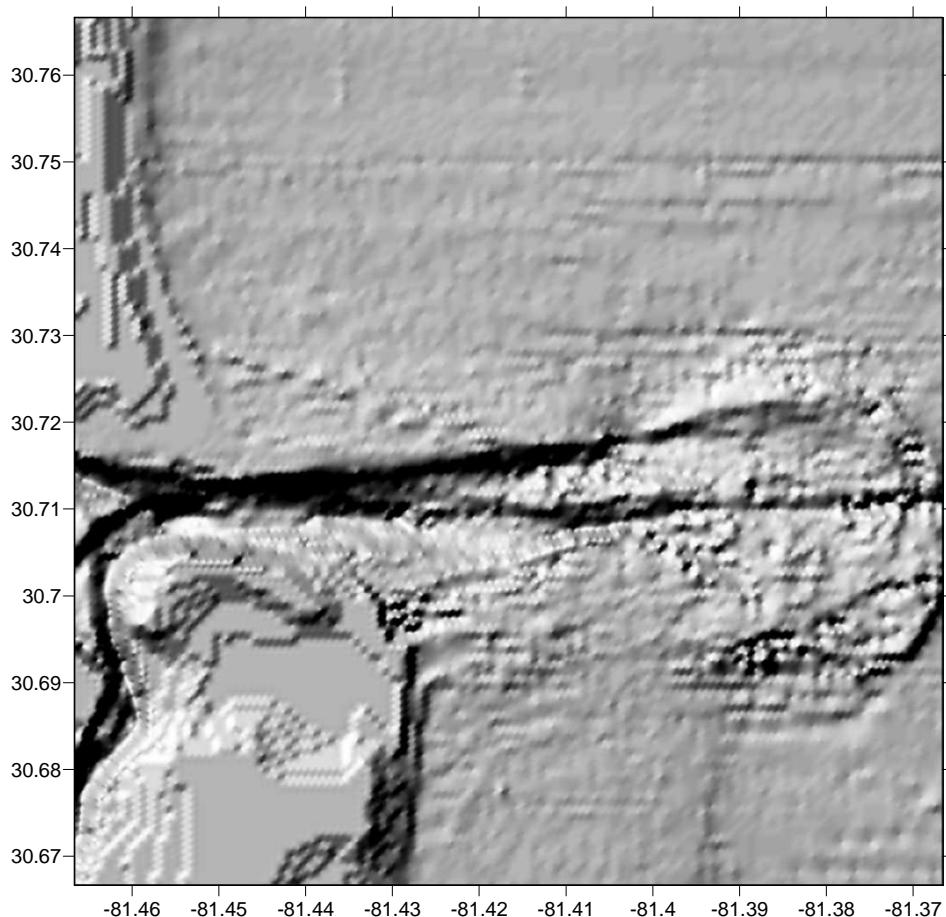
اولین راه حل برای عبور از محدودیتهای ذکر شده در بخش ۷-۲ کوچک کردن محدوده مورد مطالعه است. در این مرحله برای مدل سازی ، محدوده را به گونه ای انتخاب میکنیم تا ضمن مساحت تا حد امکان کمتر ، این خصوصیت را داشته باشد که بتوانیم از تمام فضای موجود در حافظه کامپیوتر بهره ببریم. در واقع باید به گونه ای بهینه و هوشمندانه منطقه مورد نظر را انتخاب کنیم. منطقه انتخاب شده در طول جغرافیایی بین خطوط ۸۱/۲۸ تا ۸۱/۲۱ غربی و در عرض جغرافیایی بین خطوط ۳۰/۴۰ تا ۳۰/۴۷ شمالی قرار دارد. محدوده مورد مطالعه در شکل (۷-۴) مشخص است.

### ۲-۱-۳-۷- علت انتخاب محدوده مورد مطالعه:

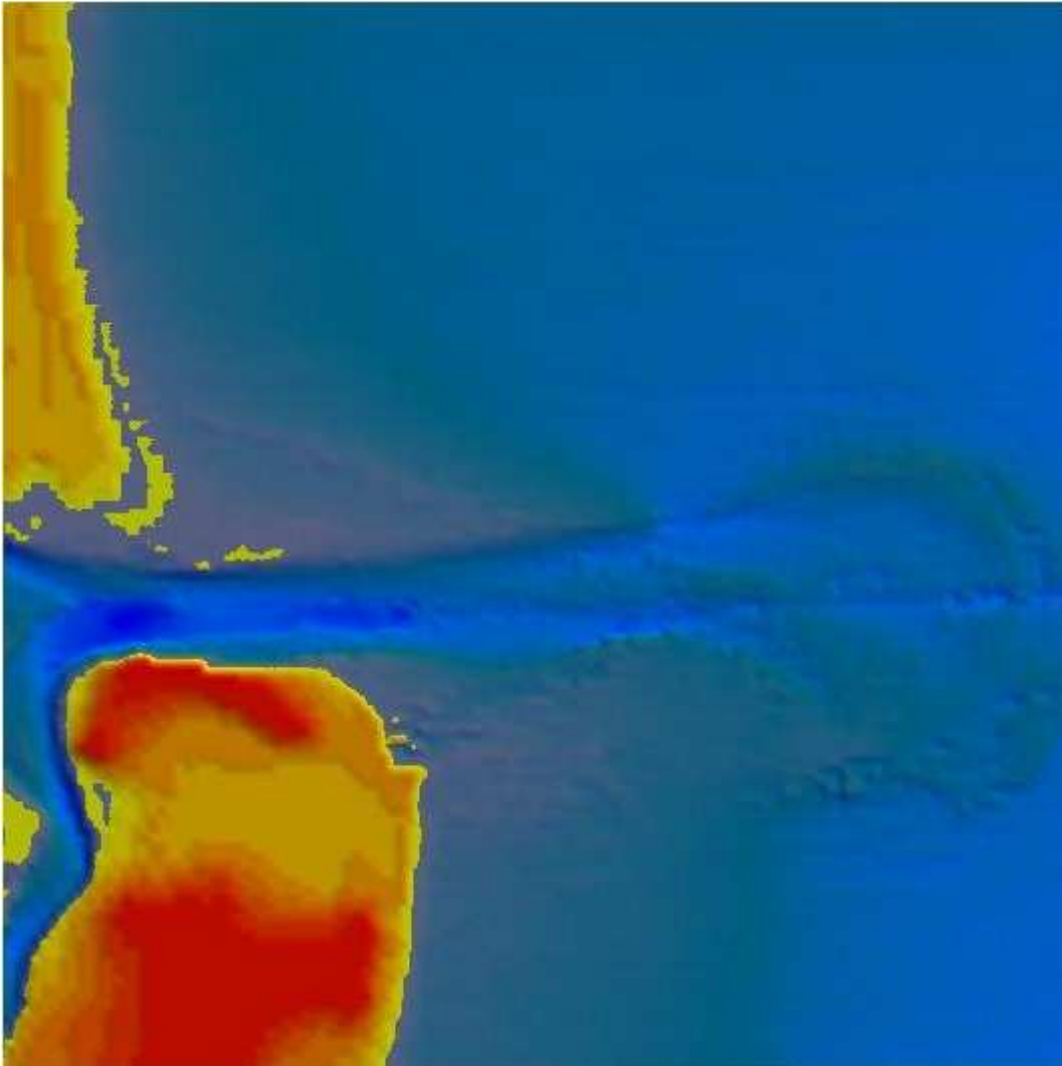
محدوده انتخاب شده در سواحل جنوب غربی آمریکا در ایالت فلوریدا قرار دارد. در انتخاب این محدوده موارد زیر مورد توجه قرار گرفته است :

۱- این محدوده دارای ارتفاع کمی از سطح دریا میباشد که به علت وجود محدودیتهای ارائه شده در بخش ۲-۷ ارائه نتایج مدلسازی را راحت تر میکند .

۲- نقشه های توپوگرافی / باتیمتری برای این منطقه با جزئیات نسبتا خوبی در پایگاه های بین المللی قرار دارد.



شکل (۳-۷)-عوارض مربوط به محدوده مورد مطالعه



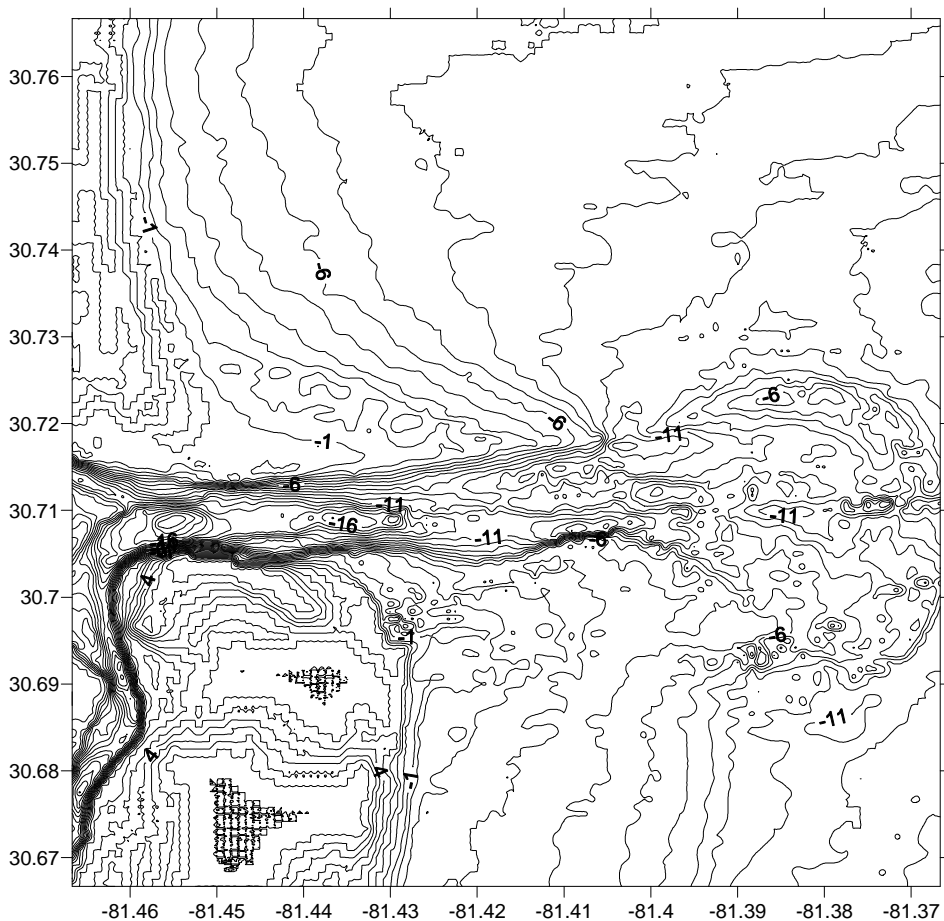
شکل (۷-۴)- تصویر محدوده مدل سازی شده

این محدوده دارای مساحت ۱۲۱ کیلومتر مربع می باشد (۱۱ کیلومتر طول در ۱۱ کیلومتر عرض). پس از انتخاب منطقه، از پایگاه های بین المللی اطلاعات باتیمتری / توپوگرافی با دقت حدوداً ۹۰ متر معادل با ۳ ثانیه تهیه گردید قابل ذکر است که این دقت بالا ترین دقتی است که برای استفاده، در پایگاه های بین المللی قرار گرفته است. با توجه به اینکه هدف ما مدلسازی سیلاب می باشد نیاز مند دقتی بسیار بالاتر از میزان فوق می باشد در نتیجه با روش *kriging* دقت نقشه را بالا بردیم تا دقت آن به ۱۰ متر افزایش یابد. شکل زیر نقشه توپوگرافی منطقه با این دقت را نشان می دهد. روش *kriging* متعلق به خانواده الگوریتم تخمین حداقل مربعات خطی می باشد. این روش برای تخمین تابع

حقیقی با مقادیر نامعلوم کاربرد دارد . به طور مثال اگر مقدار تابع  $f$  به ازای مقادیر  $x_1, \dots, x_n$  معلوم باشد و مقدار این تابع در  $x^*$  مد نظر باشد میتوان از این روش استفاده کرد . روش تقریب kriging روشی خطی است زیرا  $f(x^*)$  به صورت ترکیبی از موارد خطی تعریف می گردد . مقدار  $f(x^*)$  به صورت زیر تعریف میگردد .

$$f(x^*) = \sum_{i=1}^n \lambda_i(x^*) f(x_i) \quad (1-8)$$

مقدار  $\lambda_i(x^*)$  مقدار وزن سیستم معادلات خطی می باشد . [۳۰]



شکل (۷-۵)- نقشه عوارض منطقه با دقت ۱۰ متر

با توجه به دقت و مساحت منطقه ، از ۱ میلیون گره در این مدل سازی استفاده میکنیم. پس از تهیه نقشه و اطلاعات مربوط به آن این نقشه باید به گونه قابل فهمی برای کد تبدیل شود . برای این

منظور باید ابتدا اطلاعات باتیمتری/ توپوگرافی بر اساس شیوه نگارش خاصی تهیه شده سپس با استفاده از کدی که تهیه شده است اطلاعات ارتفاعی گره های مختلف به صورت ماتریسی با ابعاد مناسب برای کارهای بعدی تولید میگردد .

### ۷-۳-۱-۳-اطلاعات لرزه ای:

به منظور آغاز مدلسازی سونامی نیاز به اطلاعات لرزه ای به عنوان ورودی میباشد . ابتدا با استفاده از نرم افزار global mapper محل کانونی زلزله مشخص میشود . دیگر پارامترهای استفاده شده در جدول (۱-۷) ارائه گردیده است . لازم به ذکر است با توجه به اطلاعات ارائه شده در جدول (۱-۷) اطلاعات گسلی موجود، مناسب برای منطقه مورد مطالعه نیست . به عبارت دیگر این اطلاعات برای منطقه مورد نظر بزرگ میباشد که در نتیجه کد تنها میزانی از طول گسل که درون منطقه قرار میگیرد را وارد محاسبات میکند ، پس در نتیجه زلزله مدل شده به مراتب کوچکتر از مقادیر ارائه شده در جدول (۱-۷) میباشد که این موضوع در نتایج کاملا مشهود است

جدول (۱-۷)-جدول اطلاعات زمین لرزه

|                |        |
|----------------|--------|
| Longitude(deg) | -81.37 |
| Latitude(deg)  | 30.76  |
| Depth(km)      | 8      |
| Length(km)     | 97.7   |
| Width(km)      | 74     |
| Strike(ang)    | 204    |
| Dip(ang)       | 17     |
| Slip(ang)      | 90     |

## ۷-۳-۲-مرحله حل:

برای مدل‌سازی سیلاب های ناشی از سونامی با توجه به مطالب ارائه شده در فصول گذشته از معادلات غیر خطی در فضای کارتزین استفاده میکنیم. فاصله بین خطوط شبکه ۱۰ متر ، فاصله بین هر گام زمانی ۱ ثانیه ، ضریب مانینگ ۰/۱۳ و در نتیجه عدد کورانت ۰/۶ میباشد که موجب حلی پایدار میگردد.

با توجه به محدودیتهای بیان شده مرحله حل مرحله ای نسبتا زمان گیر میباشد .

در این مرحله ابتدا کدهای موجود مورد استفاده قرار گرفته و سونامی و حرکت موج در پیکره اقیانوس را مدل‌سازی کرده و اطلاعات ارتفاع امواج را به صورت اعداد و ارقام در اختیار ما قرار میدهد . بیشترین این ارتفاع در اولین گره قبل از ساحل (شروع خشکی) استخراج گردیده و به عنوان ورودی به کدی که نگارش کرده ایم وارد میگردد . سپس کد نگارش شده از این اطلاعات به عنوان شرایط اولیه استفاده کرده و معادلات آبهای کم عمق غیر خطی در مختصات کارتزین را در بستر توپوگرافی منطقه حل میکند و نهایتا اطلاعات خروجی را به عنوان ارتفاع موج در اختیار ما قرار میدهد .

## ۷-۳-۳-مرحله پس پردازش داده ها:

پس از حل ، کد خروجیها را به صورت اعدادی بیان میکند. اطلاعات خروجی از کد به صورت ماتریس ناقص میباشد. بنابر این کد جدیدی مختص پردازش این اطلاعات تهیه شد که وظیفه آن نگارش اطلاعات خارج شده از کد (این اطلاعات به صورت ماتریس ناقص میباشد.) به صورت مورد نظر میباشد. این کد در دو مرحله ابتدا ماتریس ناقص را به فرم ماتریس کامل تبدیل کرده و سپس ماتریس کامل را به صورت مورد نظر نگارش میکند.

پس از این مرحله نوبت به تهیه اطلاعات ارتفاعی آبگرفتگی ساحل میباشد . در این مرحله نیز کد اطلاعات را به صورت سیلاب ارائه نمیدهد برای اینکه اطلاعات به صورت داده های سیلابی خارج

گردد کدی دیگر تهیه گردید که وظیفه آن جدا سازی اطلاعات توپوگرافی و باتیمتری میباشد. در واقع خروجی های کد به صورت مجموع ارتفاع سطح خشکی و ارتفاع آب میباشد این کد ابتدا خروجی به وجود آمده از کد قسمت قبل را به صورت ورودی دریافت میکند سپس این اطلاعات را به اطلاعات سیلابی تبدیل میکند ، که در نتیجه خروجی کدی که تهیه گردیده است برای ایجاد نقشه آبگرفتگی منطقه آماده است . این اطلاعات سیلابی با استفاده از نرم افزارهایی همچون surfer و land تبدیل به نقشه های آب گرفتگی میگردد.

### ۷-۳-۴- مراحل مدلسازی سونامی

برای فهم بیشتر و بیان راهکاری سازمان یافته فلوچارت زیر به منظور بیان مراحل گام به گام مدلسازی ارائه میگردد .

جدول (۷-۲)-فلوچارت مراحل مدلسازی سیلاب



## ۷-۴- نتایج:

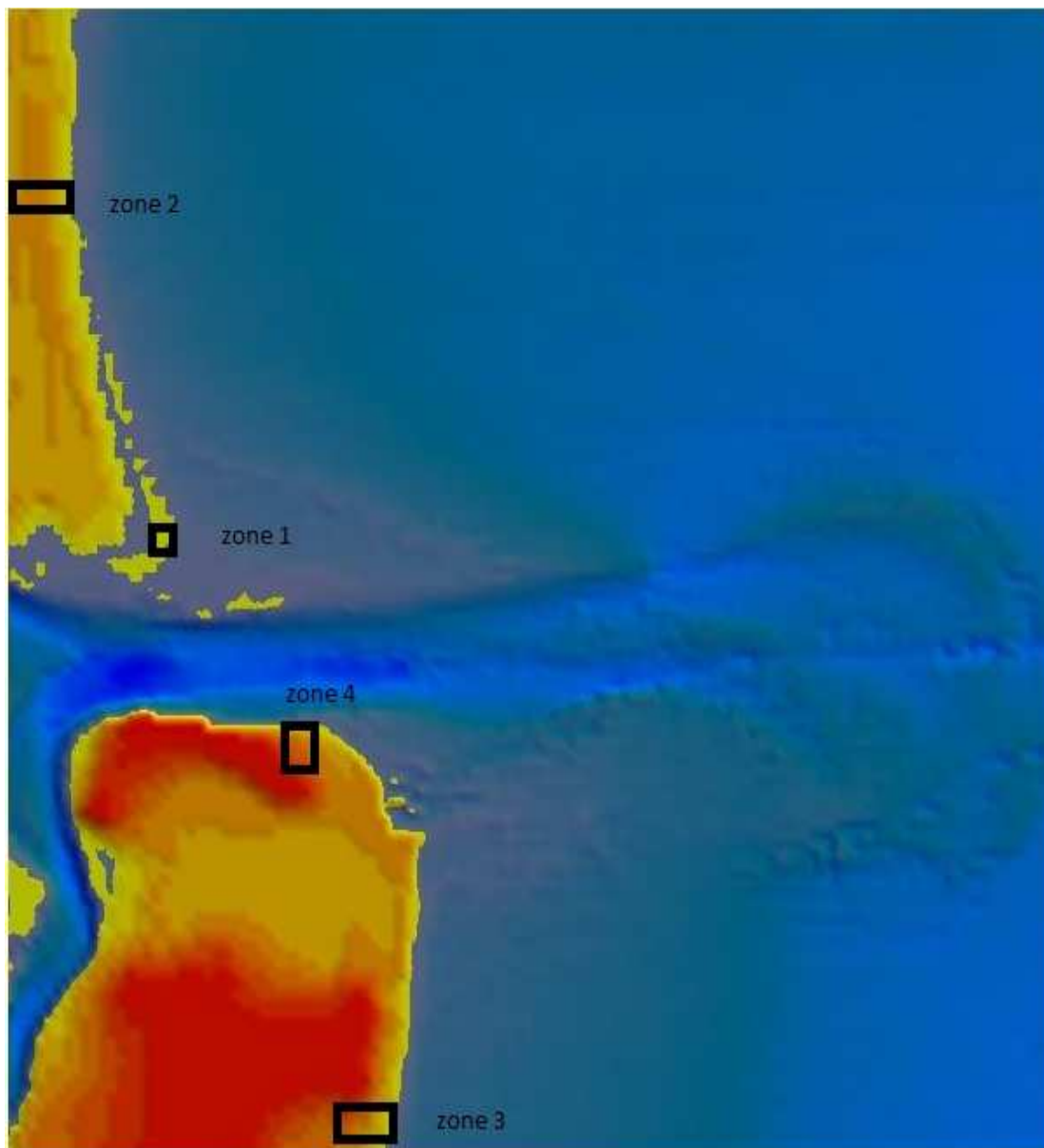
همانطور که بیان شد هدف از این فصل مدلسازی سیلاب میباشد . برای اینکه نتایج به صورت گویاتری ارائه گردد ۴ منطقه را در نظر میگیریم و میزان پیشروی سیلاب در این مناطق را بررسی میکنیم . این ۴ منطقه با دقت در مشخصات توپوگرافی انتخاب شده است به گونه ای که منطقه ۳ و ۲ در قسمت کوهستانی ساحل و منطقه ۱ و ۴ در قسمت پست ساحل انتخاب گردیده است .

مناطق در نظر گرفته شده در شکل (۶-۷) دیده میشود .

برای بررسی میزان پیشروی آب در ساحل پروفیل طولی سیلاب در این ۴ منطقه ترسیم گردیده است. نمودارهای ارائه شده دارای دو منحنی شامل نیمرخ طولی ساحل و نیمرخ طولی سیلاب میباشد . از این نمودارها برای مشاهده میزان نفوذ آب در ساحل استفاده میشود . مقادیر محور X فاصله افقی از خط ساحلی را نشان میدهد و مقادیر محور Y مقادیر ارتفاعی ساحل و موج سیلاب را نشان میدهد .

موقعیت مناطق در نظر گرفته شده در شکل (۶-۷) مشاهده میشود .

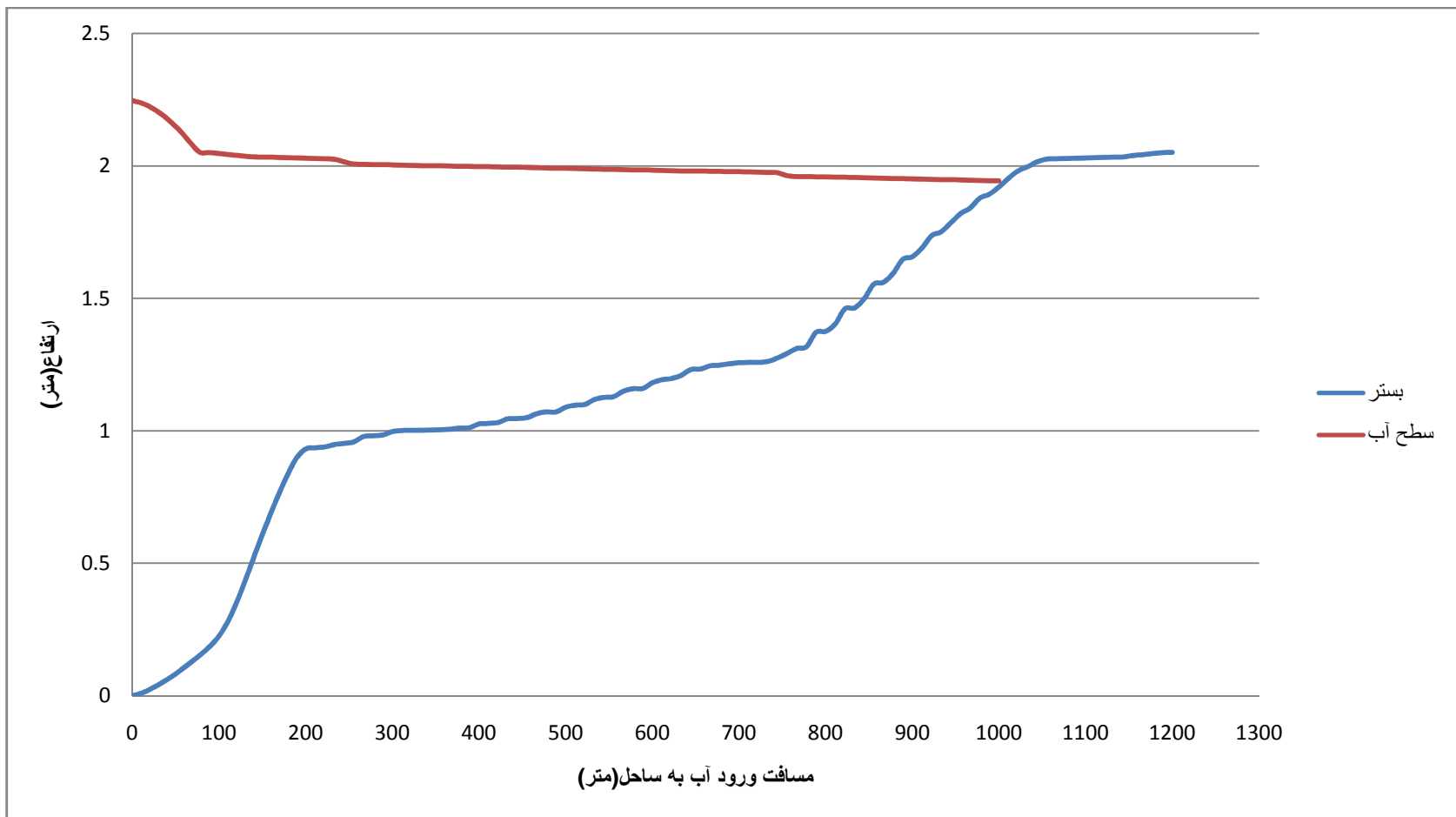




شکل (۶-۷) - مناطق ۴ گانه برای نشان دادن سیلاب

پروفیل های طولی به تفکیک منطقه به صورت زیر میباشد .

شکل (۷-۷) پروفیل طولی سیلاب در منطقه شماره ۱ را نشان میدهد . در این شکل نیمرخ طولی بستر زمین و سیلاب وارد شده به خشکی از خط ساحلی تا درون ساحل در یک شکل ترسیم شده است .



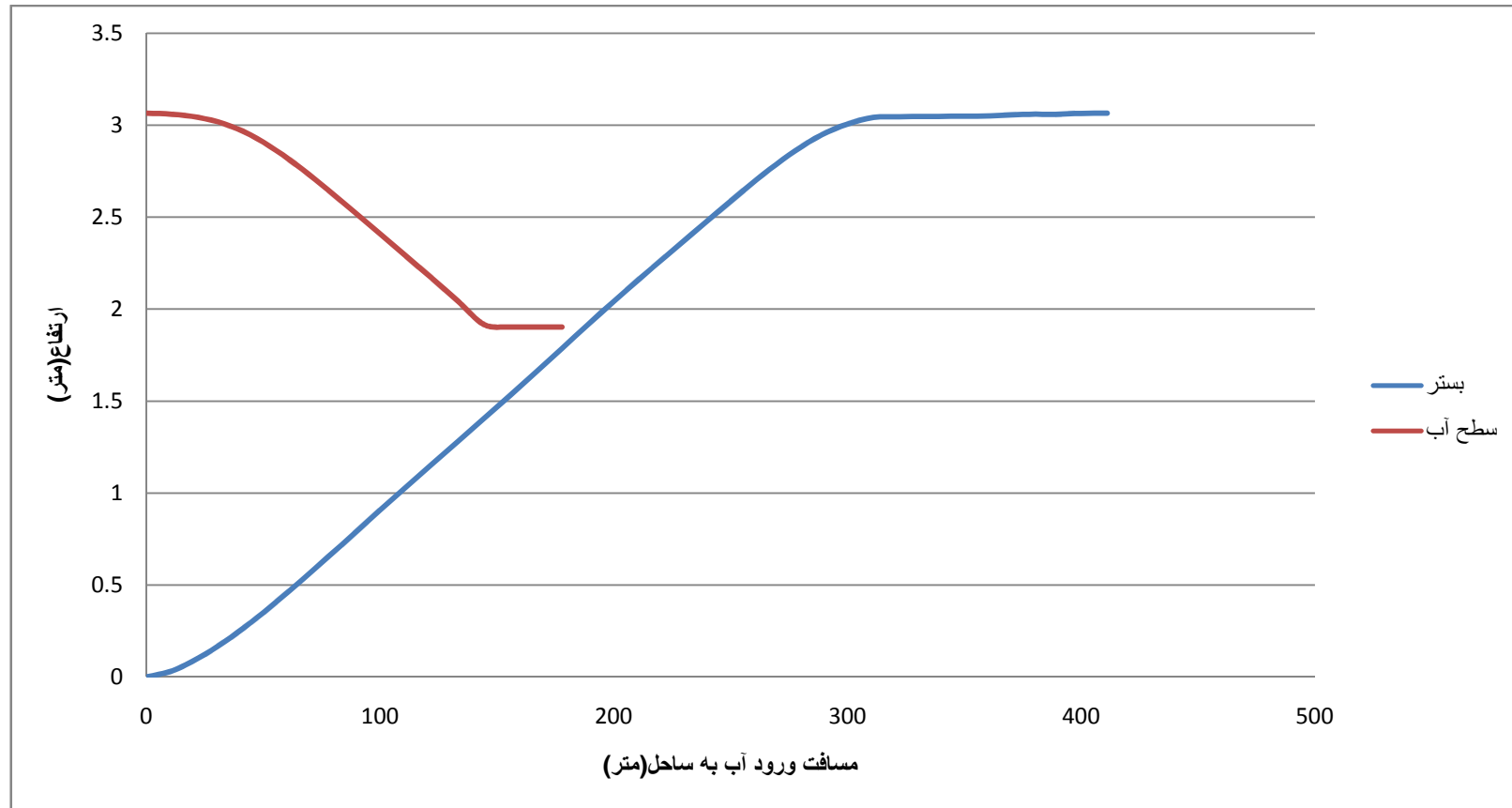
شکل (۷-۷) - پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۱

با توجه به شکل (۷-۷) میزان پیشروی آب در منطقه شماره یک حدود ۱ کیلومتر میباشد .

شکل (۸-۷) پروفیل طولی سیلاب در منطقه شماره ۲ را نشان میدهد . در این شکل نیمرخ طولی

بستر زمین و سیلاب وارد شده به خشکی از خط ساحلی تا درون ساحل در یک شکل ترسیم شده

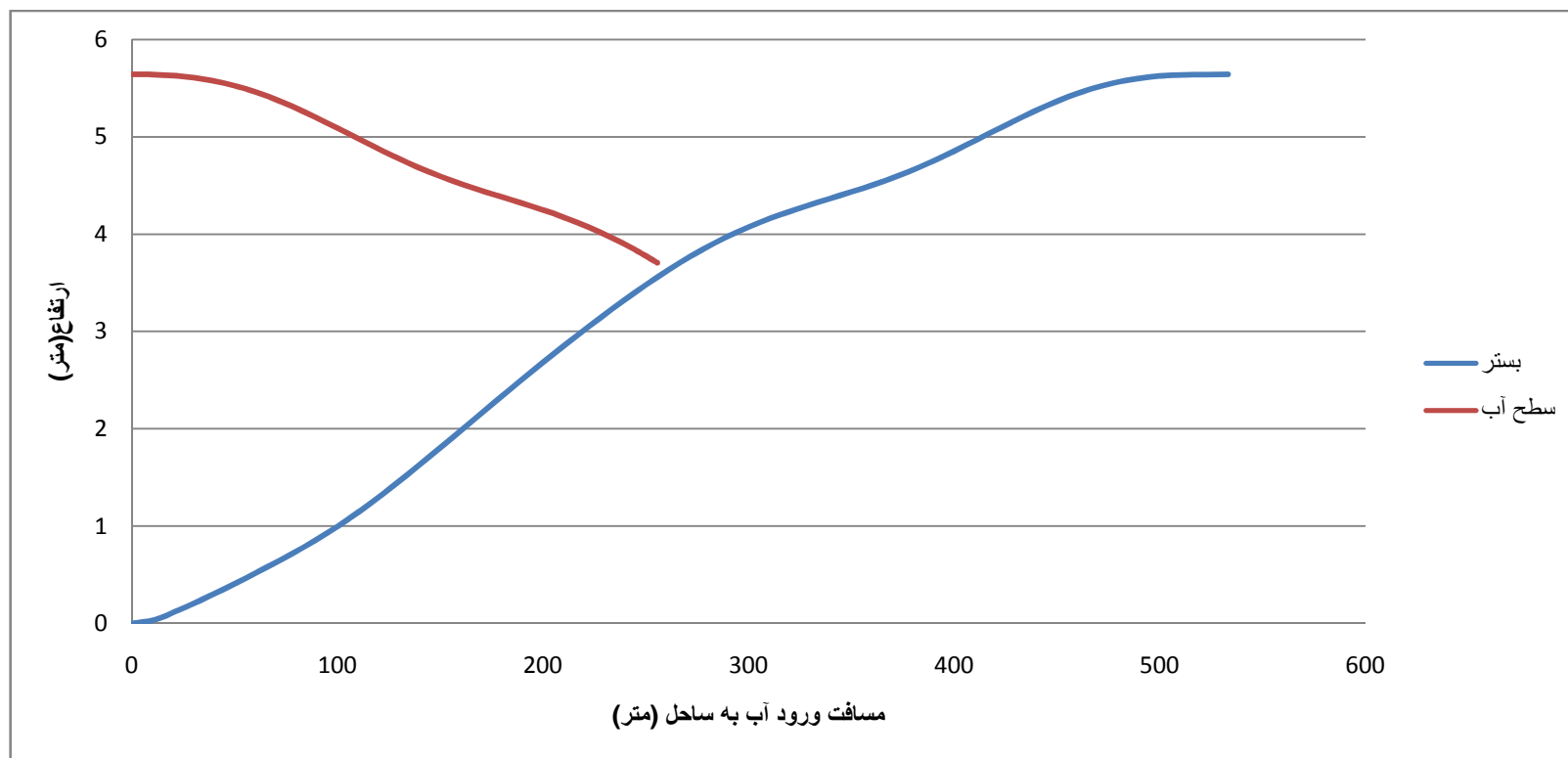
است .



شکل (۷-۸)- پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۲

همانطور که در شکل (۷-۸) دیده می شود میزان نفوذ آب در ساحل در منطقه شماره ۲ حدود ۲۰۰ متر می باشد.

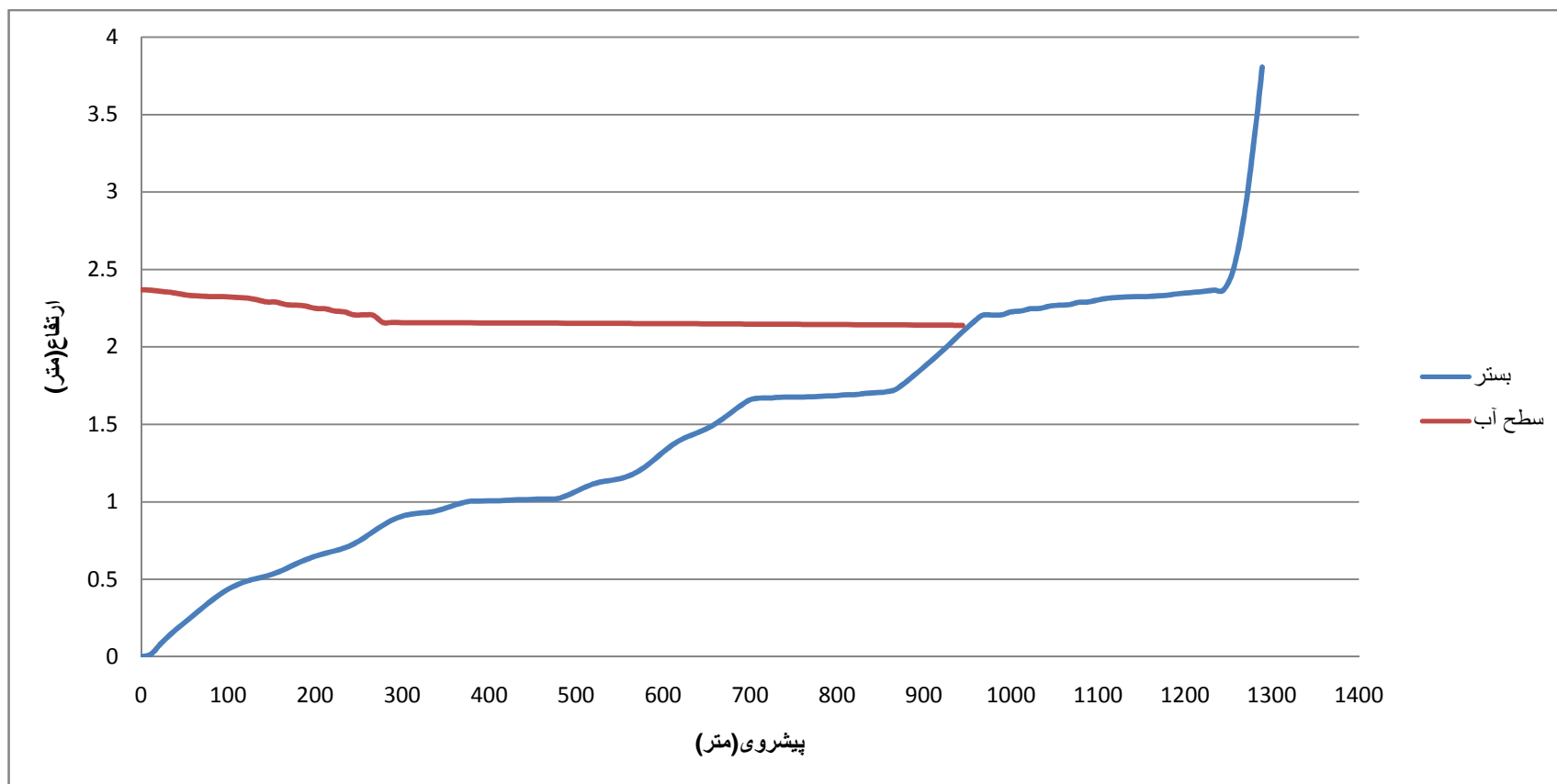
شکل (۷-۹) پروفیل طولی سیلاب در منطقه شماره ۳ را نشان میدهد . در این شکل نیمرخ طولی بستر زمین و سیلاب وارد شده به خشکی از خط ساحلی تا درون ساحل در یک شکل ترسیم شده است .



شکل (۷-۹)- پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۳

همانطور که در شکل (۷-۹) مشخص است میزان پیشروی سیلاب در منطقه شماره ۳ حدود ۲۸۰ متر می باشد.

شکل (۷-۱۰) پروفیل طولی سیلاب در منطقه شماره ۴ را نشان میدهد. در این شکل نیمرخ طولی بستر زمین و سیلاب وارد شده به خشکی از خط ساحلی تا درون ساحل در یک شکل ترسیم شده است.



شکل (۷-۱۰) - پروفیل طولی سیلاب برای منطقه شماره ۴



همانطور که در شکل (۷-۱۰) مشخص است میزان نفوذ آب در ساحل در این منطقه حدود ۹۰۰ متر میباید .

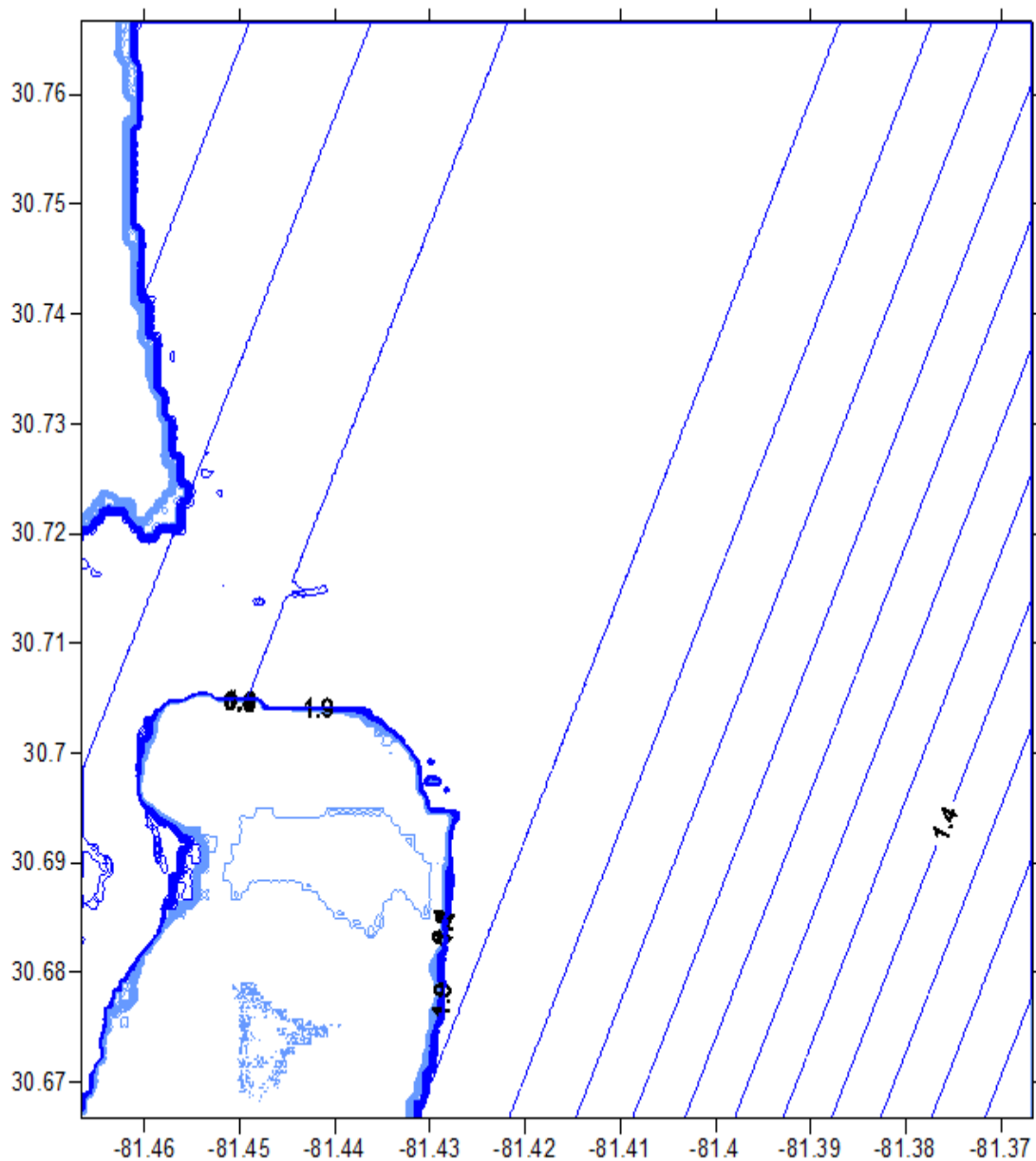
با بررسی نمودارهای ارائه شده میتوان جدول (۷-۲) را تهیه کرد . جدول (۷-۲) مقادیر میزان پیشروی آب در ساحل را در مناطق مختلف ارائه میکند .

جدول (۷-۳)-میزان پیشروی آب در ساحل مناطق مختلف

| شماره منطقه | مسافت پیشروی آب(متر) |
|-------------|----------------------|
| ۱           | ۱۰۳۰                 |
| ۲           | ۱۷۸                  |
| ۳           | ۲۵۵                  |
| ۴           | ۹۴۴                  |

مطالب فوق به خوبی میزان خطر موجود در مناطق مختلف را نشان میدهد . میزان پیشروی آب در ساحل از نقطه صفر ساحلی در منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته می شود .

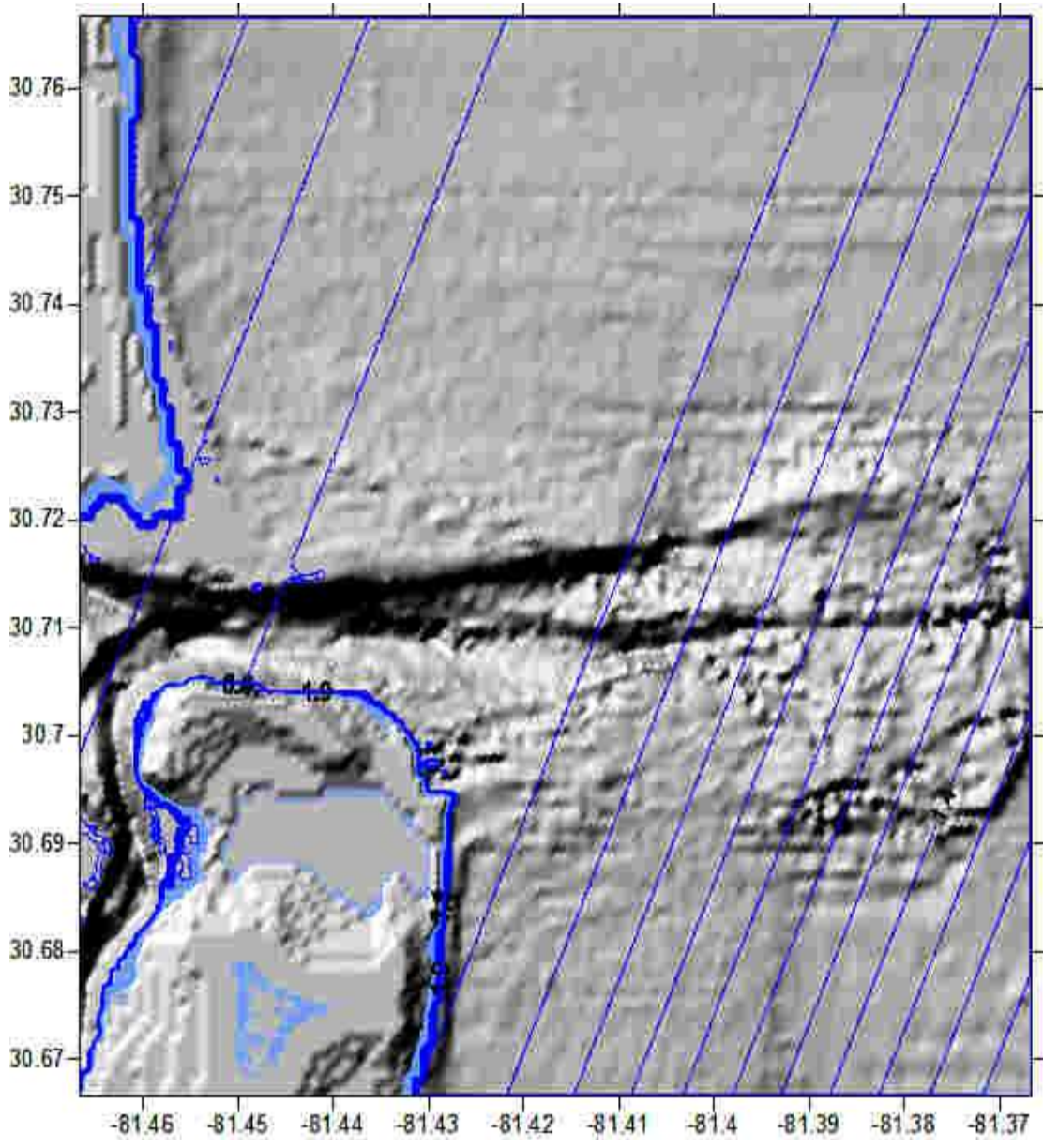
حال به تهیه نقشه خطر کل منطقه میپردازیم. این نقشه بیان کننده بیشترین میزان آب گرفتگی در کل خشکی میباشد. مناطق آبی رنگ ، مناطقی را مشخص میکند که دچار آب گرفتگی شده اند. با استفاده از این نقشه میتوان مناطقی که در معرض آب گرفتگی هستند را مشخص نمود و تدابیر لازم برای تامین امنیت آنها را در نظر گرفت . نقشه خطر کل منطقه در شکل (۷-۱۱) نشان داده شده است .



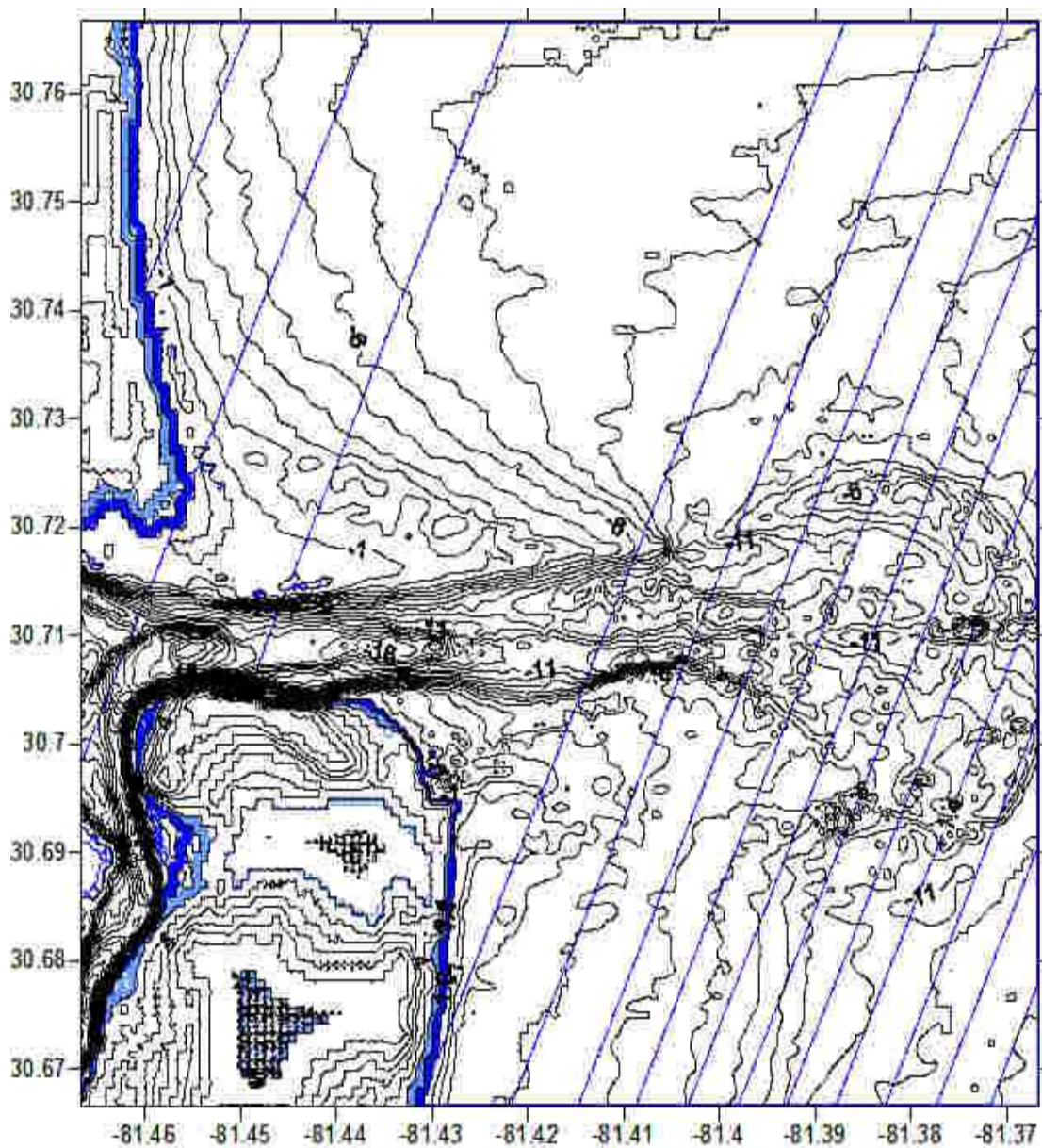
شکل (۷-۱۱) - سیلاب منطقه

شکل (۷-۱۱) مناطق آب گرفتگی را نشان میدهد. برای درک بهتر مناطق آب گرفته در شکل (۷-۱۲)

(۱۲) مناطق آب گرفته همراه نقشه منطقه بر روی یک تصویر ارائه گردیده است.



شکل (۷-۱۲)-مناطق آب گرفته همراه با نقشه منطقه



شکل (۷-۱۳)- منطقه آب گرفته همراه با نقشه عوارض

همانطور که در نتایج بالا ارائه گردید با استفاده از این روش میتوان مناطقی که بالقوه دارای خطر میباشند را شناسایی کرد و نسبت به تامین امنیت آنها اقدام نمود.

# فصل هشتم

جمع بندی و پیشنهادات

## ۸-۱- مقدمه :

به طور کلی مدلسازی عددی سیلاب های ناشی از سونامی تا کنون بسیار کم مورد توجه قرار گرفته است و بیشتر مدلسازی هایی که تا کنون در مورد ورود سونامی به خشکی انجام گرفته است تا مرحله بالا زدگی آب در ساحل میباشد.

مدلسازی عددی سونامی از مرحله پیدایش سونامی تا سیلاب ناشی از آن از هم دیگر جدا نیستند و برای مدلسازی سیلاب ناشی از آن باید تمامی مراحل پشروی یک سونامی مدلسازی شود و نتایج هر مرحله در مرحله بعد مورد استفاده قرار گیرد.

مشکلاتی که در زمینه مدلسازی عددی سیلاب ناشی از سونامی پیش روی ما هستند به اختصار عبارتند از:

- ۱- اطلاعات زمین شناسی با دقت بالا در تمام مناطق دنیا تهیه نشده است و اگر تهیه شده است در اختیار سازمانهای به خصوصی میباشد و دسترسی به آنها برای همگان میسر نمیباشد.
- ۲- به علت حجم زیاد اطلاعات مدلسازی این سیلابها نیازمند ابزارهای بسیار قدرتمند میباشد که دسترسی به آنها هزینه بر میباشد .
- ۳- به علت تحقیقات بسیار محدودی که در این زمینه صورت پذیرفته است ، جهت مقایسه نتایج مدلسازی با دیگر تحقیقات انجام گرفته مشکلات زیادی وجود دارد به همین دلیل مجبور به مقایسه نتایج با فیزیک و دینامیک سونامی میباشیم.
- ۴- بسیاری از کدهای معتبر در زمینه مدلسازی سونامی در اختیار سازمانهای ملی و فرا ملی قرار دارد که حتی با تلاشها و مکاتبات بسیار زیاد انجام گرفته ، قابل دستیابی نبودند.

## ۸-۲- جمع بندی نتایج :

در این پایان نامه سیلاب ناشی از سونامی در یک منطقه انتخابی مورد مطالعه قرار گرفت و با استفاده از روش عددی مدل سازی شد . نتایج ارائه شده در مورد سیلاب منطقه مورد مطالعه به صورت نقشه آبرفتگی ارائه گردید که بیان کننده بیشترین مقدار منطقه غرقاب شده میباشد . به این منظور ابتدا کدی برای حرکت آب در پیکره اقیانوس استفاده گردید . سونامی ژاپن مورد بررسی قرار گرفت و نتایج آن بیان گردید .

سپس نتایج این مدل سازی با اطلاعات مراکز ثبت سونامی مورد صحت سنجی قرار گرفت . در نتیجه نتایج خروجی از این سونامی برای حل عددی معادلات آبهای کم عمق غیر خطی استفاده گردید . با حل عددی معادلات آبهای کم عمق غیر خطی در فضای کارتیزین سیلاب ناشی از سونامی در خشکی مدل گردید .

با توجه به مدل سازی های انجام گرفته نتایج زیر از این پایان نامه استخراج میگردد .

- ۱- استفاده از کد `comcot` نتایج نزدیک به واقعیتی را ارائه میکند . این موضوع با توجه به صحت سنجی انجام گرفته قابل اثبات می باشد . در نتیجه میتوان با استفاده از این کد نحوه حرکت امواج سونامی را مدل سازی کرد .
- ۲- با توجه به سیلاب های نشان داده شده و ترسیم پروفیل طولی سیلاب میتوان نتیجه گرفت ، در مناطقی که شکل توپوگرافی ، وضعیت کوهستانی با شیب تند را دارا می باشد ، امواج سریع تر از زمانی انرژی خود را از دست میدهند که وضعیت توپوگرافی منطقه حالت دشت را دارا می باشد .
- ۳- استفاده از تئوری شکست الاستیک به منظور تولید سونامی دارای اعتبار می باشد و مدل سازی تغییر شکل بستر با استفاده از این مدل نتایج قابل اعتمادی را ارائه میکند .

- ۴- تاثیر تغییر مکان صفحه الاستیک گسل تاثیر بسزایی در بزرگای سونامی و در نتیجه ارتفاع بالازدگی و مسافت نفوذ سیلاب دارد . به بیان دیگر مدل عددی تهیه شده حساسیت قابل ملاحظه ای در برابر تغییر مکان گسل دارد .
- ۵- توپوگرافی منطقه ساحلی در تراکم انرژی امواج نقش بسزایی دارد . سواحل ژاپن به علت موقعیت با شیب زیاد در بستر دریا در نزدیکی ساحل امواج بسیار متراکمتری نسبت به امواج در سواحل ایالات متحده را دارا می باشد .
- ۶- استفاده از معادلات آبهای کم عمق به صورت غیر خطی در مختصات کارتزین توانایی حل معادلات در منطقه های کوچک را با سرعت مناسبی دارا میباشد و در نتیجه میتوان برای مدلسازی سیلاب از آنها استفاده کرد و این در حالی است که استفاده از معادلات خطی در مختصات کروی در مناطق کوچک به منظور مدلسازی سیلابهای ناشی از سونامی قادر به ارائه نتایج نمی باشد .

### ۸-۳-پیشنهادهات:

- جهت بهبود و ادامه مطالعات انجام گرفته در این تحقیق موارد زیر به نظر میرسد.
- ۱- استفاده از روش حجم محدود به جای روش تفاضل محدود برای افزایش سرعت محاسبات
  - ۲- استفاده از کامپیوترهای با حافظه بیشتر جهت از بین بردن بسیاری از محدودیتها
  - ۳- استفاده از کد MOST و مقایسه نتایج با نتایج ارائه شده در این تحقیق
  - ۴- استفاده از مش متغیر برای کاهش حجم محاسبات
  - ۵- بررسی تاثیر عوامل دیگر به وجود آورنده سونامی (مانند زمین لغزشها ، انفجار و ....) در سیلاب ناشی از سونامی
  - ۶- شناسایی مناطق مستعد سونامی و ایجاد نقشه های تخلیه منطقه با استفاده از نتایج مدلسازی عددی



۷- بررسی تاثیر سونامی در سیلاب سواحل فواصل دور

۸- مدلسازی زلزله های ناشی از شکست دو یا چند گسل و بررسی سیلاب ناشی از سونامی این

زلزله ها .

## مراجع:

- [۱]. Integrated Flood Risk Analysis and Management Methodology  
,<http://www.floodsite.net>
- [۲]. Hiroshi Fumoto "Japan tsunami"، ۱۳۹۱، دومین کنفرانس ملی مدیریت بحران اردیبهشت ۱۳۹۱
- [۳]. Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C., Nettles, M., Ward, S., Aster, R., Beck, S., Bilek, S., Brudzinski, M., Butler, R., DeShon, H., Ekström, G., Satake, K., Sipkin, S., The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004, *Science*, 308, 1127–1133
- [۴]. C. Biscarini, S. Di Francesco and P. Manciola "CFD modeling approach for dam break flow studies"، *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2009
- [۵]. Chanson, Hubert Chanson Hubert (2009). "[Embankment Overflow Protection Systems and Earth Dam Spillways](#)"
- [۶]. Hiroo Kanamori, "Mechanism of tsunami earthquakes"، 1972, *Phys. Earth Planet. Interiors*. North Holland Publishing
- [۷]. M.S.B. Kusuma, M.B. Adityawan and M. Farid "Modeling Two Dimension Inundation Flow Generated by Tsunami Propagation in Banda Aceh City" International Conference on Earth Quake Engineering and Disaster Mitigation, Jakarta, April 14-15, 2008
- [۸]. NOAA research center for tsunami research <http://nctr.pmel.noaa.gov/>
- [۹] پهلوان ه، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد: "مدلسازی عددی سونامی"، دانشکده عمران معماری، دانشگاه صنعتی شاهرود
- [۱۰]. Deep Ocean Assessment and Reporting of Tsunami, <http://ndbc.noaa.gov>
- [۱۱]. Marine Georesources and Geotechnology Taylor and Francis. Metapress. Com 2011.03.11
- [۱۲]. Abe, K. (1970), A New Scale of Tsunami Magnitude, Mt, in *Tsunamis-Their Science*
- [۱۳]. Mansinha, L. and Smylie, D. E. (1971) "The displacement fields of inclined faults" *Bull. seism. SOC. AM.* 61, 1433-1440
- [۱۴]. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology Parts 1 & 2 by International Association for Earthquake Engineering
- [۱۵]. Synolakis, C. E. "Tsunami and Seiche"، CRC Press, Boca Raton, Florida, USA (2003)

[١٦]. Philip L.-F. Liu , Seung-Buhm Woo and Yong-Sik Cho “Computer Programs for Tsunami Propagation and Inundation” School of civil and Environment Engineering Cornell University , Ithaca , NY 14853, USA

[١٧]. عظیمیان ، احمد رضا "دینامیک سیالات محاسباتی " دانشگاه صنعتی اصفهان

[١٨]. Comcot user manual v1.6 School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University

[١٩]. Weidong Zhou “An Alternative Leapfrog Scheme for Surface Gravity Wave Equations” South China Sea Institute of Oceanology , Chinese Academy of Sciences , Guangzhou , china

[٢٠]. Aitor Bergor “Finite Difference Numerical Methods of Partial Differential Equations in Finance of Matlab”

[٢١]. Denys Dutykh , Raphael Poncet , and Fredric Dias “The VOLNA Code for the Numerical Modeling of Tsunami Waves:Generation , Propagation and Inundation”

[٢٢]. Fumihiko Imamura “Tsunami Modelling Manual”  
School of Civil Engineering , Asian inst . tech .(1993-1995)

[٢٣]. JRC Tsunami Propagation Model by Jont Research Center

[٢٤]. Charles L. Mader , George D.Curtis and Geroge Nabeshima  
“Modeling Tsunami Flooding of Hilo,Hawaii” university of Hawaii

[٢٥]. Method of Splitting Tsunami (MOST) Software Manual

[٢٦]. NOAA National Geophysical Data Center (NGDC) , <http://Ngdc.Noaa.Gov>

[٢٧]. Takuya Nishimura , Hiroshi Munekane , and Hiroshi Yurai “The 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and its Aftershocks Observed by GEONET”  
Geospatial Information Authority of Japan , Kitasato 1 , Tsukuba , Ibaraki 305-0811 , Japan

[٢٨]. B.H.Choi , B.I.Min , E,Pelinovsky , Y.Tsuji , and K.O.Kim “Comparable Analysis of the Distribution Functions of Runup Heights of the 1896 , 1933 , and 2011 Japanese Tsunamis in the Sanriku Area” Nat. Hazards Earth Syst. Sci 2012

[٢٩]. Weather & Environment , <http://www.weatheroffice.gc.ca>

[٣٠]. Hanefi Bayraktar and F.Sezer.Turalioglu (2005) “A Kriging-Based Approach for Locating a Sampling Site-In the Assessment of Air Quality” Serra,19(4),301-305

## **ABSTRACT**

Tsunami numerical modeling was considered since tsunami in Indonesia in 2004. Shallow water equations are governing equations for tsunami propagation. First step in tsunami modeling is to create tsunami then the waves propagation can be modeled. In this report, numerical modeling is used to investigate tsunami propagation and inundation. Elastic fault plane theory is used to create tsunami. Linear shallow water equations in spherical coordinate are used to model tsunami propagation; and nonlinear shallow water equations in cartesian coordinate are used to model tsunami inundation. To verify tsunami modeling, Japan 2011 tsunami data is applied. Tsunami inundation in eastern coast of USA is being modeled and the results are shown as inundation map of the area. Using the results of this thesis can reduce the destruction of coasts, so important buildings can be constructed in low danger areas.

Keyword : shallow water, tsunami, numerical modeling, tsunami inundation



**Shahrood University of Technology**

**Faculty of Civil & Architectural Engineering**

**Flood Propagation Land Generated by Tsunami Using Numerical  
Modeling**

**Reza Shojaee Baghdar**

**Supervisors:**

**Reza Naderi**

**Mahdi Adjami**

**Date: February 2013**