



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**RELACIÓN ENTRE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS AMPLITUDES DE LOS
TSUNAMIS Y LA EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL PROCESO DE
RUPTURA DE FUENTES SÍSMICAS.**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

HERMANN ERICK SCHWARZE FIELDHOUSE

PROFESOR GUÍA:
JAIME CAMPOS MUÑOZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SEBASTIÁN RIQUELME MUÑOZ
MAURICIO FUENTES SERRANO
SERGIO RUIZ TAPIA

SANTIAGO DE CHILE
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: HERMANN ERICK SCHWARZE FIELDHOUSE
FECHA: 2019
PROF. GUÍA: JAIME CAMPOS MUÑOZ

RELACIÓN ENTRE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS AMPLITUDES DE LOS TSUNAMIS Y LA EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL PROCESO DE RUPTURA DE FUENTES SÍSMICAS.

En el presente trabajo se analiza la respuesta del agua al proceso temporal de ruptura de terremotos submarinos. Dicho comportamiento es estudiado por medio de la modelación de tsunamis generados por distintos tipos de fuentes sísmicas. Esto construyendo modelos de fallas finitas que permiten aislar los parámetros cinemáticos de las rupturas, para luego ser usados como entrada de la modelación de tsunamis.

Los resultados muestran que desde el punto de vista cinemático las grandes amplitudes de tsunamis son una “respuesta” del agua a las bajas velocidades de ruptura, al tamaño de la columna de agua sobre la fuente y la ubicación del hipocentro en el plano de falla.

Este estudio fue hecho considerando dos tipos de escenarios; se utilizó una batimetría simple, compuesta por un fondo plano y un talud que se eleva desde el fondo del mar hasta la costa y una batimetría realista del Norte de Chile, de igual resolución espacial. Estas dos batimetrías contaron con dos superficies de falla asociadas; para el caso simple, se tuvo una superficie plana rectangular y para el caso del Norte de Chile, se construyeron muchos planos superpuestos sobre el *slab* en esa zona. Cada superficie de falla utilizó una distribución de *slip* uniforme y estocástica y para la simulación del terremoto se construyó un modelo cinemático de fuente que permitió controlar la velocidad de ruptura y el *Rise Time*.

Entre los resultados obtenidos se destaca el hecho de que las bajas velocidades de ruptura pueden amplificar hasta 8 veces la altura del *Run-Up*, con respecto al caso de una fuente instantánea. También se observa que para velocidades lentas, el efecto de la directividad de la fuente controla la distribución espacial de las amplitudes del tsunami, haciendo que las mayores amplitudes del *Run-Up* se concentren en las costas más cercanas a la proyección horizontal de la dirección de propagación de la ruptura.

También se observa que las amplitudes del tsunami dependen de la relación entre la velocidad de ruptura y la profundidad de la batimetría, por lo que se concluye que los terremotos tsunamigénicos de distintas partes del mundo logran excitar tsunamis que se propagan a diferentes velocidades de ruptura, dependiendo de la profundidad de la batimetría sobre la fuente. Finalmente, se observa que los terremotos tsunamigénicos que propagan sus rupturas con cambios abruptos de velocidad, de rápido a lento, logran amplificar la altura de los tsunamis más que las rupturas que se propagan a una velocidad constante.

Dedicado a mis padres, ellos son quienes más me han apoyado y alentado todo este tiempo de forma incondicional para lograr mis propias metas.

Agradecimientos

Para comenzar quisiera darle las gracias a Sebastián Riquelme, ya que es la persona que más me ha ayudado en todo este proceso, es quien me ha mostrado sus impresiones y consejos acerca de como poder abordar varios de los temas aquí tratados, también debo agradecerle por los consejos y comentarios que me ha hecho acerca de como seguir avanzando dentro del mundo académico, esos comentarios están tenido mucho impacto en mi. También quiero darle las gracias a Mauricio Fuentes, ya que son varias las veces que me ha ayudado a enriquecer el análisis de los resultados en este trabajo. Todos sus aportes fueron muy útiles para mi. Finalmente quiero darle las gracias al Profesor Jaime Campos, quien ha financiado mi trabajo todo el año 2018 y lo que va de este año.

Tabla de Contenido

Introducción	1
1. Marco Teórico	5
1.0.1. Conceptos Previos	5
1.0.2. Terremotos Lentos	8
1.0.3. Relación Entre Terremotos Lentos y Tsunamis	13
1.0.4. Motivación para estudiar fuentes no instantáneas de tsunamis	21
2. Modelo Cinemático de Generación de Terremotos	25
2.1. Modelo Cinemático de Fuente Estocástica.	28
2.2. Implementación de Modelo Cinemático.	34
3. Descripción del modelo de Terremotos Tsunamigénicos	41
3.1. Batimetría y superficie de falla	43
3.1.1. Batimetrías usadas	43
3.1.2. Superficie de falla	45
3.2. Parámetros Cinemáticos de la Fuente	48
3.2.1. Velocidad de Ruptura	49
3.2.2. Profundidad de la Batimetría	55
3.2.3. <i>Rise Time</i>	57
3.2.4. Hipocentros no Causales	60
3.3. Tablas con los Parámetros de Cada Escenario	63
4. Modelación Numérica de Tsunamis	75
4.1. Pre-Modelación	75
4.1.1. Software de modelación de tsunamis <i>JAGURS</i>	75
4.1.2. Parámetros de Entrada de JAGURS	77
4.2. Descripción de los Resultados	79
4.2.1. Variación del <i>Run-Up</i> al usar distintas Velocidades de Ruptura (<i>cte</i>) en un <i>Slip</i> Uniforme	79
4.2.2. Análisis del Comportamiento de Forma de Onda del Tsunami	95
4.2.3. Variación del <i>Run-Up</i> al usar distintas Velocidades de Ruptura (<i>cte</i>) en un <i>Slip</i> Estocástico	100
4.2.4. Variación del <i>Run-Up</i> al usar Velocidades de Ruptura Variable	106
4.2.5. Escenarios con Igual Cinemática de Ruptura, pero Diferente Profundi- dad en la Batimetría	110

4.2.6.	Efecto de Modelar Tsunamis Generados por Fuentes con Rupturas Múltiples sin Causalidad	113
4.2.7.	Variación del <i>Run-Up</i> al usar distintos valores de <i>Rise Time</i>	114
4.2.8.	Batimetrías del Norte de Chile	116
5.	Discusión	119
5.0.1.	Representación 2D del <i>Run-Up</i> Usando Variaciones de V_r	119
5.0.2.	Representación 2D del <i>Run-Up</i> Variando h_{max}	123
5.0.3.	Ajuste de la curva R_c/R_e usando el método de Gauss-Newton	126
5.0.4.	Observaciones Acerca de las Pruebas de <i>Rise Time</i> Variable	129
	Conclusión	131
	Bibliografía	134

Índice de Tablas

1.1.	Lista de <i>Tsunami Earthquakes</i> identificados al rededor del mundo, se muestran ordenados de forma cronológica desde 1605 hasta el 2010.	10
2.1.	Parámetros de entrada usados en el modelo cinemático.	36
3.1.	Parámetros de falla para el modelo de subducción asociado a una batimetría de laboratorio.	46
3.2.	En esta tabla se muestra la nomenclatura usada para representar la ubicación hipocentral de todos los escenarios de laboratorio y realistas (Norte de Chile). Tal como se explicó anteriormente NU corresponde al hipocentro generado en el Norte en la parte superior de la falla, CM se forma en una latitud central con un <i>Dip</i> intermedio, y así cualquiera de las 9 combinaciones. Notar que la profundidad z se está midiendo en metros y con respecto al fondo del mar . .	63
3.3.	Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Norte de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del <i>Rise Time</i> τ_R , la resolución espacial de la grilla en segundos Δs , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt , h se refiere al tipo de batimetría usada, si es de laboratorio o realista (Norte de Chile).	64
3.4.	Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Centro Up de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del <i>Rise Time</i> τ_R , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt y el tipo de batimetría usada h , si es de laboratorio o realista (Norte de Chile). .	65
3.5.	Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Centro Middle y Down de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del <i>Rise Time</i> τ_R , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt y el tipo de batimetría usada h , si es de laboratorio o realista (Norte de Chile). .	66
3.6.	Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Sur de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del <i>Rise Time</i> τ_R , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt y el tipo de batimetría usada h , si es de laboratorio o realista (Norte de Chile). .	67
3.7.	Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Norte de la superficie de falla.	68

3.8. Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Centro Up de la superficie de falla.	69
3.9. Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Centro Middle y Down de la superficie de falla.	70
3.10. Grupo de escenarios de laboratorio, con <i>slip</i> Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Sur de la superficie de falla.	71
3.11. Grupo de escenarios de laboratorio, con velocidad de ruptura variable. El parámetro s corresponde al grado de suavizado aplicado por el <i>taper</i> sobre la velocidad inicial. Los escenarios de nombre “Dos Velocidades” son los asociados a las letras (a) y (b) de la Figura 3.7, el escenario de nombre “Disminución lineal de V_r ” se muestra en la Figura 3.7 (c), los escenarios de nombre “Una Vel. lenta ” están asociados a la Figura 3.8 y los escenarios de “Una Vel. Rápido”, están asociados a Figura 3.9.	72
3.12. Se muestran todos los escenarios en los que varía el <i>Rise Time</i> τ_R para modelos con una velocidad de ruptura $V_r = 0,7 \text{ km/s}$ y distribución de <i>slip</i> estocástica. Las palabras “caja” y “pulso” se refieren a la forma de la función $\Delta\dot{u}$ en el modelo cinemático de ruptura. “pulso” corresponde al modelo cinemático del trabajo de Bernard et al. (1996).	72
3.13. Se muestran los parámetros importantes usados en los escenarios de la batimetría del Norte de Chile y Sur del Perú. En este grupo de modelaciones se hace variar la velocidad de ruptura.	73
3.14. Se muestran los escenarios con batimetrías de diferente profundidad, pero con la misma cinemática.	74
3.15. Escenarios con hipocentros múltiples distribuidos aleatoriamente y sin causalidad temporal.	74
4.1. Parámetros de entrada para el modelo de JAGURS.	78

Índice de Ilustraciones

1.1.	Se muestra de forma esquemática los conceptos de momento sísmico, tasa de momento y <i>Centroid Delay</i>	6
1.2.	Esquema de una geometría simple para representar el arribo de un tsunami a la costa.	7
1.3.	Figura obtenida del paper de Ide et al. (2007) donde se muestra la distribución de los diferentes tipos de terremotos ordenados con respecto a su duración en función de la magnitud de momento sísmico, en una escala logarítmica. . . .	9
1.4.	Dispersión que muestran los diferentes terremotos al comparar el grado de deslizamiento medio del tsunami generado con respecto a la magnitud de momento sísmico.	11
1.5.	Ilustración de las diferencias en la tasa de momento sísmico de dos eventos; El evento de color verde se ajusta con un triangulo isósceles, pero el evento de color amarillo tiene una cola demasiado larga y no se ajusta con un triangulo insóceles.	12
1.6.	Esquema de las variables usadas en fuente de un tsunami aplicadas en el modelo de aguas someras.	13
1.7.	Diferencias en la superficie del mar para una fuente activa versus una pasiva.	16
1.8.	<i>Run-Up</i> generado un grupo de fuentes estáticas con <i>slip</i> estocástico.	17
1.9.	Espectro de amplitudes (en m) de ondas de tsunami generadas para diferentes velocidades de flujos	18
1.10.	Relación entre la tasas de amplificación del <i>Run-Up</i> con respecto a la variación en la Velocidad de Ruptura, para modelos con deslizamiento homogéneo y heterogéneo, considerando distintas posiciones del origen de la fuente x_R . . .	20
1.11.	Relación completa entre la tasa de crecimiento del <i>Run-Up</i> , con respecto a la velocidad de ruptura y el <i>Rise Time</i>	21
1.12.	Contexto sismotectónico de la zona del Sureste asiático.	23
1.13.	24
2.1.	Ejemplo del deslizamiento Δu estocástico con decaimiento k^{-2} descrito por Herrero et al. (1994) para un terremoto hipotético de magnitud $M_w = 7.8$ en una superficie de falla ajustada para el slab en la zona Centro-Norte de Chile, frente a la región de Valparaíso.	26
2.2.	Esquema de la geometría de falla adaptada de de Bernard et al. (1996). . . .	29
2.3.	Comportamiento de la velocidad de deslizamiento en función del tiempo, para un punto alcanzado por el frente de ruptura, la velocidad de deslizamiento tiene un decaimiento como $1/\sqrt{t}$	30

2.4.	Esquema adaptado de Bernard et al. (1996) de la ruptura de una falla en un rectángulo de largo L y ancho W	31
2.5.	Pulso móvil de la velocidad de deslizamiento obtenido a partir de un modelo de deslizamiento estocástico.	32
2.6.	Deslizamiento estocástico Δu con decaimiento k^{-2} dentro de un plano de falla.	33
2.7.	Pulso de Heaton.	33
2.8.	Propagación de dos rupturas cinemáticas dentro de una superficie de falla rectangular, se muestran dos diferentes geometrías del frente.	35
2.9.	Descripción del comportamiento de $\Delta u(t)$ y $\Delta \dot{u}(t)$	37
2.10.	Tasa de momento sísmico para 8 modelos cinemáticos-estocásticos de terremotos $M_w = 7.7$ para una misma geometría de falla, igual deslizamiento estático calculado a priori y con un tiempo de cálculo de 188 s.	38
3.1.	Batimetría del Norte de Chile y Sur del Perú	44
3.2.	Batimetría de laboratorio con vista en planta	45
3.3.	vista en planta de la superficie de falla del modelo de <i>slip</i> para el Norte de Chile.	46
3.4.	Dos tipos de distribuciones espaciales de <i>slip</i> contemplados en los escenarios de laboratorio.	47
3.5.	Variaciones hipocentrales de las rupturas generadas en la superficie de falla del modelo de laboratorio.	50
3.6.	ariaciones hipocentrales de las rupturas generadas en la superficie de falla del modelo del Norte de Chile.	51
3.7.	Se muestran dos escenarios de la ruptura dentro de una misma superficie de falla con un cambio de velocidad que varía en el <i>Strike</i>	52
3.8.	Seis escenarios de laboratorio con rupturas generadas en el Norte del plano de falla y velocidad de ruptura inicial igual a 2.5 km/s.	53
3.9.	Se muestra lo mismo que la Figura 3.8 sólo que con escenarios que inicialmente tenían una $V_r = 1,0$ km/s.	54
3.10.	Corte transversal en donde se muestra la comparación entre las distintas profundidades de 14 de las 30 batimetrías usadas con profundidades máximas entre 500-8000 m.	56
3.11.	Se muestran un instante dentro del proceso de ruptura en donde seis anillos concéntricos que representan la derivada temporal del pulso de <i>slip</i> Δu , se mueven a velocidad constante.	58
3.12.	Esta figura contiene los mismos casos mostrados en la Figura 3.11, solo que aquí se trabaja con una función Δu con forma de rampa.	59
3.13.	Vista en planta de la superficie de falla de laboratorio con la realización de dos experimentos en los que se tiene 50 y 80 hipocentros distribuidos sobre toda la superficie.	60
4.1.	Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Norte Up con velocidad rápida.	80
4.2.	Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Norte Up con velocidades lentas.	81
4.3.	Curva de comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte Up	82

4.4. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Norte <i>Middle</i> con velocidades lentas.	83
4.5. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte <i>Middle</i>	84
4.6. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Norte <i>Down</i> con velocidades lentas.	85
4.7. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte <i>Down</i>	85
4.8. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Centro <i>Up</i> con velocidades lentas.	86
4.9. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro <i>Up</i>	87
4.10. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Centro <i>Middle</i> con velocidades lentas.	88
4.11. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro <i>Middle</i>	88
4.12. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Centro <i>Down</i> con velocidades lentas.	89
4.13. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro <i>Down</i>	90
4.14. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Sur <i>Up</i> con velocidades lentas.	91
4.15. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur <i>Up</i>	91
4.16. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Sur <i>Middle</i> con velocidades lentas.	92
4.17. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur <i>Middle</i>	93
4.18. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Sur <i>Down</i> con velocidades lentas.	94
4.19. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur <i>Down</i>	94
4.20. Descripción espacial del crecimiento de las amplitudes del tsunami.	95
4.21. Comparación de la forma de onda del tsunami de 10 escenarios con distinta velocidad de ruptura Norte-Sur.	96
4.22. Efecto Doppler Supersónico.	97
4.23. Sección transversal de la forma de onda del tsunami generado por fuentes de distinta V_r en un tiempo $t = t^*$	98
4.24. Comparación de la forma de onda del tsunami de 16 escenarios con distinta velocidad de ruptura Oeste-Este.	99
4.25. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Norte <i>Up</i> con velocidad rápida y un <i>slip</i> estocástico.	101
4.26. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Norte <i>Up</i> con velocidad lentas y un <i>slip</i> estocástico.	102
4.27. Superficie 2D del comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte <i>Up</i>	103

4.28. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Centro Up con velocidad lentas y un <i>slip</i> estocástico.	104
4.29. Curva de comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro Up	104
4.30. Amplitudes máxias de tsunamis generados con hipocentro Sur Up con velocidad lentas y un <i>slip</i> estocástico.	105
4.31. Curva de comportamiento de la tasa de <i>Run-Up</i> al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur Up	106
4.32. mplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con velocidad de ruptura ralentizada en los bordes, con V_r rápidos.	107
4.33. mplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con velocidad de ruptura ralentizada en los bordes, con V_r lentas.	107
4.34. Amplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con V_r que decae de Norte a Sur.	109
4.35. Amplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con la misma descripción cinemática y diferente profundidad máxima.	111
4.36. Tasa de incremento del <i>Run-Up</i> asociado a variaciones de la profundidad de la batimetría.	112
4.37. Amplitud máxima de tsunamis generados por pruebas con hipocentros distribuidos de forma aleatoria y tiempos de ruptura no causales entre sí.	114
4.38. Amplitudes máximas de la distribución espacial del tsunami, asociadas a pruebas con variaciones en el <i>Rise Time</i> , usando un modelo del tipo $\tau_R = \tau(\vec{k})$	115
4.39. Amplitudes máximas de tsunamis asociados a diferentes velocidades de ruptura, con hipocentro en el Norte <i>Middle</i> y en la superficie de falla ubicada bajo la batimetría del Norte de Chile.	117
4.40. Amplitudes máximas de tsunamis asociados a diferentes velocidades de ruptura, con hipocentro en el Centro <i>Middle</i> y en la superficie de falla ubicada bajo la batimetría del Norte de Chile.	118
4.41. Amplitudes máximas de tsunamis asociados a diferentes velocidades de ruptura, con hipocentro en el Sur <i>Middle</i> y en la superficie de falla ubicada bajo la batimetría del Norte de Chile.	118
5.1. Tasa de amplificación del <i>Run-Up</i> generado por pruebas cinemáticas, con respecto a los casos instantáneos, para pruebas con V_r variable de 26 escenarios.	120
5.2. Corte transversal de la tasa de incremento de escenarios estocasticos y uniformes.	120
5.3. Vista 3D de la superposición de las superficies de tasa de cambio de <i>Run-Up</i> para pruebas con <i>slip</i> uniforme y estocástico.	121
5.4. Superficie 2D que representa la tasa de incremento del <i>Run-Up</i> generado por escenarios cuyas batimetrías tienen diferente profundidad máxima.	123
5.5. Se muestra el corte transversal de la superficie 2D de R_c/R_e	125
5.6. Representación de las iteraciones del método de Gauss-Newton que llevan a encontrar la distancia mínima entre los datos del modelo numérico y el modelo analítico.	127
5.7. Comparación entre los datos del modelo numérico con el ajuste que mejor explica dichos datos.	127
5.8. Comparación entre las curvas de R_c/R_e generadas por modelos hechos a partir de fuentes con $\tau_R = cte$ y con $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$	129

Introducción

Tsunami es una palabra japonesa cuyo significado literal es “ola de puerto ou ola de bahía”, la cual ha sido adoptada convencionalmente por la comunidad científica internacional, para designar al fenómeno conocido como “maremoto” en español. El nombre que se le dio a estas olas es debido a que sólo tienen un impacto importantes en las zonas costeras.

Desde el punto de vista físico, los tsunamis son trenes de ondas de gravedad generadas por eventos geológicos extremos en los océanos, fiordos o incluso algunos lagos. Ejemplos desencadenantes de éstos fenómenos son grandes terremotos submarinos, erupciones volcánicas, deslizamientos de tierra, meteoritos que caen en el mar y hasta fugas masivas de gas desde el lecho marino. Estos fenómenos provocan el desplazamiento de enormes masas de agua en todas direcciones, donde la porción vertical de dicha masa de agua queda sujeta a la acción de la fuerza de gravedad, la que controla la propagación de esa energía en forma de tren de ondas por los océanos y mares. Lejos de la costa los tsunamis son asociados a longitudes de onda de cientos de kilómetros, periodos de entre 15 minutos y una hora, y velocidades que pueden llegar a ser de hasta 900 km/h , con amplitudes menores a un metro. Por otro lado, cuando un tsunami se acerca a la costa, la longitud de onda y velocidad de fase de sus frentes disminuye y la amplitud aumenta en función de la pendiente y la profundidad en la costa.

Según lo mostrado por Joseph (2011) casi el 90 % de los tsunamis son generados por grandes terremotos, además de que estos son responsables del 82 % de todas las víctimas mortales provocadas por estas olas. Lo anterior ha despertado el interés en la comunidad científica por comprender este tipo de tsunamis con tal de aminorar los riesgos que representan para la sociedad. Sin embargo existen algunos fenómenos relacionados con terremotos tsunamigénicos que hasta el día de hoy no son bien entendidos. Un ejemplo de esto es el proceso de interacción entre la tierra y el océano. Si bien se ha demostrado que, en la mayoría de los casos, el desarrollo temporal de la deformación del fondo oceánico no es relevante para explicar el comportamiento de un tsunami (suele describirse como una deformación instantánea), hay evidencia aportada por autores como Kanamori (1972) o Abe (1979), de que algunos tsunamis históricos tuvieron amplitudes anormalmente altas, son explicadas por las bajas velocidades de ruptura de la fuente.

En el año 1992, un terremoto en Nicaragua cuya magnitud fue de $M_s = 7.2$ generó un gran tsunami en la costa pacífica de ese país, el cual mató a 170 personas. Una característica par-

ticular de este fenómeno fue que ni la intensidad del terremoto percibido por la población, ni las inversiones de datos de fuente sísmica, describieron un tsunami tan grande y devastador como el que se tuvo en ese país. Posteriormente, Satake (1994) llegó a la conclusión de que la gran devastación de este evento sólo se puede explicar si aquel terremoto es considerado como un *tsunami earthquake*. Estos eventos son un sub-grupo de terremotos donde las velocidades a la que se propaga la dislocación dentro del plano de falla es lo suficientemente lenta como para generar cierto grado de resonancia en el sistema tierra-océano. Esto provoca una amplificación de las ondas de tsunami y por tanto, una mayor devastación en la costa.

Un ejemplo, que todavía está en debate, es el del terremoto de Sumatra-Andaman en el año 2004. Se trata de un gran terremoto que rompió una falla cuya longitud fue de más de 1000 km y tuvo una magnitud de $M_w = 9.3$, lo cual provocó uno de los tsunamis más devastadores del que se tenga registros, matando a más de 260,000 personas. Actualmente existe una discusión entre algunos investigadores, como Ammon y cols. (2005), Lay y cols. (2005) y Ishii y cols. (2005), sobre si este terremoto en particular habría tenido el comportamiento de un *tsunami earthquake* en la zona Norte de la ruptura, ya que las inversiones sísmicas no logran reproducir toda la deformación detectada por los GPS en tierra, ni tampoco estiman bien la magnitud de la inundación provocada por el tsunami en el campo cercano en esta sección de la ruptura.

Esta evidencia implica que las amplitudes de estos tsunamis crecen a medida que el frente de ruptura en la falla se propaga a una velocidad cercana a la velocidad de fase de las ondas en la superficie del mar. Sin embargo, a diferencia de la descripción espacial de la ruptura sísmica y su relación con el tsunami, investigado por varios autores como Levin y cols. (2009), Joseph (2011), Geist (2002) o Ruiz y cols. (2015), no existe una buena comprensión de como la cinemática de las rupturas de terremotos alteran la formación de tsunamis.

En este trabajo se estudiará en detalle la relación temporal entre la cinemática de los terremotos y la formación de tsunamis, cómo las variaciones en la velocidad de ruptura, profundidad y *Rise Time* de un terremoto afectan a las amplitudes del tsunami, a los trenes de ondas y al *Run-Up* en el campo cercano al evento. A continuación se expondrán los objetivos y la hipótesis del presente estudio.

- **Objetivo general:** Comprender mejor cómo la complejidad temporal del proceso de dislocación de un terremoto submarino influye en la respuesta del agua, para el proceso de formación de tsunamis en el campo cercano.
- **Objetivos específicos:**
 1. Observar cómo las variaciones de la profundidad de la batimetría (h), la velocidad de ruptura (V_r) y el *Rise Time* (τ_R) en una falla 2D afectan el *Run-Up* de un tsunami en el campo cercano.
 2. Aislar los efectos cinemáticos de la ruptura y estudiar el efecto que tienen estos parámetros sobre el comportamiento del tsunami, en contraste con el efecto de la batimetría y la distribución espacial del *slip*.
 3. Estudiar como la velocidad de ruptura y directividad de la fuente, afectan la distribución espacial del *Run-Up* de un tsunami en la costa, es decir, en que grado los efectos de la directividad de la ruptura son observables en el tsunami.
 4. Mostrar cuantitativamente un rango de velocidades de ruptura que logran excitar las amplitudes del tsunami.
 5. Mostrar que un rango de velocidades de ruptura de 0.1-1.0 *km/s* logra amplificar varias veces el *Run-Up* de un tsunami en el campo cercano.
- **Hipótesis generales:**
 1. Se espera encontrar un rango de velocidades de ruptura que logre excitar las amplitudes del tsunami, lo cual debería verse reflejado en el *Run-Up* del campo cercano.
 2. Se espera encontrar una equivalencia en las amplitudes del tsunami dada por las variaciones de la velocidad de ruptura y la profundidad de la batimetría.
 3. Existe un desacoplamiento entre la velocidad de ruptura y la directividad de la fuente manifestado en el comportamiento del tsunami en el campo cercano.

Capítulo 1

Marco Teórico

En esta sección se expone un breve repaso de los conceptos más importantes a desarrollar en esta tesis y se explicarán algunos parámetros importantes usados a lo largo de todo este estudio. Luego, se discute la relación entre los terremotos lentos y los tsunamis, para luego presentar algunos casos históricos que se encuentran en la literatura.

1.0.1. Conceptos Previos

- **Momento Sísmico** M_0 : Representa la energía liberada por un terremoto. Suele mostrarse en unidades de $[N \cdot m]$ o $[dyn \cdot cm]$ y su formula es:

$$M_0 = \mu S \Delta u$$

donde S es el área de ruptura, Δu es el deslizamiento o *slip* entre ambos bloques y μ es el módulo de cizalle. Ver Figura 1.1.

- **Tasa de Momento sísmico** $\dot{M}_0(t)$: Representa la energía liberada en un terremoto por unidad de tiempo $[J/s]$, por lo que el momento sísmico también puede entenderse como el área bajo la curva de $\dot{M}_0(t)$. La mayoría de las veces la tasa de momento puede ser aproximada por una función fuente del tipo triangulo isósceles. Ver Figura 1.1.
- **Centroid Delay** τ_c : Puede entenderse como una especie de “centro de masa temporal”. Es el promedio en el tiempo que mejor representa la liberación de energía dentro de la curva $\dot{M}_0(t)$. Matemáticamente se escribe como:

$$\tau_c = \frac{\int_0^{t_T} t \dot{M}_0(t) dt}{\int_0^{t_T} \dot{M}_0(t) dt}$$

donde t_T es el tiempo que duró el terremoto. Ver Figura 1.1.

- **Tsunami Earthquake (TE)**: Kanamori (1972) los define como aquellos terremotos que generan tsunamis anormalmente grandes con respecto a la magnitud de ondas superficiales M_s . Suelen estar asociados a bajas velocidades de ruptura si las comparamos con la mayor parte de los terremotos de subducción.

Geist (1998) concluye que el deslizamiento medio $\Delta \bar{u}$ de un TE es mucho mayor al *slip* medio de otro tipo de terremoto tsunamigénico de igual magnitud. Ver Figura 1.4

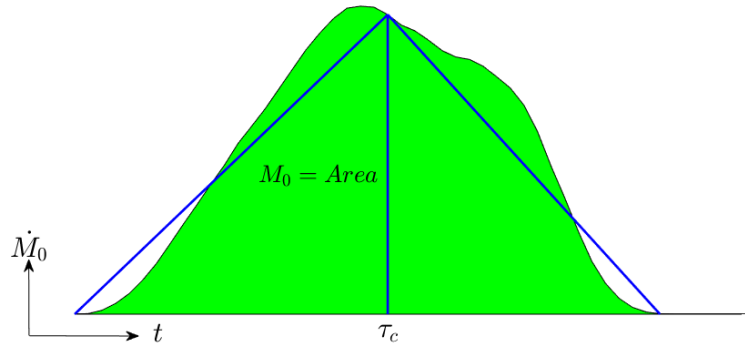


Figura 1.1: Se muestra de forma esquemática los conceptos de momento sísmico, tasa de momento y *Centroid Delay*. La tasa de momento está en función del tiempo, el momento sísmico es el área bajo la curva de dicha función y el *Centroid Delay* es el centro de masa temporal de la curva \dot{M}_0 . En casi todos los casos esto puede ser representado por un triángulo isósceles, en donde el *Centroid Delay* sería aproximadamente la mitad de la duración de la ruptura.

- **Velocidad de Ruptura V_r :** Es la velocidad a la que se propaga el frente de ruptura de un terremoto dentro de la superficie de falla. Geist (1998) menciona que para la mayor parte de los terremotos la velocidad de ruptura toma valores de entre 2.3-2.5 km/s , pero para el caso de los *Tsunami Earthquake* se han observado velocidades del orden de 1.0-1.5 km/s . A veces se considera que es una fracción del valor de la velocidad de la onda S en la roca ($V_r \propto \beta$). También se sabe que esta velocidad no necesariamente se comporta de forma uniforme a lo largo de toda la ruptura, pueden haber variaciones que dependerán del tipo de roca en donde está ocurriendo la dislocación, el tipo de compactación de esta roca, o la profundidad a la que se genere el sismo.
- **Velocidad de Deslizamiento $\Delta\dot{u}$:** Es la velocidad a la que se va generando el movimiento dentro de la falla. Una vez que el frente de ruptura pasa por un punto arbitrario, este dislocará a una velocidad determinada. La forma que tenga la velocidad de deslizamiento con respecto al tiempo en un determinado punto entrega información importante acerca de la frecuencia de radiación de ondas sísmicas. Mientras mayor sea el valor de $\Delta\dot{u}$ en un punto, la energía de ondas sísmicas se irá concentrando en más altas frecuencias.

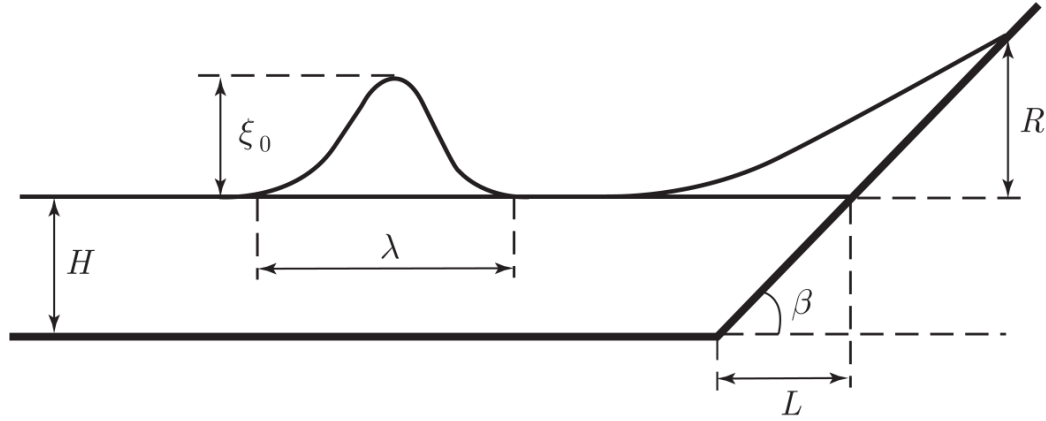


Figura 1.2: Esquema de una geometría simple para representar el arribo de un tsunami a la costa. R es el *Run-Up* del tsunami, H es la profundidad máxima de la batimetría, ξ_0 es la amplitud del tsunami moviéndose sobre una batimetría plana, λ es la longitud de onda del tsunami, L es la distancia horizontal entre el inicio del talud continental, hasta la costa y β es el ángulo de la pendiente del talud.

- ***Run-Up* R :** Es la altura máxima de inundación generada por un tsunami en tierra, puede ser representado como una función del tipo $R(x)$, donde x es una longitud paralela a la costa. La Figura 1.2 muestra la configuración geométrica de este parámetro y de el resto de parámetros relacionados con el arribo de un tsunami hacia la costa.
- ***Rise Time* τ_R :** Tiempo que tarda un punto de la falla en deslizar. Comienza cuando el frente de ruptura activa la dislocación en ese punto y termina cuando se llega al deslizamiento máximo. Según Geist (1998), el *Rise Time* toma valores de entre 1-20 s en terremotos de zonas de subducción. Este parámetro está estrechamente relacionado con la velocidad de deslizamiento, ya que se cumple que:

$$\Delta u = u(t_1 - \tau_R) - u(t_1)$$

donde t_1 es el tiempo en el que se activa un punto arbitrario de la falla con respecto al tiempo de inicio de la ruptura.

1.0.2. Terremotos Lentos

La mayor parte de los terremotos presentan una proporción lineal entre la tasa de momento sísmico $\dot{M}_0(t)$ y el tiempo de duración de la ruptura. Se puede considerar que casi todos estos eventos pueden aproximar su tasa de momento como un triángulo isósceles en donde el *centroid delay* del terremoto está justo en la mitad de la base del triángulo (Duputel y cols., 2013). Sin embargo, existen algunos eventos que duran demasiado para el momento sísmico que tienen, según el trabajo de Duputel, no pueden ser aproximados por un triángulo isósceles, ya que tienen una cola demasiado larga ¹. Duputel y cols. (2013) dice que son terremotos con geometrías de falla atípicas, procesos de ruptura complejos, variaciones en la caída de tensión, o una velocidad de deslizamiento y/o de ruptura anormalmente lenta. Para efectos de este trabajo, interesa comprender estos últimos dos casos.

Una aproximación a la velocidad de ruptura de un terremoto ordinario es considerar $V_R = C\beta$, donde β es la velocidad de onda S y C es una constante adimensional que suele tomar valores de entre 0.8-0.9 (Aki y Richards, 2002). Sin embargo, hay evidencia de que existe todo un espectro en la variación que puede presentar la velocidad de ruptura de un terremoto, en donde se puede tener desde terremotos cuya velocidad de ruptura es incluso más rápida que la velocidad de ondas de cuerpo; *supershear earthquakes* (Bouchon y Karabulut, 2008), hasta terremotos cuyas velocidades de ruptura son en extremo lentas y algunos que pueden estar años generando movimiento relativo de forma continua en el plano de falla.

Desde los años 90 se han descubierto una serie de terremotos cuyos tiempos de duración son mucho mayores que los terremotos ordinarios; Los *Low-Frequency Earthquakes* (LFE), *Very-Low Frequency Earthquakes* (VLF), *Slow Slip Events* (SSE), *Episodic Tremor and Slip* (ETS) y *Silents Earthquakes*, que junto con los *Tsunami Earthquakes* (TE), descritos por Kanamori (1972), son considerados como terremotos No regulares. Todos estos eventos surgen de deslizamientos de cizalle, al igual que los terremotos regulares, sólo que tienen duraciones características más largas e irradian menos energía sísmica, o bien la mayor parte de esa energía es liberada en frecuencias menores a las que pueden registrar las bandas de frecuencia de los sismogramas. Es por esta razón que dichos fenómenos suelen estudiarse con sensores GPS. Según Ide y cols. (2007), la dependencia de la escala de velocidad de ruptura observada para estos eventos puede explicarse por un modelo constante de baja caída de tensión.

La Figura 1.3 muestra un espectro que compara la magnitud de diferentes eventos sísmicos, con los periodos de duración de cada uno de ellos. Se observa que los sismos muestran gran varianza en sus períodos característicos, la cual va entre segundos hasta años. También se tiene que entre los terremotos regulares (representados por la franja azul en la Figura 1.3) y los *Slow Earthquakes*, (Fanja rosa en la Figura 1.3), existe una sección pintada de gris, que corresponde a un Gap sísmico, en el sentido que se han detectado pocos eventos que entren en esa zona del mapa.

¹La función $\dot{M}_0(t)$ ya no tiene una forma simétrica en este caso, sino que su sección posterior al t asociado a $\max \dot{M}_0(t)$ es muy larga comparada con la sección anterior a ese punto.

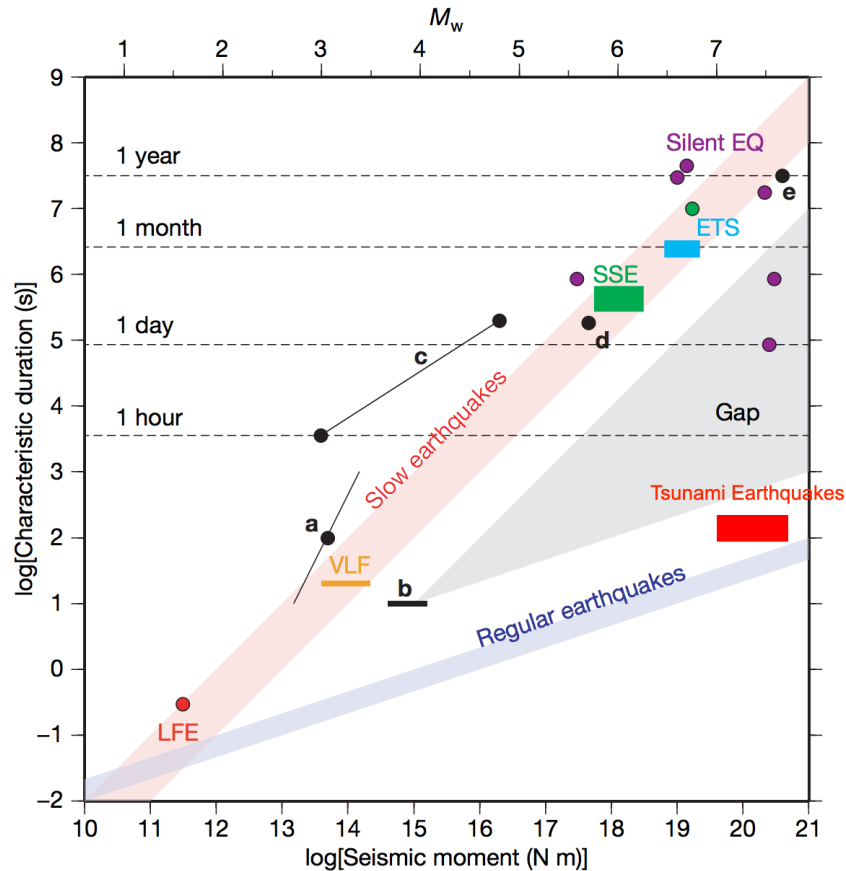


Figura 1.3: Figura obtenida del paper de Ide y cols. (2007) donde se muestra la distribución de los diferentes tipos de terremotos ordenados con respecto a su duración en función de la magnitud de momento sísmico, en una escala logarítmica. La franja roja representa los diferentes tipos de terremotos lentos o *slow earthquakes*, la franja azul, representa los terremotos ordinarios, Los círculos negros y morados son algunos terremotos lentos y *silent earthquake* respectivamente, estos fueron descritos en el trabajo de Ide. la franja roja representa los *Low-Frequency Earthquakes*, la franja amarilla, los *Very-Low Frequency Earthquakes*, y las franjas verde y azul son los *Slow Slip Events* y los *Episodic Tremor and Slip*, respectivamente. A esta figura se le fue agregado un rectángulo gris oscuro que representa la zona en donde se encuentran los *Tsunami Earthquakes* en esta gráfica.

En la sección inferior derecha de la zona pintada de gris en la figura, hay una pequeña franja más oscura que representa a los *Tsunami Earthquakes*, La ubicación que se le ha dado a estos sismos está basada en las magnitudes y tiempos de duración de los TE descritos en la literatura por varios autores, mostrados en la Tabla 1.1. Notar que si bien no hay evidencia de terremotos de grandes magnitudes y una duración del orden de decenas de minutos hasta horas, lo cierto es que tampoco existe ninguna evidencia que desmienta la existencia de estos sismos, por lo que para efectos prácticos en este trabajo se asumirá que este tipo de terremotos son totalmente plausibles, así que los siguientes capítulos se centrarán en caracterizar la cinemática de eventos con periodos comprendidos por los *Tsunami Earthquake* y los que podrían estar dentro de este Gap sísmico, del cual no hay muchos datos. Lo anterior se hará asociando las fuentes a velocidades de ruptura muy lentas de entre 1.0 a 0.1 *km/s*.

Región	Fecha	Magnitud M	M_0 [Nm]	Prof. [km]	T [s]	Fuentes
Nankai	1605/02/03	$M_s = 7.9$	6.3×10^{25}	—	—	Seno (2002)
Sanriku	1896/06/15	$M_w = 8.0$	1.2×10^{21}	0-10	100	Kanamori (1972)
Sumatra	1907/01/04	$M_s = 7.5-8.0$	$O(10^{25})$	—	—	Kanamori y cols. (2010)
Jalisco	1932/06/03	$M_w = 8.2$	1.7×10^{26}	60	—	Eissler y McNally (1984)
Aleutianas	1946/04/01	$M_w = 8.2$	2.3×10^{21}	0-10	100-150	Johnson y Satake (1997)
Perú	1960/11/20	$M_w = 7.6$	3.4×10^{20}	9	125	Pelayo y Wiens (1990)
Kuriles	1963/10/20	$M_w = 7.8$	6.0×10^{20}	9	85	Pelayo y Wiens (1992)
Kuriles	1975/06/10	$M_w = 7.5$	2.0×10^{20}	5	80-100	Pelayo y Wiens (1992)
Nicaragua	1992/09/02	$M_w = 7.7$	4.2×10^{25}	0-10	120	Satake (1994)
Perú	1996/02/21	$M_w = 7.5$	1.9×10^{20}	7-10	50	Pelayo y Wiens (1990)
Java	2006/07/17	$M_w = 7.7$	3.1×10^{25}	25.3	185	Mori y cols. (2007)
Sumatra	2010/10/25	$M_w = 7.8$	4.4×10^{25}	20.6	150	Newman y cols. (2011)

Tabla 1.1: Lista de *Tsunami Earthquakes* identificados al rededor del mundo, se muestran ordenados de forma cronológica desde 1605 hasta el 2010.

La razón por la que existe una gran variedad en cuanto a las velocidades de ruptura tiene que ver con la reología de las rocas, (Kanamori, 1972), la profundidad del evento y el grado de compactación de sedimentos en las zonas de subducción. Según Lay y cols. (2005) las bajas velocidades de ruptura de algunos terremotos puede deberse a una baja caída de tensión en la roca, lo que controlaría la velocidad del desacoplamiento. Satake (1994) concluyó que el *Tsunami Earthquake* de Nicaragua se debió en parte a que la ruptura fue generada sobre sedimentos blandos a poca profundidad bajo la fosa, y Geist (1998) considera que un bajo módulo de cizalle producto de la ruptura de sedimentos de baja acreción en la subducción cerca de la fosa también podría explicar las bajas velocidades de ruptura de los *Tsunami Earthquakes*. La característica más importante de los TE en relación a los tsunamis en el campo cercano, es el gran valor de deslizamiento anómalo asociado a estos casos. La Figura 1.4 muestra como se dispersan los datos de diferentes terremotos, en donde se observa que la cantidad media de deslizamiento de los TE es mucho mayor que el deslizamiento de otros terremotos tsunamigénicos de magnitudes comparables.

Geist (1998) explicó que las bajas velocidades de ruptura afectan directamente la excitación de las ondas sísmicas de alta frecuencia. Esto se traduce en que los *Tsunami Earthquake* se perciben menos fuertes que los terremotos con velocidades de ruptura típicas, ($\sim 2.5-3.0$ km/s , Aki y Richards (2002)), a magnitudes comparables, ya que tanto las construcciones en ciudades como la propia sensibilidad que tienen las personas a un terremoto están asociada a la energía almacenada en las altas frecuencias². En el caso de los TE la mayor parte de la energía está concentrada en las frecuencias más bajas, las cuales no son tan destructivas desde el punto de vista de la ingeniería, pero si son importantes en la formación de tsunamis. Es por este mismo motivo que las inversiones sísmicas del TE en Nicaragua, usadas para modelar el evento del año 1992, subestimaban el *Run-Up* real. Satake (1994) mencionó que

²Dicho de otra manera, la velocidad de ruptura de la mayoría de los terremotos es lo suficientemente rápida como para concentrar gran parte de la energía de estos eventos en las altas frecuencias, lo que les permite tener mayor poder destructivo, pero por otro lado no permite transferir energía al mar de forma tan eficiente como lo harían si tuviesen esa misma energía concentrada en frecuencias más bajas.

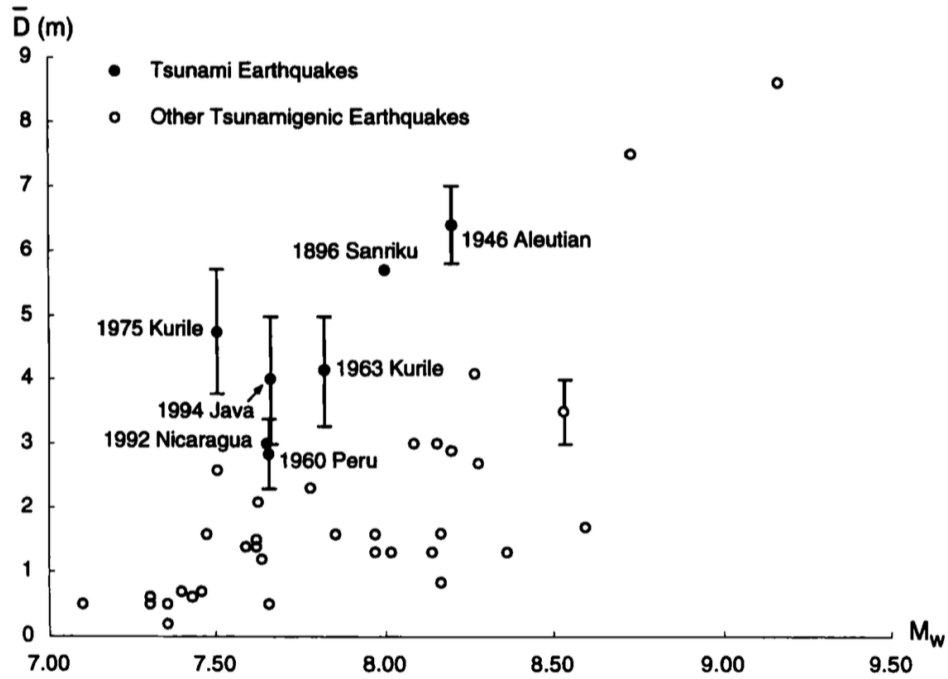


Figura 1.4: Dispersión que muestran los diferentes terremotos al comparar el grado de deslizamiento medio del tsunami generado con respecto a la magnitud de momento sísmico. Los círculos negros corresponden a *Tsunami Earthquakes* y los blancos, son otros terremotos tsunamigénicos. Se observa que los TE, en relación al resto de tsunamis generan valores anormalmente altos de deslizamiento a magnitudes comparables. Gráfico obtenido del artículo de Geist (1998).

hubo una parte de la energía del terremoto que no fue liberada en forma de ondas sísmicas, o bien parte de esa energía fue liberada en ondas de frecuencias tan bajas que estaban fuera de la banda de registro de los sismogramas; elemento que le quitó validez a las primeras inversiones, además de subestimar la energía liberada por el terremoto.

Duputel y cols. (2013) mencionó que los eventos que involucran procesos de ruptura lentos como los TE tienen valores de *centroid delay* τ_c mayores a lo esperado por su momento sísmico M_0 . También mostró que τ_c proporciona una buena estimación de la duración de la fuente y sirve para identificar este tipo de eventos. En la mayor parte de los casos se puede asumir que el tiempo de duración del terremoto τ_d es aproximadamente el doble del *centroid delay*, es decir $\tau_d = 2\tau_c$, lo cual equivale a una tasa de momento sísmico con forma de un triángulo isósceles como se ve en la parte superior de la Figura 1.5. Por otro lado, existen casos en donde la relación anterior no se cumple. Duputel y cols. (2013) habla de que para el caso del terremoto de Sumatra-Andaman del año 2004, $\tau_d \approx 3.5\tau_c$ y la función tasa de momento sísmico tendría una cola anormalmente larga. Se propuso una relación de escala que permita identificar terremotos con fuentes especiales, por lo que se definió la relación $\Delta\tau = \tau_c - \tau_r$, en donde τ_r está definido por Duputel y cols. (2013) Esto representa una duración media prevista para un M_0 dado. La idea es que la gran parte de los terremotos deberían tener un $\Delta\tau$ cercano a 0 y sólo en los casos en donde ese valor se aleje de 0, se estaría frente a una anomalía en la duración de la ruptura. En el trabajo de Duputel se explica que esta anomalía puede deberse a una velocidad de deslizamiento muy larga, variaciones en la caída de tensión,

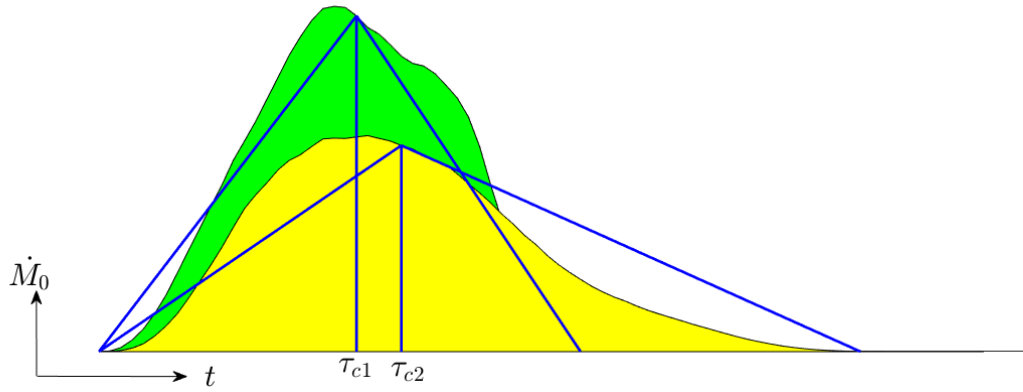


Figura 1.5: Ilustración de las diferencias en la tasa de momento sísmico de dos eventos; El evento de color verde se ajusta con un triángulo isósceles, pero el evento de color amarillo tiene una cola demasiado larga y no se ajusta con un triángulo isósceles. A pesar de que los dos terremotos tienen la misma magnitud, su *centroid delay* (τ_c) es diferente.

geometría de falla atípica o procesos de ruptura complejos.

En el trabajo de Duputel y cols. (2013) se propone que el uso de $\Delta\tau$ permite identificar *Tsunami Earthquakes* de manera rápida en tiempo real.

1.0.3. Relación Entre Terremotos Lentos y Tsunamis

Como ya se explicó anteriormente, los tsunamis son un tipo de ondas de gravedad que se generan producto de fenómenos extremos como terremotos o erupciones volcánicas, dicha fuente crea una perturbación en la superficie del mar, que se puede entender como una inestabilidad gravitacional, por lo que buscará un nuevo estado de equilibrio, deformándose y propagándose en forma de onda.

Hay varios aspectos de la génesis de un tsunami que ya han sido estudiados, uno de ellos es que en el momento de la deformación del fondo marino, la acción de la deformación vertical tiene una mayor importancia que la horizontal, por lo que desde el punto de vista de la modelación, casi siempre se puede despreciar la deformación horizontal que la fuente produce. Una vez que la superficie del mar fue perturbada debido a la fuente tsunamigénica, (que hasta el momento podría tratarse tanto de un terremoto, como de un *landslide*, meteorito, etc), el frente del tsunami se propagará a una velocidad en mar abierto de $c = \sqrt{gh}$, donde g es la aceleración de gravedad y h la profundidad del agua.

Esta relación tiene algunas importantes como que si asumimos una profundidad media del océano de 4000 m , entonces se puede decir que un tsunami se mueve a una velocidad de más de 712 km/h en mar abierto. Sin embargo, una vez que las ondas del tsunami se acercan a la costa, disminuye su velocidad de fase a medida que la profundidad del agua decrece, lo que cambia el comportamiento del frente de ondas, haciendo que las secciones del frente que están sobre aguas más profundas viajen más rápido, mientras que aquellos que estén sobre aguas más someras, viajen más lento, esto deforma el frente del tsunami, curvandolo de tal manera que tome la forma de la línea de costa. En otras palabras, el frente de ondas del tsunami se curva hasta tomar una dirección perpendicular a la línea

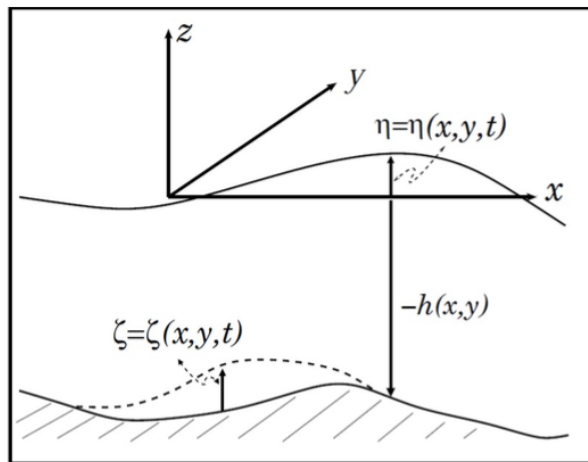


Figura 1.6: Esquema de las variables usadas en fuente de un tsunami aplicadas en el modelo de aguas someras. En la figura $-h$ representa la profundidad, η es la superficie libre y ζ es el fondo oceánico deformado.

de costa en cada punto.

Por el principio de conservación de energía, a medida que el tsunami se acerca a la costa, la pérdida de velocidad que sufre el frente de ondas es compensado con un aumento en la amplitud del mismo. Es por esta razón que los tsunamis no son tan peligrosos para los barcos en mar abierto, pero sí lo son en la costa; las mayores amplitudes que tendrán las olas están en el borde de la playa. Una vez que el tsunami inunda la costa, el comportamiento de este se vuelve no lineal, ya que en parte, implica la consideración de la fricción del suelo en el proceso de inundación, además de la suposición de que la longitud de onda del tsunami tiene que ser mucho mayor a la profundidad del agua.

Desde el punto de vista de la física matemática, los tsunamis pueden ser estudiados usando el modelo de aguas someras. Este conjunto de ecuaciones describe aquellos fluidos que cumplen con el supuesto de que la componente horizontal que los representa, es mucho más importante que la componente vertical, esto llevado al contexto de los tsunamis implica que la longitud de onda λ , la cual es del orden de decenas a cientos de km en mar abierto, es mucho más grande que la profundidad media del océano ($\lambda \gg h$). Si tomamos a $\vec{u}(x, y, t) = (u, v, w)$ como el campo de velocidades del agua, $h(x, y)$ la profundidad del agua, $\eta(x, y, t)$ la superficie libre del océano y $\zeta(x, y, t)$ como la forma del fondo del mar, las ecuaciones de aguas someras se escriben como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [u(\eta - (\zeta - h))] + \frac{\partial}{\partial y} [v(\eta - (\zeta - h))] = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (1.3)$$

La Figura 1.6 muestra un esquema visual de como es la geometría aplicada en el modelo de aguas someras. A continuación se muestran algunos argumentos del porqué en la mayoría de los estudios relacionados con tsunamis generados por terremotos, se prefiere trabajar con una fuente que genere una deformación instantánea en la superficie del mar, en vez de una que considere la variación temporal de la deformación de la superficie del fondo.

Si consideramos que el fluido es irrotacional $\nabla \times \vec{u} = \vec{0}$, se puede demostrar que existe un potencial que cumple que $\nabla \varphi = \vec{u}$. Si esto es reemplazado en la ecuación de continuidad de los fluidos $\nabla \cdot \vec{u} = 0$, se llega a la ecuación de Laplace $\nabla^2 \varphi = 0$. Siguiendo el procedimiento de Kervella y cols. (2007), se puede reemplazar este potencial en la Ecuación 1.1, la Ecuación 1.2 y la Ecuación 1.3. Luego se linealiza el set de ecuaciones y se desprecian los términos de segundo orden o superior:

$$\nabla^2 \varphi = 0 \quad \forall \vec{x} \in \mathbb{R}^2 \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -g\eta \quad \text{en } z = 0 \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad \text{en } z = -h \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = -g \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad \text{en } z = 0 \quad (1.7)$$

Este sistemas de ecuaciones se conoce como el modelo del potencial de aguas someras linealizado, donde la Ecuación 1.5, la Ecuación 1.6 y la Ecuación 1.7, son las condiciones de borde del problema. Si asociamos este modelo con una condición inicial de tipo *generación activa*, es decir asumimos causalidad en el proceso de como la compresión del agua, generado por medio de la deformación del fondo oceánico, provoca la perturbación en la superficie libre, (lo que equivale a asumir que la deformación de la superficie libre del agua no ocurra de forma instantánea), es decir:

$$\zeta(x, y, 0) = 0 \quad (1.8)$$

$$\eta(x, y, 0) = 0 \quad (1.9)$$

y resolviendo el sistema de ecuaciones linealizado anterior, se obtiene que:

$$\hat{\eta}(k_x, k_y, t) = \frac{\hat{\zeta}_0(k_x, k_y)}{\cosh(kh)} \cos(\omega t) H(t) \quad (1.10)$$

Lo cual es el comportamiento de la forma de la superficie libre para un tiempo posterior a $t = 0$. Por otro lado, si se asume una condición inicial pasiva, es decir que se asuma una transferencia de deformación instantánea desde el fondo del mar hasta la superficie libre:

$$\eta(x, y, 0) = \zeta_0(x, y) \quad (1.11)$$

con $\zeta_0(x, y) = \lim_{t \rightarrow \infty} \zeta(x, y, t)$ y se resuelve el sistema linealizado anterior, obtenemos:

$$\hat{\eta}(k_x, k_y, t) = \hat{\zeta}_0(k_x, k_y) \cos(\omega t) \quad (1.12)$$

Se puede ver que la Ecuación 1.10 y la Ecuación 1.12 son iguales salvo por el factor $F(k) = 1/\cosh(kh)$. Este factor actua como un filtro pasa-bajo en espacio de número de onda, que suaviza la deformación del fondo del mar en la superficie. La Figura 1.7 muestra la diferencia entre la función $\eta(x, y, t)$ construida a partir de la generación pasiva versus la generación activa. Puede verse que casi no hay diferencias en las formas de onda. La mayor parte de los tsunamis generados por terremotos logra ser representados usando generación pasiva, ya que el modelamiento numérico de tsunamis defuente activa es computacionalmente más costoso, (Kervella y cols., 2007).

Kajiura (1970) dedujo un modelo analítico para calcular la forma de onda de tsunamis generados por deformación de la corteza, considerando la evolución temporal de la misma.

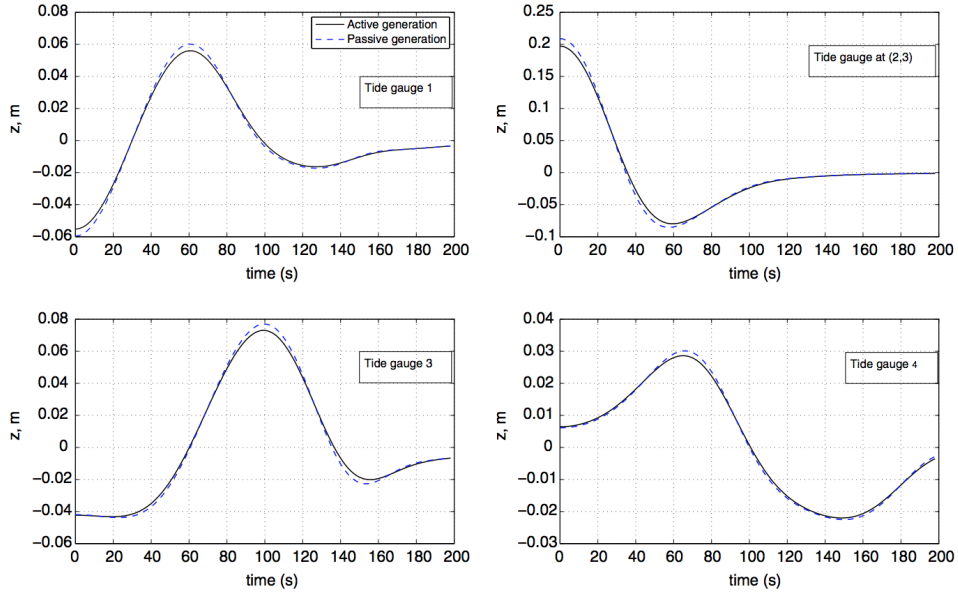


Figura 1.7: Diferencias en la superficie del mar para una fuente activa versus una pasiva, figura obtenida de trabajo de Kervella y cols. (2007).

Se examina el proceso de transferencia de energía desde el fondo del mar hasta la superficie en relación a la duración de la ruptura y se concluye que si la duración del movimiento

es menor a unos segundos (del orden de 1 a 3 minutos), esta puede asumirse como instantánea, ya que no existen grandes diferencias en el traspaso de energía para diferentes escenarios y por lo tanto no hay gran diferencia en el comportamiento del tsunami, (Fujii y Satake, 2007). También se observó que en estos casos se pierde energía en el proceso de compresión del agua de mar (ondas sonoras), la cual llega a ser incluso mayor a la energía transferida a las ondas de gravedad. Esto implicaría que en la mayoría de los casos el traspaso de energía desde un terremoto a un tsunami, sería un proceso poco eficiente, ya que se perdería esa energía creando ondas de compresión del agua (ondas acústicas), en vez de generar ondas de gravedad (tsunamis).

Otra forma de entender esto sería que la mayor parte de los terremotos no logran excitar bien las amplitudes de los tsunamis, es decir que no logran generar resonancia. En el trabajo de Kajiura (1970) se asumieron velocidades de ruptura de entre 2.5-3.0 km/s y sus resultados muestran que estas velocidades no generan tsunamis eficientes, desde el punto de vista del traspaso energético. Como la mayor parte de los terremotos están representados por este rango de velocidades³, después de este trabajo en la modelación de tsunamis se comenzó a asumir que las fuentes sismogénicas generaban una deformación instantánea en el fondo del mar.

³En el trabajo de Todorovska y Trifunac (2001) se menciona que en la mayoría de los casos la velocidad de ruptura de los terremotos tsunamigénicos suele ser de un orden de magnitud mayor a la velocidad de propagación de las ondas del tsunami: ($\bar{V}r = 3.0 km/s$, mientras que $c = 0.01-0.25 km/s$).

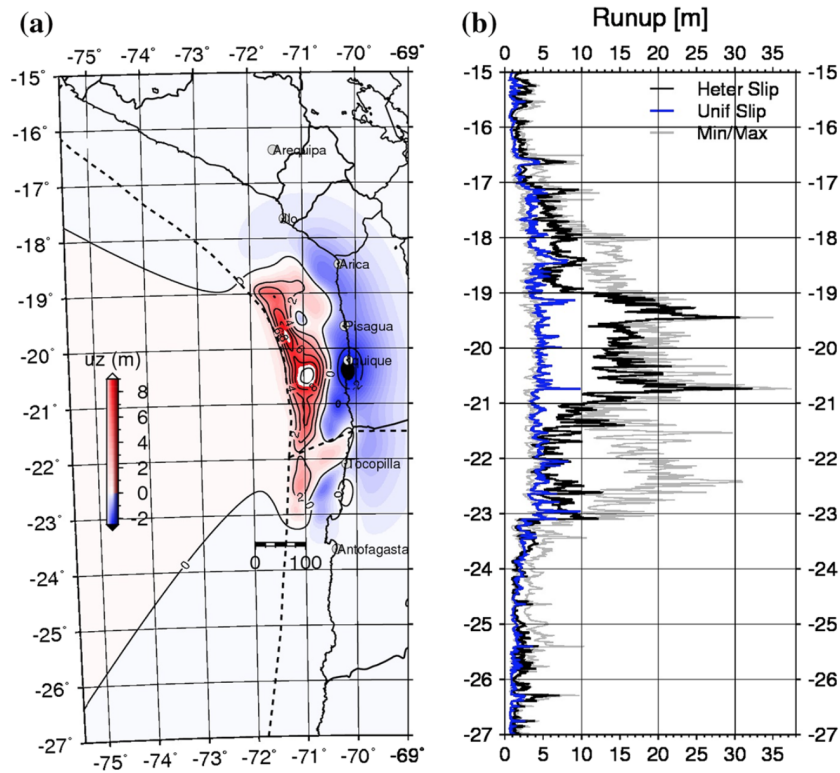


Figura 1.8: Figura de Ruiz y cols. (2015) que muestra en (a) la deformación de la componente z de la superficie del fondo marino generada por un terremoto estocástico, (b) es el *Run-Up* generado en el campo cercano al terremoto para una fuente homogénea y otra heterogénea-estocástica. puede verse que en el caso de la fuente heterogénea las amplitudes más grandes están directamente frente a la zona de mayor deformación.

Por otro lado, no está claro como es la respuesta de los tsunamis a terremotos cuyas velocidades son menores a 1.5 km/s y en concordancia con lo explicado anteriormente acerca de los terremotos lentos, es importante saber si estos fenómenos generan tsunamis que se comporten de la misma forma que los mostrados por Kajiura (1970). En el presente trabajo se estudiará como es la interacción entre el agua y la deformación del fondo del mar provocada por este tipo de fuentes. Esto implica romper la hipótesis de deformación instantánea y generar modelos de tsunamis que consideren la evolución cinemática de la propagación de rupturas.

El modelamiento de la fuente de tsunamis puede dividirse en dos tipos principales: (1) El desarrollo temporal de la deformación de la fuente, el cual puede subdividirse en fuente instantánea o no instantánea y el paso de energía a la superficie puede describirse usando la modelación pasiva o activa⁴. (2) La modelación de la deformación espacial debida al terre-

⁴En el Capítulo 2 y 3 de este trabajo se muestra un modelo de tsunamis con fuente pasiva, en el sentido de que la deformación de la superficie libre ocurre de forma instantánea por cada estado de perturbación en el fondo, pero como se tiene un modelo de fuente cinemático, existen muchos *snapshots* asociado con el proceso temporal de la deformación del fondo del mar, por lo que la superficie libre del agua será perturbada por cada uno de los *snapshots* que representen la deformación provocada por el terremoto.

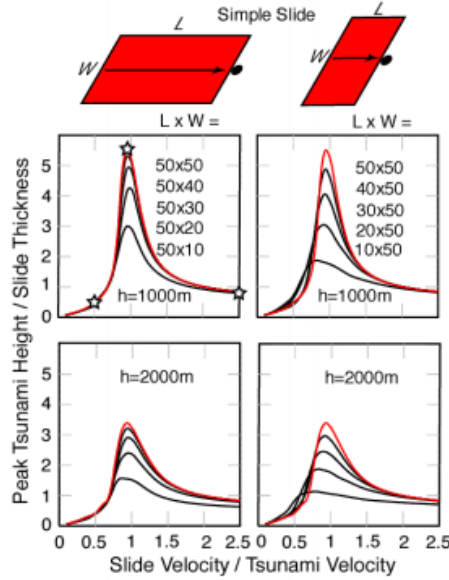


Figura 1.9: Espectro de amplitudes (en m) de ondas de tsunami generadas para diferentes velocidades de flujos usadas por Ward (2001), los cuales son mostrados como rectángulos de largo L y ancho W variables. Los flujos con $W < L$ están representados en la primera columna, y los flujos con $W > L$ están en la segunda columna. También considera dos espesores de flujo, uno de $h = 1000$ m en la fila superior y $h = 2000$ m para fila inferior. Las velocidades de deslizamiento demasiado rápidas o demasiado lentas son ineficaces para formar un tsunami y el peak se logra con velocidades de deslizamiento similares a c (en km/h). Las estrellas representan las condiciones extremas que juegan en la formación de un tsunami, las de los extremos, son condiciones ineficientes y la del peak, es la condición óptima.

moto. Trabajos como el de Geist (2002) mostraron la relación que hay entre la deformación espacial de la fuente y el *Run-Up* generado por tsunamis en el campo cercano. En este trabajo se observó el impacto de una distribución no uniforme de la deformación del fondo del mar en la modelación de tsunamis más realistas, ya que fuertes heterogeneidades del campo de distribución de deslizamiento co-sísmico trae como consecuencia grandes variaciones en la amplitud del tsunami en el campo cercano y variaciones en la forma de onda de dicho tsunami. Geist (2002) propone que un modelo de fuente estocástica como los construidos por Herrero y Bernard (1994) o Mai y Beroza (2002) pueden ser prácticos para representar estas variaciones.

Plafker (1997) planteó una ley empírica que propone que si no hay cambios abruptos a lo largo de la línea de costa, la amplitud del *Run-Up* máximo está en el orden del deslizamiento máximo y no puede ser más del doble del peak co-sísmico. La Figura 1.8 muestra una simulación numérica realizada por Ruiz y cols. (2015) de un terremoto hipotético $M_w = 9.0$, generado en el Norte de Chile con una fuente estocástica de tipo k^{-2} . En la figura se puede ver la relación directa que hay entre la deformación provocada por el terremoto de carácter estocástico y el *Run-Up* del tsunami en el campo cercano a la fuente. Se observa que una distribución espacial del slip heterogénea genera una distribución de *Run-Up* que también es irregular, lo que provoca que hayan zonas en las que la altura máxima de la inundación sea mayor a lo esperable si se tuviese un slip uniforme y también zonas en las que las alturas de la inundación sean despreciables, a esto también se le suma el efecto de la batimetría, el

cual tiene más impacto en las amplitudes del *Run-Up* para los casos con fuentes instantáneas.

Con respecto a la importancia del desarrollo temporal de la fuente, existen precedentes del impacto de la velocidad de levantamiento del fondo oceánico, relacionado con *landslides*; Ward (2001) desarrolló modelos numéricos de este tipo de fenómenos en donde comparó las amplitudes de las ondas de tsunami con respecto a la velocidad a la que se movía el frente del flujo de escombros. Sus resultados pueden verse en la Figura 1.9 y lo que muestran es que la amplitud del tsunami puede tener tres tipos de comportamientos dependiendo de la velocidad a la que se mueva su fuente.

Si el frente del *landslide* se mueve a una velocidad V_r menor a la velocidad de fase de ondas de tsunami c , entonces la amplitud de tsunami es nula, por lo que se concluye que no hay traspaso de energía desde el sistema tierra al agua. Si se tiene el caso en el que el *landslide* se mueve a una velocidad mayor a la velocidad de ondas del tsunami $c \ll V_r$, entonces la amplitud inicial tendería a parecerse al espesor del *landslide* y finalmente, si las velocidades del tsunami y del *landslide* se vuelven comparables $c \approx V_r$, entonces se genera un efecto de resonancia en el que las amplitudes del tsunami podrían amplificarse hasta 5 veces con respecto a un caso de deformación instantánea. Lo anterior puede escribirse en función del número de Froude, el cual relaciona la velocidad de fase de una onda larga $c = \sqrt{gh}$, con la velocidad media del flujo de escombros submarino V_r . (g es la gravedad y h la profundidad del mar):

$$F_r =: \frac{V_r}{c(h)} \quad (1.13)$$

Todorovska y Trifunac (2001) muestran una primera aproximación a la modelación de tsunamis considerando fuentes sismológicas transientes. En el trabajo se concluye que el supuesto de asumir una ruptura instantánea no es valido si la velocidad de ruptura se mueve entre 0.1-1.0 *km/s*. Al igual que en el trabajo de Ward (2001),

se concluye que la máxima excitación de las amplitudes del tsunami se generan cuando la velocidad de fase del agua se iguala a la velocidad del frente de ruptura, que sería el equivalente a la velocidad del frente del *landslide* para el caso de Ward. En el trabajo de Todorovska y Trifunac (2001) se explica que esta amplificación ocurre cuando se apila el fluido elevado sobre el fluido desplazado en la misma columna de agua. El fluido desplazado se mueve producto del contacto con el fluido que asciende en el segmento anterior, esto se daría cuando las velocidades de fase del tsunami y la velocidad de ruptura son iguales. En el caso en el que el tsunami es más rápido que el levantamiento del fondo marino, la onda inicial “escaparía” delante del agua ya perturbada y no se produce la amplificación.

Fuentes y cols. (2018) estudió el comportamiento del *Run-Up* de un tsunami, considerando variaciones en los parámetros temporales de la fuente, como el *Rise Time* τ_R y la Velocidad de Ruptura V_R a través de la construcción de un modelo analítico $1 + 1D$. Encontró que un aumento en el *Rise Time*, genera disminuciones en el *Run-Up*, y que para velocidades de ruptura de terremotos del orden de 0.1-0.5 *km/s* puede existir amplificación de hasta 5 veces en el *Run-Up*. Esto podría explicarse por el fenómeno de resonancia y se daría cuando las

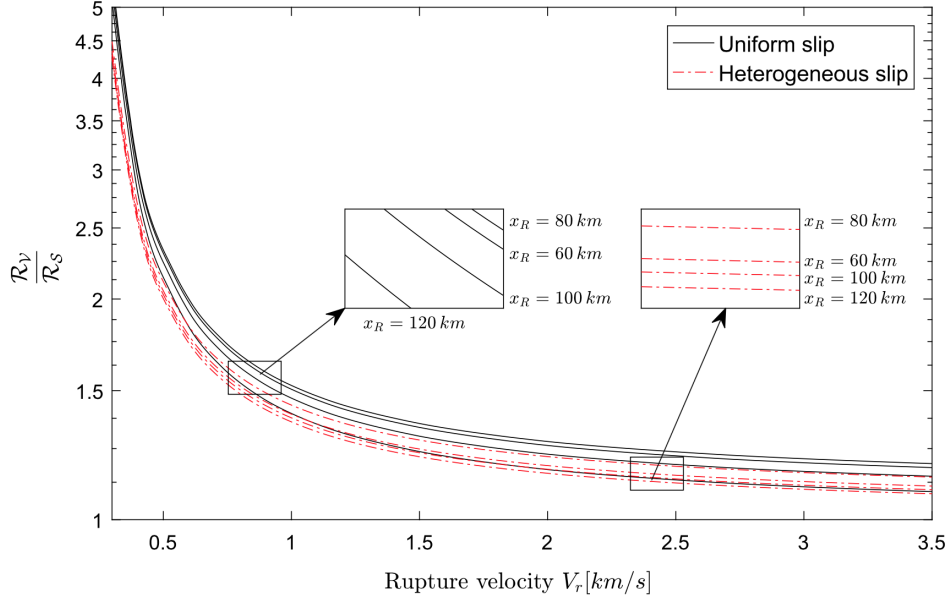


Figura 1.10: Relación entre la tasas de amplificación del *Run-Up* con respecto a la variación en la Velocidad de Ruptura, para modelos con deslizamiento homogéneo y heterogéneo, considerando distintas posiciones del origen de la fuente x_R . Puede notarse que hay un aumento considerablemente fuerte en la amplificación del *Run-Up* entre velocidades de 0.1-0.5 km/s . Figura obtenida del trabajo de Fuentes y cols. (2018).

velocidades de ruptura se acercan a las velocidades de onda del tsunami.

De lo anterior se puede encontrar un nexo entre los estudios de Ward (2001) y los resultados de Fuentes y cols. (2018), ya que ambos trabajos hablan del comportamiento del tsunami al considerar variaciones en la velocidad de la fuente. Los resultados de Fuentes y cols. (2018) podrían explicar el comportamiento de un tsunami frente a un terremoto de tipo *Tsunami Earthquake*. Por lo que el paso siguiente sería preguntarse si estas velocidades de ruptura son realistas, incluso para el caso de terremotos lentos, Este aspecto será retomado más adelante.

La Figura 1.10 y la Figura 1.11 muestran como se relaciona el *Run-Up* con la velocidad de ruptura y el *Rise Time* en el campo cercano según el modelo analítico de Fuentes y cols. (2018). En este trabajo se consideró un modelo analítico que muestra la amplificación del *Run-Up* para una tasa de movimiento lenta a lo largo de la dirección del dip δ . El tratamiento de las ecuaciones se hace complejo en dos dimensiones, es por este motivo que para entender como es el comportamiento del tsunami en un terremoto lento, es importante considerar modelos numéricos que muestren este desarrollo en dos dimensiones, el cual será el foco de este trabajo.

Notar que existen evidencias y antecedentes de que varios de los tsunamis más catastróficos podrían estar asociados a velocidades de ruptura lentas, y que esta gran amplificación debe estar relacionada al efecto de resonancia entre la tierra y el océano. En la siguiente sección

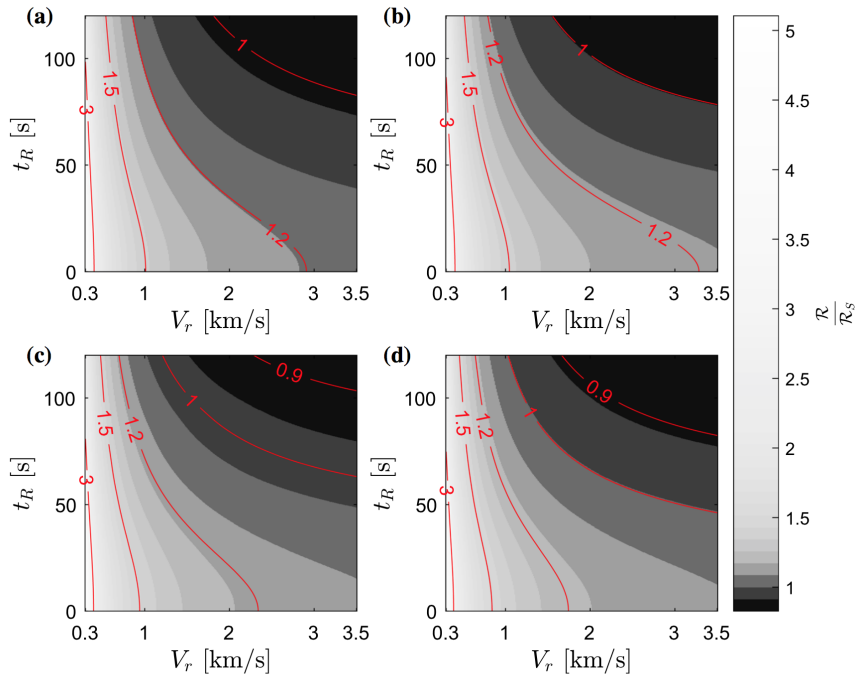


Figura 1.11: Relación completa entre la tasa de crecimiento del *Run-Up*, con respecto a la velocidad de ruptura y el *Rise Time*. Para cuatro modelos en los que se consideran cuatro posiciones de la fuente x_R , con respecto a la costa. Las curvas de nivel rojas corresponden a diferentes zonas de tasa de *Run-Up* constante. La amplificación del *Run-Up* llega hasta 5 veces su valor original. Figura obtenida del trabajo de Fuentes y cols. (2018).

se mostrarán los casos de motivación del trabajo; El del terremoto de Nicaragua de 1992 y el del terremoto de Sumatra-Andaman en el año 2004.

1.0.4. Motivación para estudiar fuentes no instantáneas de tsunamis

Existe evidencia histórica de terremotos que generaron tsunamis más destructivos de lo esperado. Algunos de estos entran en la definición de *Tsunami Earthquake*, pero esto no ocurre en todos los casos. Abe (1979) estudió 65 grandes terremotos tsunamigénicos generados entre los años 1837 y 1974, de los cuales el 10% resultaron ser generados por fuentes anormalmente largas al ser compararlas por su magnitud M_s . Algunos ejemplos de terremotos que cumplen con estas características son el de Sanriku en 1896, Kamchatka en 1923, Islas Unimak en 1946, Islas Kurile en 1963 y Filipinas en 1968. En este trabajo se lograron identificar cuatro *Tsunami Earthquakes*: Aleutianas 1946, Perú en 1968, Kirile en 1963 y 1975.

Como ya se explicó anteriormente, el ejemplo clásico de *Tsunami Earthquake* es el terremoto de Nicaragua en el año 1992. Este terremoto fue considerado como un evento poco usual para los estándares en zonas de subducción. Generó un tsunami más grande a lo esperado por su intensidad, tuvo una magnitud de $M_s = 7.2$, pero su periodo de atenuación era anormalmente largo ($T \approx 100$ s), y la magnitud de momento (M_0) estimada por modelos tsunamigénicos, daba un orden de magnitud mayor a lo obtenido de modelos de inversión

sismológicos. La intensidad percibida por la población fue de III, pero la altura de las olas fue de hasta 9 m, lo cual estaría más asociado a sismos con magnitud $M = 8$.

Satake (1994) encontró la forma de reconciliar las discrepancias entre modelos de inversión sismológicos y de tsunamis. En su trabajo se propone que los sedimentos en la fosa frente a Nicaragua están completamente subductados y por tanto el contacto entre placas está lleno de dichos sedimentos. Basándose en las observaciones de Okal (1988), quien dijo que una fuente tsunamigénica en capas sedimentarias poco profundas puede generar un tsunami mayor al caso en el que no hayan sedimentos, Satake propuso que el terremoto de Nicaragua fue una ruptura lenta generada en fallas superficiales sobre los sedimentos que están presumiblemente ya subductados. Imamura y cols. (1993) concluye que la velocidad de ruptura de este terremoto fue de entre 1.5-1.8 km/s, lo cual lo clasificaría como un *Tsunami Earthquakes*.

Otro ejemplo más actual es el que se dio en el Sur-Este asiático, entre Sumatra y las Islas Andaman en el año 2004-2005. Estos dos sismos rompieron, en su conjunto una superficie de más de 1600 km y alcanzaron una magnitud de $M_w = 9.1-9.3$, en el caso del terremoto de Diciembre del 2004, y $M_w = 8.6$, para el terremoto de Marzo del año 2005 (Lay y cols., 2005). El evento del 26 de Diciembre del año 2004 es de sumo interés para la comunidad científica, ya que es el tercer terremoto más grande registrado en la historia y aun existe incertidumbre acerca de las características de la ruptura. Fue un terremoto con una duración de más de 500 segundos, asociado a una ruptura compleja (Duputel y cols., 2013). Este sismo también estuvo asociado a un tsunami que destruyó toda la costa oriental del Océano Indico y se le ha considerado como el más devastador de toda la historia, matando a más de 260,000 personas, según <https://www.bbc.com/news/world-asia-30602159>.

Los terremotos de 2004 y 2005 rompieron el límite entre la placa Indo-australiana y la placa Euroasiática (la cual está segmentada en los subplacas de Birmania y Sunda). estas dos placas principales tienen un movimiento relativo promedio de 40-50 mm/año (Lay y cols., 2005). Existe una convergencia oblicua entre la placa Indo-australiana y las subplacas de Birmania y Sunda, en donde se destaca que la fosa de Andaman, ya que tiene un movimiento oblicuo con una tasa de convergencia de 14 mm/año. La Figura 1.12 muestra la geometría de los límites de placa entre la placa Indo-Australiana y la placa Euroasiática, la ubicación y área de ruptura de algunos terremotos históricos y los epicentros de los eventos del 2004-2005. Todos los grandes sismos anteriores al del 2004 ocurrieron al Sur-Oeste de la zona de ruptura de este terremoto, además en los 40 años anteriores hubo poca sismicidad dentro de los 100 km de fosa en la región entre los epicentros del 2004 y de 1881.

Algunos estudios como el de Ammon y cols. (2005) mostraron inversiones de datos sismológicos y los compara con datos de GPS, lo que se obtuvo fue que hay grandes discrepancias entre los datos observados con GPS y las inversiones, ya que las modelaciones subestiman el desplazamiento registrado con GPS, esto puede observarse en especial en la zona Norte de la ruptura. Ammon y cols. (2005) piensan que el deslizamiento fue muy lento en esa zona y la mayor parte de la energía fue liberada más allá de la banda de registros de los sismo-

gramas, lo que explicaría el hecho de que los datos observados no fueron representados por la inversión. Los autores concluyen que la zona de ruptura puede dividirse en tres secciones (ver Figura 1.13), en donde la zona más hacia el Sur estaría bien acoplada, la zona central estaría levemente acoplada y la zona Norte estaría poco acoplada.

Lay y cols. (2005) analizaron ondas de cuerpo y superficiales, donde concluye con que la mayor parte del deslizamiento liberado esta en la zona Sur y que el modelo sismológico no explica todas las observaciones de desplazamiento tomadas con GPS, las restricciones geodésicas requieren dos o tres veces más deslizamiento en la zona Norte del que se obtiene con las inversiones. Lay y cols. (2005) sugieren que la ruptura en el Norte fue de largo período y se concluye que el terremoto de Sumatra-Andamar fue un proceso de ruptura complejo que involucró variaciones en las amplitudes del deslizamiento, velocidad de ruptura y *Rise Time*.

Lay y cols. (2005) también menciona el caso de lo que pasó en la Bahía de Bengala, en esta gran zona que comprende casi todo el arco que hay entre Sri Lanka y el Norte de Indonesia,

el terremoto fue percibido por la población con una baja intensidad de entre II-IV. Pero el tsunami que llegó a toda la bahía tubo grandes amplitudes que variaron entre 4-48 m (Choi

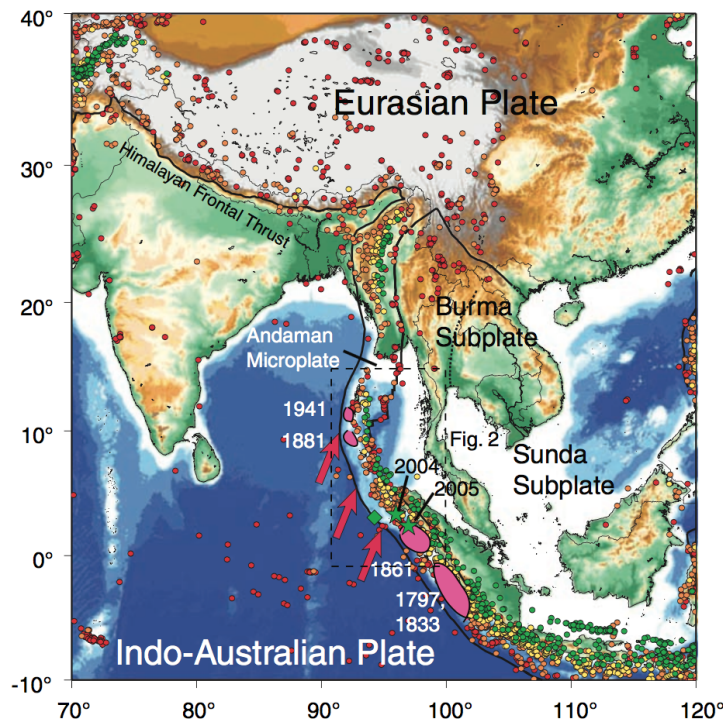


Figura 1.12: Contexto sismotectónico de la zona del Sureste asiático. La figura muestra los límites de placa Indo-Australiana y Euroasiática, con las dos subplacas de Birmania y Sunda, también se muestra la ubicación de terremotos históricos con sus superficies de ruptura (superficies color purpura) y los dos eventos del 2004-2005 (estrellas verdes). Los círculos de colores son la sismicidad de la zona donde cada color representa una profundidad diferente asociada al hipocentro de dichos eventos. Figura obtenida de Lay y cols. (2005)

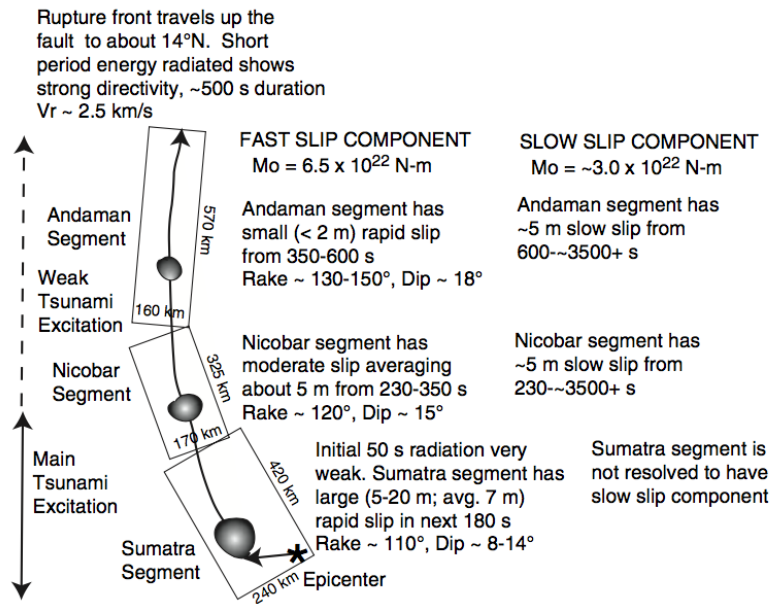


Figura 1.13: Ilustración de los tres segmentos de la ruptura del terremoto de Sumatra-Andaman del año 2004, se muestran sus parámetros de falla generales y las dimensiones de cada segmento. También se muestra como habría sido el proceso de ruptura, con los tiempos estimados en cada sección de la falla y el momento sísmico M_0 liberado en cada parte de la ruptura. La figura fue obtenida del trabajo de Lay y cols. (2005).

y cols., 2006). Esto podría deberse a que la energía sísmica de la zona Norte no se liberó en altas frecuencias, por lo que la población no logró sentir el terremoto con gran intensidad, por el contrario, el terremoto habría liberado gran cantidad de energía en bajas frecuencias, las cuales son más sensibles para los tsunamis, logrando mayores amplitudes producto del transporte eficiente de energía que habría entre el sistema tierra y agua. Por otro lado, Lay y cols. (2005) concluye que los tiempos de ruptura que habría tardado en deslizar toda la zona Norte, estarían en el rango de entre 600-3500 s.

Considerando que la longitud de esta zona mide aproximadamente 570 km⁵, entonces podríamos estar hablando de que las rupturas tuvieron un rango de velocidades de entre 0.1-0.9 km/s en esta zona. De ser así la ruptura se habría generado dentro del rango de amplificación que tendrían los tsunamis de hasta 5 veces en el *Run-Up*, según lo explicado anteriormente por Fuentes y cols. (2018). Aun existe una discusión abierta al respecto, ya que otros autores como Ishii y cols. (2005), quienes generaron imágenes del proceso de ruptura a partir de ondas de cuerpo, no encontraron evidencia que apoye la hipótesis de que hubo un deslizamiento lento en la zona Norte de la ruptura.

⁵Esto se muestra en la Figura 1.13

Capítulo 2

Modelo Cinemático de Generación de Terremotos

Han sido variados los modelos que estudian la física de un terremoto, desde una construcción de tipo *forward*¹, donde se destacan aquellos que analizan el proceso de ruptura y los que examinan el medio en el cual se propagan las ondas. Varios modelos tratan de acoplar estas dos características para estudiar tanto la fuente como el medio en el que se mueven las ondas del sismo. Para efectos de esta investigación, interesa comprender la física de la fuente del terremoto, donde se destacan tres grupos de modelos; los de fuente estática, de fuente cinemática y los modelos de fuente dinámica. Se procederá a explicar brevemente algunas de sus características, para luego mostrar como fueron utilizados en este trabajo.

Los modelos de fuente estática se centran en entender las características espaciales de la ruptura. Estudian la distribución de deslizamiento Δu en una geometría de falla arbitraria, por lo que no se considera la descripción temporal de la misma. Existen varios tipos de modelos que se ocupan de especificar dicho comportamiento espacial, los más simples consisten en un plano de falla con deslizamiento uniforme, es decir $\Delta u = cte$, pero también hay otros modelos que intentan construir un Δu cuya distribución conserve algunas propiedades físicas de los terremotos. Un ejemplo clásico de esto es el modelo de Herrero y Bernard (1994), quienes desarrollaron una distribución espacial de deslizamiento estocástico que considera que el espectro de número de onda, obtenido a través de una transformada de Fourier espacial sobre el deslizamiento, tiene un decaimiento del tipo $\Delta \tilde{u}(\vec{k}) \propto k^{-2}$, en donde la componente aleatoria del modelo depende del número de onda k . Este fue el primer modelo de tipo k^{-2} auto-similar de la fuente,

¹Nos referimos a modelos directos, en los que a partir de ciertos parámetros como el *Rise Time* τ_R , la Velocidad de Ruptura V_R y el Momento Sísmico M_0 , reconstruimos la distribución espacio-temporal del deslizamiento Δu o tasa de momento $\dot{M}_0(t)$, también existen modelos *backward* o modelos inversos, en los que a partir de la distribución de deslizamiento y momento sísmico, se recuperan los parámetros τ_R , V_R , etc.

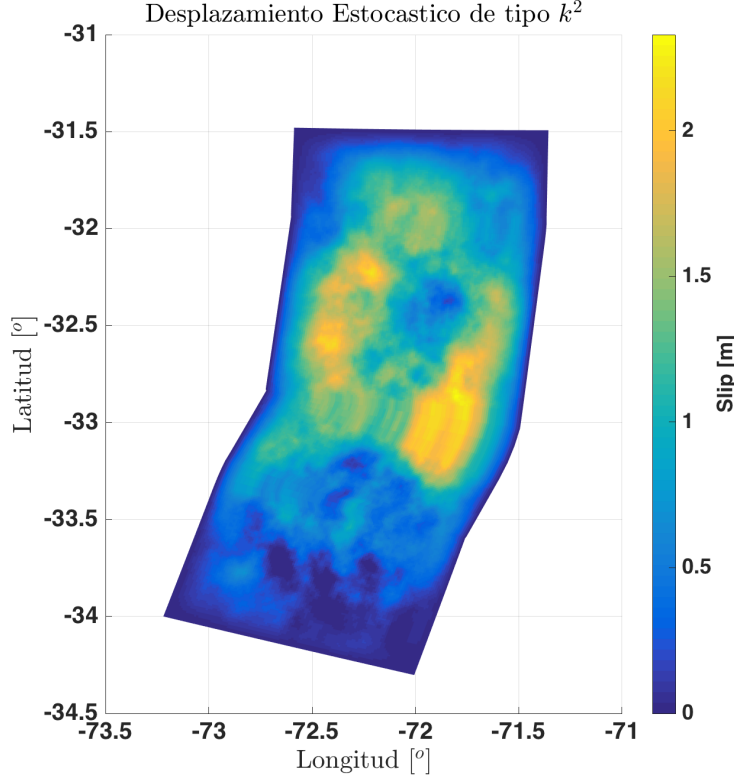


Figura 2.1: Ejemplo del deslizamiento Δu estocástico con decaimiento k^{-2} descrito por Herrero y Bernard (1994) para un terremoto hipotético de magnitud $M_w = 7.8$ en una superficie de falla ajustada para el slab en la zona Centro-Norte de Chile, frente a la región de Valparaíso.

$$\Delta \tilde{u}(\vec{k}) \propto \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^2} e^{i\varphi(k)} \quad (2.1)$$

donde $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$, con $k_x = \frac{2\pi}{L}$, $k_y = \frac{2\pi}{W}$ y $k_c = \frac{2\pi}{L_c}$ es el número de onda de esquina, finalmente L_c es la longitud de falla característica. Este modelo estático-estocástico-autosimilar se basa en las observaciones de Andrews (1980), quien demostró que si la amplitud del espectro de deslizamiento cae como k^{-2} , en el dominio del número de onda, entonces la fuente irradiará un espectro de deslizamiento en el campo lejano que decaerá como ω^{-2} , según lo mostrado por Aki (1967). La Figura 2.1 muestra un ejemplo del uso de este modelo de deslizamiento estático-estocástico para un evento de magnitud $M_w = 7.8$ sobre un plano de falla con geometría irregular.

Otro modelo estático similar al anterior es el de (Mai y Beroza, 2002), quienes desarrollaron un modelo del deslizamiento espacial en un terremoto, basándose en modelos de ruptura de fallas. La distribución de deslizamiento es modelada como un campo aleatorio espacial en el que el espectro de potencial de la distribución de Δu puede ser descrito como un decaimiento de ley de potencia que sigue una distribución de tipo Von Karman. El deslizamiento

del modelo también puede ser representado por la expresión mostrada en la Ecuación 2.1, sólo que en este caso se tiene que el número de onda k , de carácter estocástico, está definido por $k = \sqrt{a_x^2 k_x^2 + a_z^2 k_z^2}$, en donde a_x y a_z son longitudes características que dependen de la magnitud.

Estos dos modelos estáticos de la distribución de deslizamiento han sido usados ampliamente en la literatura, por trabajos como Bernard y cols. (1996), Guatteri y Spudich (2000), Geist (2002), Ruiz y cols. (2007) y Ruiz y cols. (2015).

Otra familia de modelos de fuente sísmica importante es la de los modelos cinemáticos. Han habido varios aportes en el desarrollo teórico en este campo, entre las características principales de dichos modelos está la utilización de una velocidad de ruptura, que puede ser constante o variable (estacionaria o no estacionaria²), la velocidad de ruptura suele asociarse a un frente de ruptura que puede tener una forma plana, circular, elíptica, etc. y también en algunos casos se considera el uso de un *Rise Time* $\tau_R \neq 0$. Todo esto dentro de una superficie de falla que puede ser tan simple como un rectángulo de largo L y ancho W o tan complejo como se desee, considerando una superficie de falla con forma arbitraria y variaciones en (x, y, z) .

Los modelos más simples consisten en un plano de falla rectangular en donde se produce una dislocación propagada a velocidad uniforme desde uno de los lados del rectángulo hasta el lado opuesto. A estos modelos se les ha ido incorporando mayor complejidad en el tiempo y espacio. Por ejemplo, existen casos donde se consideraba tanto un frente de ruptura asociado a una zona de cicatrización o *stopping phase*, (Heaton, 1990), que pueden propagarse a igual velocidad V_R o bien, tener una velocidad propia, en otras palabras, tienen un *Rise Time* asociado. Algunos de estos desarrollos teóricos consideran un frente de ruptura plano, (Haskell, 1964), (Haskell, 1966) y (Haskell, 1969). Posteriormente se consideraron rupturas con un frente circular o elíptico, el cual se propaga dentro del plano de falla. Algunos ejemplos de estos modelos se pueden encontrar en Papageorgiou y Aki (1983), Bernard y Madariaga (1984) y Dong y Papageorgiou (2002).

Una ventaja de estos modelos es que casi todos cuentan con un desarrollo analítico de las ecuaciones, lo que permite ahorrar un gran costo computacional en el proceso de simulación. Además permiten generar funciones de Green que se usan para propagar ondas sísmicas características, las cuales han servido para estudiar el comportamiento de las fuentes de terremotos, desde lo más simple a lo más complejo.

El último tipo de modelos que se ha desarrollado son los modelos dinámicos. A diferencia de los anteriores, los modelos dinámicos consideran varios parámetros físicos como la caída

²Una velocidad de ruptura variable y estacionaria corresponde a una velocidad que sólo tiene dependencia con la velocidad de onda S en el medio, es decir: $V_R = cte\beta$. Por otro lado, una velocidad de ruptura no estacionaria corresponde a aquellas en las que no solo existe dependencia con la velocidad de onda S, sino que también pueden haber variaciones de V_R con una dependencia espacial dentro de la superficie de falla.

de tensión $\Delta\sigma$ o el coeficiente de cizalle μ como variables. Dichos modelos, además de describir el proceso temporal de ruptura, mostrando cómo se comporta la distribución de Δu o τ_R , también permiten tener una descripción de la radiación de energía sísmica, energía de fractura, pérdida de calor por fricción, etc. Guatteri y Spudich (2000) muestra una aplicación a este tipo de modelos de fuente sísmica. Lo cierto es que este último tipo de modelos, a pesar de ser completos, son costosos computacionalmente, y para efectos prácticos, en el caso de la simulación de tsunamis, pueden ser contraproducente usarlos. Esto debido a que si bien los modelos dinámicos pueden lograr una descripción detallada de altas frecuencias de las ondas sísmicas, los tsunamis no son sensibles a ellas, ya que sólo se excitan con periodos largos.

Por otro lado, en la modelación numérica de tsunamis basta sólo con tener la descripción espacial y temporal de la deformación vertical en la superficie del lecho marino. En la practica para la modelación de tsunamis no interesa hacer una descripción de las caídas de tensión o de la energía irradiada por el terremoto (modelo dinámico). Es por esta razón que se prefiere implementar un modelo cinemático de fuente sísmica, otro motivo es que es computacionalmente manejable y permite tener control sobre el rango de frecuencias dominantes en las que se liberarán las ondas sísmicas.

2.1. Modelo Cinemático de Fuente Estocástica.

A continuación se procede a explicar brevemente algunas características teóricas del modelo cinemático que se implementará en este estudio, para posteriormente complementarlo con otras herramientas que se usarán para la modelación de terremotos.

Bernard y cols. (1996) propusieron un modelo cinemático con una fuente de deslizamiento estocástico del tipo k^{-2} . Este modelo asume que el terremoto no libera ondas sísmicas de forma instantánea, sino que hay una región móvil que está generando deslizamiento mientras se propaga como un pulso, esto provocaría que las ondas sísmicas sean liberadas a medida que el pulso vaya avanzando por la superficie de la falla. Esta descripción física fue planteada por primera vez por Heaton (1990) y se le conoce como “pulso de Heaton”. Desde un punto de vista teórico, el modelo de Bernard y cols. (1996) se basa en la idea de considerar un *Rise Time* dependiente de la escala en el espacio de número de onda: $\tau_R = \tau_R(k)$ y una velocidad de ruptura uniforme $V_R = cte$. Se asume una falla en el plano $x - z$ dentro de un semiespacio homogéneo y elástico. También se considera un frente de ruptura que sólo avanza en dirección x , $z = cte$. La geometría de esta falla puede verse en la Figura 2.2. El desplazamiento u en el campo lejano registrado en un punto M está dado por:

$$u(t) = C \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta \dot{u}(x, z, t - d/c) dz dx \quad (2.2)$$

donde $\Delta \dot{u}$ es la velocidad de deslizamiento, d es la distancia entre el frente de ruptura hasta M y C contiene los parámetros elásticos, coeficiente de radiación y decaimiento geométrico. Inicialmente se puede asumir una falla que alcanza su posición de deslizamiento máximo

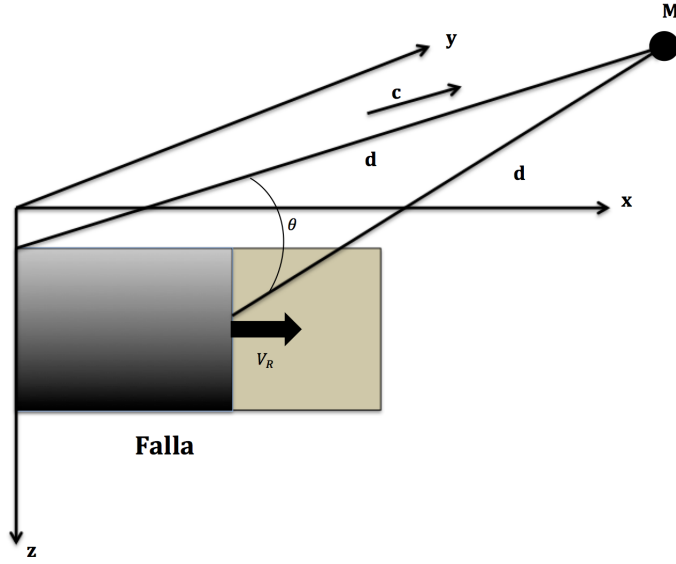


Figura 2.2: Esquema de la geometría de falla adaptada de de Bernard y cols. (1996). d_0 es la distancia entre el inicio de la ruptura y el sismograma del punto M , d es la distancia entre el frente de ruptura y el punto M , V_R es la Velocidad de Ruptura, θ es el ángulo que se forma entre el inicio de la falla y el frente de ruptura, y c es la velocidad de ondas de cuerpo.

de forma instantánea, es decir: $\tau_R = cte = 0$. Si aplicamos una transformada de Fourier temporal y definimos $C_d = \frac{1}{1 - V_R/C \cos \theta}$ como el coeficiente de directividad asociado, se tiene que el sismograma del punto M en la Figura 2.2 se puede escribir como:

$$\hat{u}(\omega) = \frac{C}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta \bar{u}(k_x, k_z = 0) \int_{-\infty}^{+\infty} e^{ik_x x} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i\omega t} \delta \left(t - \frac{x}{V_R C_D} \right) dt dx dk_x \quad (2.3)$$

Esta es la Ecuación 4 del trabajo de Bernard y cols. (1996). Si consideramos un *Rise Time* no instantáneo y reemplazamos $\delta(t)$ en Ecuación 2.3 por una función caja del tipo:

$$F(x, t) = H(t) H[\tau_R(x, t) - t] \frac{1}{\tau_R(x, t)} \quad (2.4)$$

se genera un efecto de filtro pasa-bajo en las ondas de cuerpo, pero como este efecto no se observa en ningún registro, se puede corregir si asumimos un *Rise Time* dependiente de la escala. Se propone que la banda de deslizamiento filtrado final en torno al número de onda k_x , es completada después de la llegada del frente de ruptura en un tiempo proporcional a una longitud de onda $\lambda = 2\pi/k_x$ a lo largo de la dirección x . Por lo que si aplicamos una transformada de Fourier espacial a la Ecuación 2.4 y reemplazamos $\delta(t)$ por esa $F(t, k_x)$ en la Ecuación 2.3 y siguiendo el procedimiento algebraico descrito por Bernard y cols. (1996) tenemos:

$$\hat{u}(\omega) = \frac{C}{2\pi} \Delta \bar{u} \left(k_x = \frac{\omega}{V_R C_D}, k_z = 0 \right) \frac{\sin \left(\frac{\omega \tau_R(\omega/V_R C_D)}{2} \right)}{\frac{\omega \tau_R(\omega/V_R C_D)}{2}} \quad (2.5)$$

Esta es la Ecuación 10 de la publicación de Bernard y cols. (1996). La dependencia de k en

Decaimiento de Kostrov (1964)

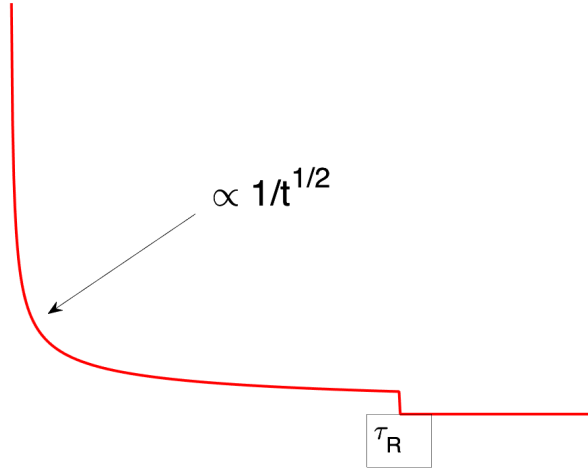


Figura 2.3: Comportamiento de la velocidad de deslizamiento en función del tiempo, para un punto alcanzado por el frente de ruptura, la velocidad de deslizamiento tiene un decaimiento como $1/\sqrt{t}$.

la distribución de deslizamiento determina el espectro irradiado y los efectos de directividad. Con tal de desarrollar la Ecuación 2.5, es necesario especificar el *Rise Time* del modelo. Considerando la transformada de Fourier en el espacio del número de onda del deslizamiento $\Delta\bar{u}(k_x, k_z, t)$, se supone que para valores de k_x grandes, $\tau_R(k_x)$ se toma como proporcional a λ a lo largo de la dirección x . Esto no puede sostenerse para números de onda pequeños, ya que la duración del deslizamiento en cualquier punto activado de la falla está limitado por la stopping phase generada en el borde opuesto al frente de ruptura, esto estará parametrizado por una longitud finita L_0 . Se puede escribir esta expresión en una forma compacta de la siguiente manera:

$$\tau_R(k_x) = \begin{cases} \tau_{max} & ; k_x < S \\ \tau_{max} \frac{S}{k_x} & ; k_x \geq S \end{cases} \quad (2.6)$$

Donde $S = \frac{2\pi a}{L_0}$ y a es una constante de proporcionalidad entre la duración del deslizamiento parcial τ_R con respecto al tiempo de propagación del frente de ruptura λ/V_R . en el trabajo de Bernard lo consideran como $a = 1/2$ y $\tau_{max} = \frac{L_0}{V_R}$ es la duración total del deslizamiento en cualquier punto de la falla.

$\tau_R(\vec{k})$ puede entenderse como un tiempo de relajación característico de las heterogeneidades del deslizamiento en el espacio de número de onda k . Asumir la dependencia del *Rise Time* con la escala es una licencia de carácter especulativo, pero es una suposición más realista que considerar una dislocación instantánea $\tau_R = 0$ y más plausible que asumir un $\tau_R = cte$. Este modelo con un *Rise Time* dependiente del número de onda, puede ser representado en el espacio físico para obtener una expresión de la velocidad de deslizamiento en un instante dado. Ruiz y cols. (2007) sugiere calcular la velocidad de deslizamiento de

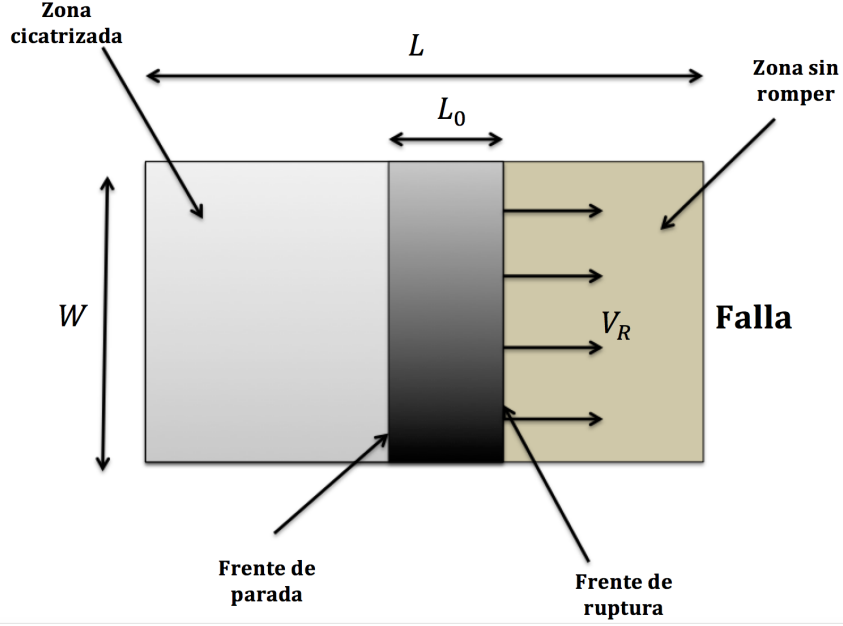


Figura 2.4: Esquema adaptado de Bernard y cols. (1996) de la ruptura de una falla en un rectángulo de largo L y ancho W . Se observan tres zonas importantes en la falla, a la derecha hay una zona que no ha deslizado aun, se muestra el frente de ruptura que se mueve a velocidad uniforme V_R , hay un pulso que está deslizando comprendido entre el frente de ruptura y la fase de parada. Este pulso es de ancho L_0 , finalmente a la izquierda hay una zona ya cicatrizada que no va a liberar más ondas sísmicas.

la siguiente forma:

$$\Delta \dot{u}(\vec{\xi}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \Delta \bar{u}(\vec{k}) F[\tau_R(\vec{k}), t] e^{i\vec{k} \cdot \vec{\xi}} dk_x dk_z \quad (2.7)$$

Donde $\vec{\xi}$ representa los puntos dentro del plano de falla, $\vec{k} = (k_x, k_z)$, $k = \|\vec{k}\|_2$ y $F[\tau_R(\vec{k}), t]$, es la función cajón definido en la Ecuación 2.4. Notar que esta expresión representa la velocidad de deslizamiento sentida por un punto arbitrario dentro de la superficie de falla (descripción lagrangiana), considerando que el tiempo t_0 es el momento en el que el frente de ruptura pasa por dicho punto, por lo que si se quiere tener una historia temporal del deslizamiento en todos los puntos, (una descripción euleriana del sistema), es necesario sumar la contribución de cada nodo individual, integrando sobre toda la superficie de falla. La Ecuación 2.7 es una transformada inversa de Fourier del deslizamiento parcial por una función cajón. A partir de la expresión anterior de velocidad de deslizamiento se puede calcular la función tasa de momento sísmico $\dot{M}_0(t)$ para la simulación de un terremoto. Si se integra $\Delta \dot{u}$ se puede conocer el desarrollo temporal del deslizamiento $\Delta u(\vec{\xi}, t)$, lo que permitirá calcular la deformación vertical transiente del fondo oceánico para ser usada como parámetros de entrada en la modelación de tsunamis. La Figura 2.4 muestra un esquema del modelo cinemático propuesto por Bernard y cols. (1996).

Pulso de Velocidad de Deslizamiento $\Delta\dot{u}(\vec{x}i, t)$, con $t = 41$ s

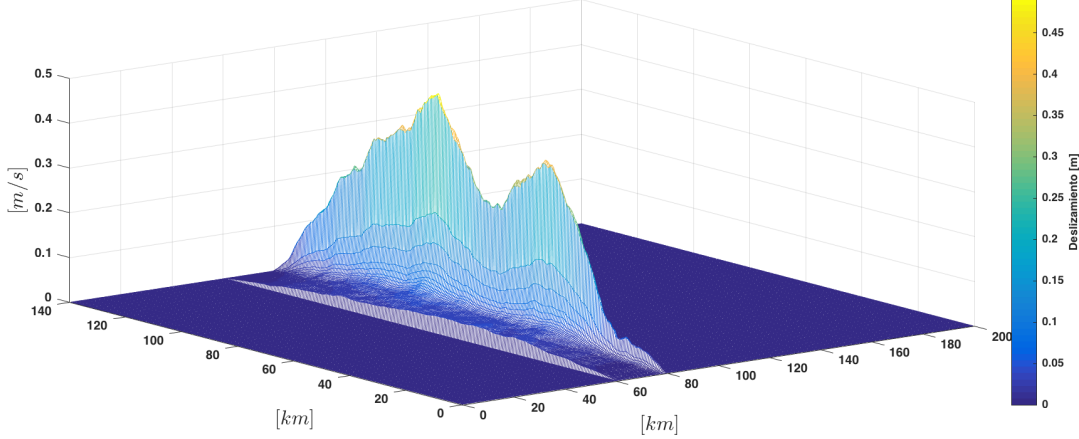


Figura 2.5: Pulso móvil de la velocidad de deslizamiento obtenido a partir de un modelo de deslizamiento estocástico. Nótese que el frente de ruptura concentra las mayores amplitudes en cada instante del deslizamiento y el resto de amplitudes más pequeñas están en la cola del pulso, hasta llegar a la stopping phase en la cola del pulso.

La velocidad de deslizamiento de este modelo cumple una propiedad física importante descrita por Kostrov (1964), la cual dice que una vez que un punto dentro de la superficie de falla es alcanzado por el frente de ruptura, la velocidad de deslizamiento que se describirá en ese punto tendrá un decaimiento en el tiempo del tipo $1/\sqrt{t}$, como se observa en la Figura 2.3. Lo que hace el modelo cinemático de Bernard y cols. (1996) es concentrar las longitudes de onda más cortas cerca del frente de ruptura, las cuales están asociadas con las mayores amplitudes. Mientras que las longitudes de onda más largas se extienden en todo el resto del espacio disponible limitado por el ancho total del pulso de propagación. Dichas longitudes de onda están asociadas a amplitudes más pequeñas. La Figura 2.5 muestra un ejemplo del comportamiento de la velocidad de ruptura en una parte de la falla para un instante dado. Este tipo de velocidad de deslizamiento puede irradiar energía en altas frecuencias, pero el ajuste del parámetro τ_{max} permite expandir el pulso de $\Delta\dot{u}$, lo que ayuda a controlar las frecuencias irradiadas.

A modo de prueba para ilustrar lo anterior, se implementó el modelo cinemático de Bernard para modelar un terremoto $M_w = 7.7$ con un deslizamiento Δu estocástico con decaimiento k^{-2} dentro de una superficie de falla rectangular de $L \times W = 200 \times 140 \text{ km}^2$, tal como se ve en la Figura 2.6. Se generó una ruptura con un frente plano tipo Haskell que se propagaba desde la cara izquierda del rectángulo de lado $W = 140 \text{ km}$, hacia la cara frontal derecha. Asumimos una velocidad de ruptura $V_R = 2.3 \text{ km/s}$ y un pulso móvil de ancho $L_0 = 20 \text{ km}$. Fue seleccionado un punto arbitrario $\vec{\xi} = \vec{\xi}_0$ dentro del plano de falla, (Triangulo amarillo en la Figura 2.6), para calcular los valores de $\Delta\dot{u}$ y Δu en ese punto.

El modelo propagó el pulso de deslizamiento de ancho L_0 entre ambos extremos de la falla a velocidad constante V_R . La Figura 2.7 muestra el paso del pulso de deslizamiento por sobre el punto $\vec{\xi}_0$. Se muestra la comparación entre la velocidad de deslizamiento y el deslizamiento

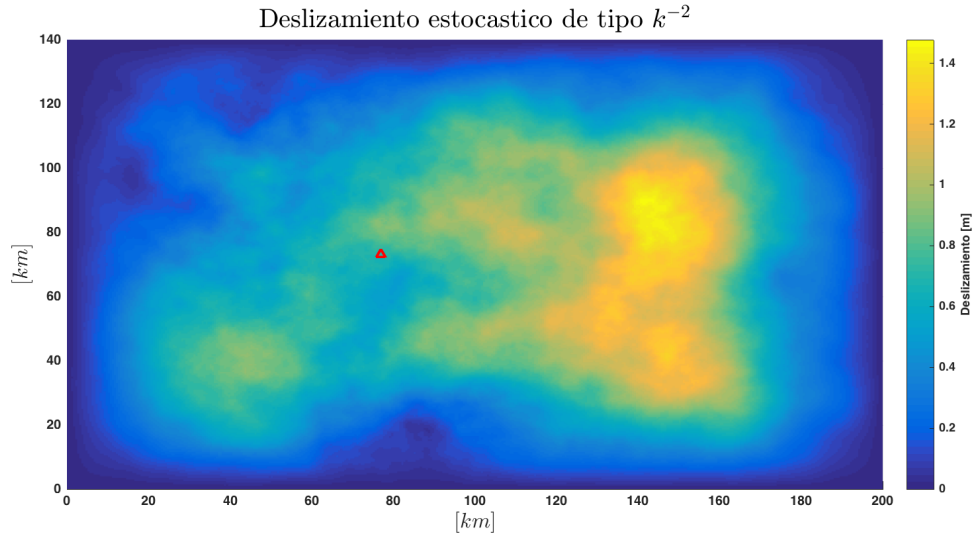


Figura 2.6: Deslizamiento estocástico Δu con decaimiento k^{-2} dentro de un plano de falla con $140 \times 200 \text{ km}^2$ de superficie, para un terremoto $M_w = 7.7$, la escala de colores representa el grado de deslizamiento sufrido por cada punto, según el modelo de Herrero y Bernard (1994). El triángulo rojo es el punto en donde se guardaron las observaciones de $\Delta \dot{u}$ y Δu .

integrado a partir de dicha velocidad, ambas en función del tiempo.

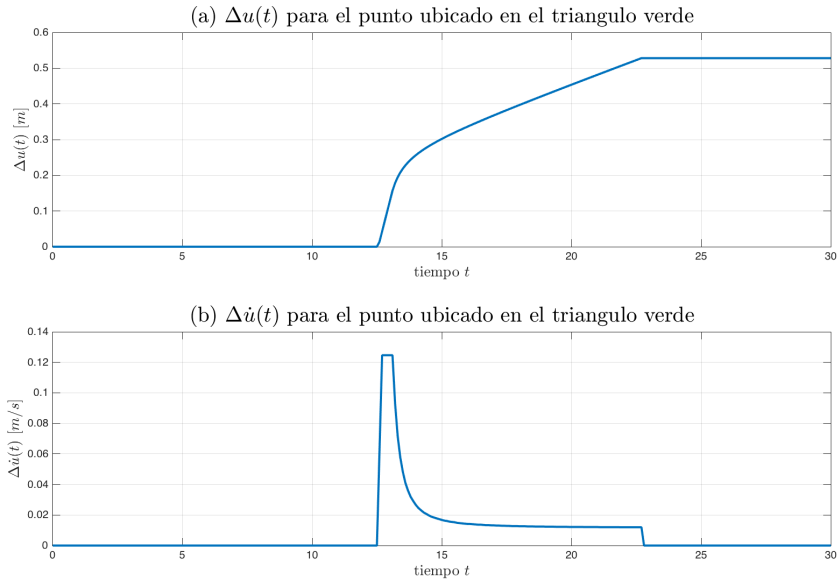


Figura 2.7: (a) deslizamiento $\Delta u(\vec{\xi}_0, t)$ generado a partir de la integración numérica de la (b) Velocidad de deslizamiento $\Delta \dot{u}(\vec{\xi}_0, t)$, ambas propiedades fueron calculados en el triángulo rojo de la Figura 2.6. Se observa que la velocidad de deslizamiento es un pulso de ancho τ_{max} el cual cumple con las descripciones de Kostrov (1964).

El gráfico de $\Delta\dot{u}(\vec{\xi}_0, t)$ tiene el mismo comportamiento descrito por Kostrov (1964) explicado en la Figura 2.3, en donde el frente del pulso contiene una gran amplitud, seguido de un rápido decaimiento el cual se anula luego de que el pulso de deslizamiento haya terminado de pasar por sobre el punto observado. Por otro lado el deslizamiento $\Delta u(\vec{\xi}_0, t)$ muestra una alta pendiente en los primeros instantes luego de la llegada del frente de ruptura, posteriormente se observa un cambio de pendiente más suave y regular, el cual se mantiene hasta que pasa el frente de cicatrización sobre el punto $\vec{\xi}_0$. A continuación se expondrá el modelo cinemático utilizado en este trabajo, dicho modelo permitirá describir un pulso móvil de deslizamiento que tenga las características descritas anteriormente.

2.2. Implementación de Modelo Cinemático.

El modelo cinemático-estocástico de Bernard y cols. (1996) permite tener una descripción realista de como afecta la propagación de una ruptura sobre un punto arbitrario dentro del plano de falla. Sin embargo toma varias licencias para calcular la velocidad de ruptura, ya que esta se asume constante y con un frente de ruptura plano tipo Haskell, el cual no es practico si consideramos que una ruptura de ese tipo implicaría una tensión infinita aplicada sobre los bordes laterales de la falla.

Para evitar este problema se considera que la velocidad de ruptura tiene una dependencia espacial $V_R = V_R(\vec{\xi})$, por lo que si asignamos un hipocentro de coordenadas (ξ_{x0}, ξ_{y0}) , el frente de ruptura se propagará de forma radial con respecto al hipocentro, adoptando una forma que dependa del valor de V_R asociado a los nodos que se activen en cada instante. Si asumimos $V_R = cte$, el frente de ruptura tendrá la forma de una circunferencia y si V_R cambia en cada punto, se tendrá un frente de ruptura de forma irregular el cual dependerá de como sea la distribución espacial de $V_R(\vec{\xi})$.

La Figura 2.8 muestra dos ejemplos del proceso de propagación de una ruptura dentro de la misma geometría de falla. A modo de comparación, se muestra el avance de un frente circular y uno plano tipo Haskell en un instante t dentro del proceso de dislocación. En el modelo de fuente tsunamigénica que se desarrollará en el Capítulo 3, se considerarán velocidades de ruptura arbitrarias, constantes y variables, en función de valores de entre 0.1-2.5 km/s y distribuciones espaciales de $V_r(x, y, z)$ que puedan interesar para estudiar el comportamiento del *Run-Up*.

El modelo cinemático presentado en este capítulo permite tener control de varios parámetros dentro del proceso de ruptura, dejando introducir información física importante que sirva para tener una descripción de todos los parámetros cinemáticos como el *Rise Time*, la Velocidad de Ruptura y la Velocidad de Deslizamiento. Una característica importante de esta clase de modelos es que considera un total desacoplamiento del *Rise Time* con la velocidad de ruptura y la distribución espacial del deslizamiento, lo cual tiene como ventaja el hecho de permitir un mayor control de los parámetros de entrada y así poder generar una mayor

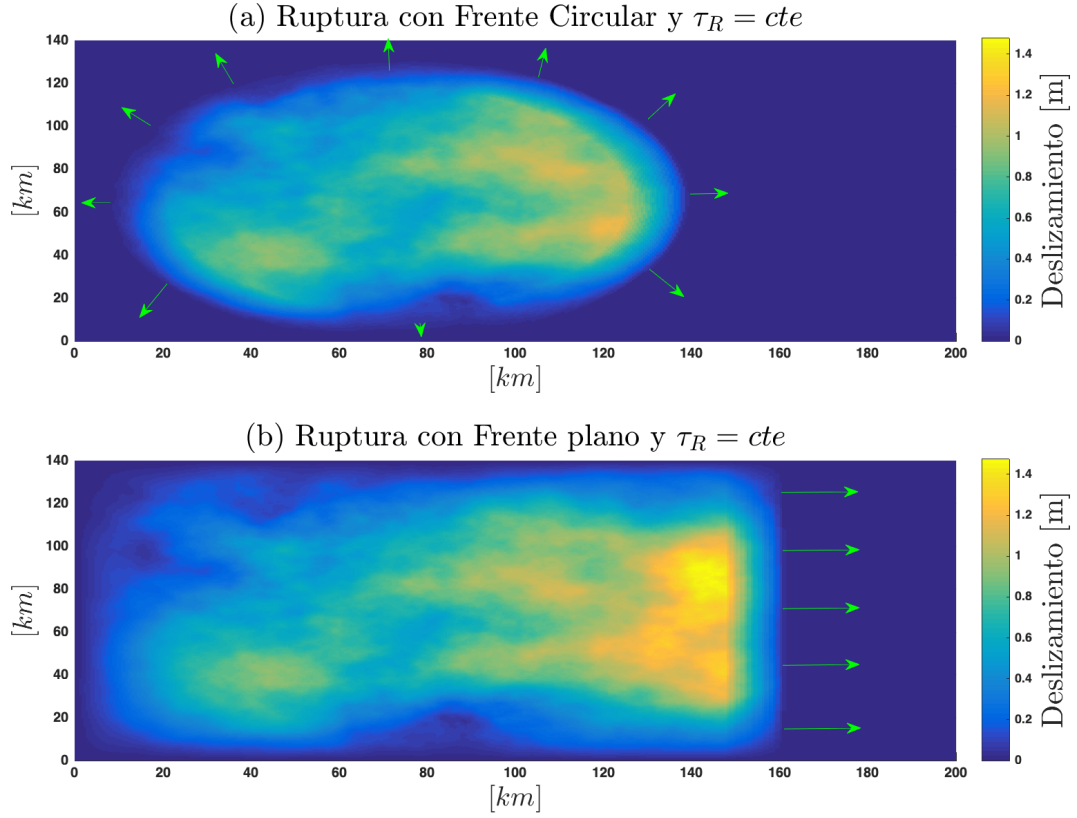


Figura 2.8: Propagación de dos rupturas cinemáticas dentro de una superficie de falla rectangular, se muestran dos diferentes geometrías del frente: (a) Frente de ruptura circular (b) Frente de ruptura plano. La escala de colores muestra el grado de deslizamiento punto a punto. En ambos casos se considera un *Rise Time* $\tau_R = \tau_R(k)$. Las flechas verdes indican la dirección de propagación de la ruptura.

variedad de escenarios de terremotos. Para que el modelo cinemático comience a describir los deslizamientos, es necesario definir todos los parámetros de entrada, los cuales serán mostrados a continuación en la Tabla 2.1.

Para una mayor versatilidad en las descripciones cinemáticas de los terremotos lentos al momento de probar diferentes escenarios de ruptura, se consideran tres posibles tipos de pulsos de deslizamiento controlados a través del *Rise Time*. Se asumen pulsos asociados a un $\tau_R = \tau_R(k)$, $\tau_R = cte$ y $\tau_R \approx 0$. El primer caso genera radiación de ondas de alta frecuencia, ya que las mayores amplitudes del pulso de $\Delta\dot{u}$ están concentradas en un Δt corto. Pero según lo visto por Ruiz y cols. (2007) el promedio ponderado de la tasa de deslizamiento es proporcional a una función cajón constante $\langle \Delta\dot{u}(\vec{\xi}, t) \rangle \propto H(\tau_{max} - t)H(t)$. Por lo que se puede suponer que al menos la mitad de la energía radiada por este pulso, estaría concentrada en bajas frecuencias. Esto lo podríamos asociar a la cola del pulso mostrado en el gráfico (b) de la Figura 2.7. dicha observación habla de que el uso de esta fuente podría tener relevancia a la hora de modelar tsunamis en el contexto de terremotos lentos.

Parámetro	Descripción
$S(x, y, z)$	Geometría de falla. La superficie de falla debe tener definidos a priori todos sus parámetros: Dip δ , Strike ϕ_f , L , W , etc. Es posible usar geometrías complejas como resultado de superponer varios planos de falla con diferentes orientaciones y tamaños.
Δu	Deslizamiento estático final. Está asociado a cada punto de la superficie de falla y puede ser uniforme o variar especialmente, según lo explicado en el presente capítulo. Para efectos de esta tesis se usarán deslizamientos estocásticos.
$H = (\xi_{x0}, \xi_{y0}, \xi_{z0})$	Hipocentro del terremoto o punto de inicio de la ruptura.
V_R	Velocidad de deslizamiento. Puede ser constante o variar espacialmente. Se mostrarán pruebas con diferentes variaciones de este parámetro.
L_0	Dimensión característica del pulso de deslizamiento.
Δx y Δt	Según Herrero y Bernard (1994) pueden escogerse asumiendo la siguiente desigualdad: $\frac{V_R}{\Delta x} > \frac{1}{\tau_{max}} > f_{max}$ donde $f_{max} = 1/(2\Delta t)$.
A	Área de cada sub-falla en la superficie definida por S .

Tabla 2.1: Parámetros de entrada usados en el modelo cinemático con deslizamiento estocástico.

Una fuente asociada a un $\tau_R = cte$ genera una velocidad de deslizamiento con la forma de una función caja, por lo tanto su función $\Delta u(t)$ tendrá forma de rampa en donde el deslizamiento aumentará de forma lineal hasta llegar a la máxima dislocación. Según Bernard y cols. (1996) este tipo de pulso actúa como un filtro pasa-bajo para las frecuencias de ondas sísmicas irradiadas desde la fuente. Por lo que se podría asumir que también es un buen candidato para la modelación de *tsunami earthquakes* y otros terremotos más lentos capaces de generar tsunamis, ya que permitiría controlar el rango de frecuencias que excita la amplificación de los tsunamis.

Por último, se supone $\tau_R = 0$ con $V_R \neq 0$ es el caso cinemático más simple, ya que no considera una transición temporal dentro del proceso de dislocación. Desde el punto de vista físico, este tipo de fuente no es realista ya que estaría asociado a velocidades de deslizamiento $\Delta \dot{u}(t_0) \rightarrow \infty$. Por lo que dicha velocidad tendería a una delta de Dirac, y el deslizamiento se comportaría como un escalón de Heaviside. Esto implica que toda la energía del pulso estaría concentrada en frecuencias cercanas que tenderían a infinito. La Figura 2.9 ilustra estos tres casos de *Rise Time* explicados anteriormente. Se muestran las velocidades de deslizamiento y los deslizamientos en función del tiempo, asociados a los diferentes modelos de *Rise Time*.

Contar con una función de velocidad de deslizamiento $\Delta \dot{u}(t)$ y un coeficiente de cizalle adecuado, permite calcular la tasa de momento sísmico escalar. Esta función puede ser importante para las interpretaciones sismológicas, ya que entrega una descripción temporal de la liberación de energía sísmica. Se puede generar $\dot{M}_0(t)$ asociados a diferentes tipos de terremotos, por ejemplo generar tasas de momento sísmico con cola largas asociadas a su $\dot{M}_0(t)$, puede servir para describir terremotos lentos. $\dot{M}_0(t)$ puede calcularse

para cada evento simulado si se integra la velocidad del deslizamiento dentro de toda la

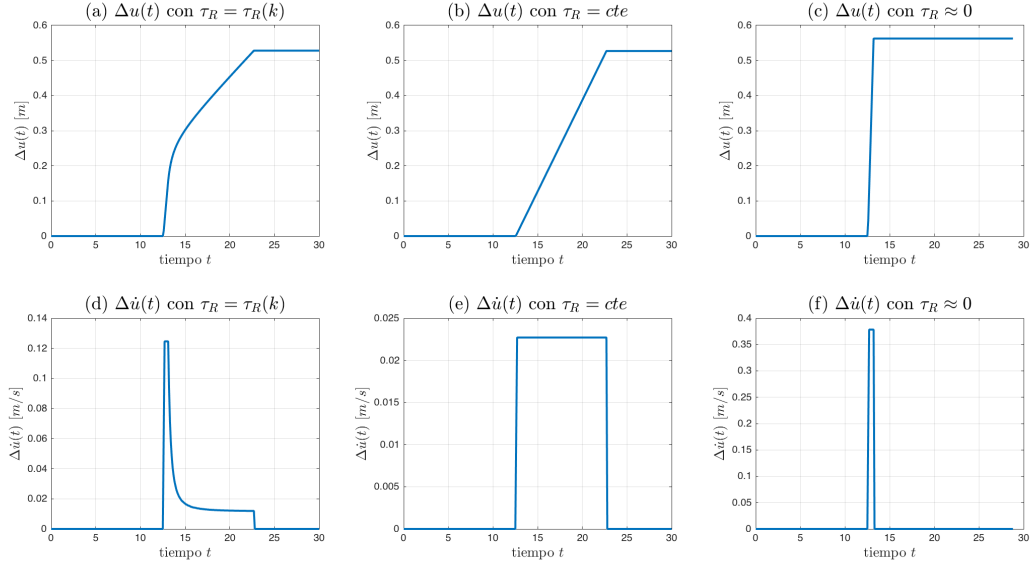


Figura 2.9: Descripción del comportamiento de $\Delta u(t)$, mostrado en (a), (b) y (c) y $\Delta \dot{u}(t)$, mostrado en (d), (e) y (f). Cada caso está asociado a un *Rise Time* $\tau_R = \tau_R(k)$, mostrado en las laminas (a) y (d), $\tau_R = cte$, laminas (b) y (e), y $\tau_R \approx 0$, para las laminas (c) y (f). Es interesante notar que mientras más angosto es el pulso, su amplitud de velocidad de deslizamiento se vuelve mayor, cosa lógica asociada al aumento de la pendiente de $\Delta u(t)$.

superficie de falla, como se muestra en la Ecuación 2.8.

$$\dot{M}_0(t) = \mu \int \int_S \Delta \dot{u}(\vec{\xi}, t) d\xi_x d\xi_y \quad (2.8)$$

donde S es toda la superficie de falla. Si integramos esta expresión en el tiempo, desde el inicio del terremoto hasta que deja de deslizarse en el tiempo T , se tiene el momento sísmico escalar M_0 :

$$M_0 = \int_0^T \dot{M}_0(t) dt \quad [Nm]^{-1} \quad (2.9)$$

con lo cual se puede calcular la magnitud del terremoto y comparar los Δu estático calculados a priori, con los $\Delta u(t)$ con dependencia temporal, calculados a posteriori a partir de la definición de magnitud de momento.

$$M_W = \frac{3}{2} \log_{10}(M_0) - 6,0667 \quad (2.10)$$

Para ilustrar el uso del modelo cinemático implementado en este capítulo, se modelaron 8 terremotos de magnitud $M_w = 7.7$ usando la geometría de falla mostrada en la Figura 2.6. Estas simulaciones se dividieron en dos grupos, uno conformado por un frente de ruptura plano tipo Haskell y otro con un frente de ruptura circular. Cada uno de estos dos grupos

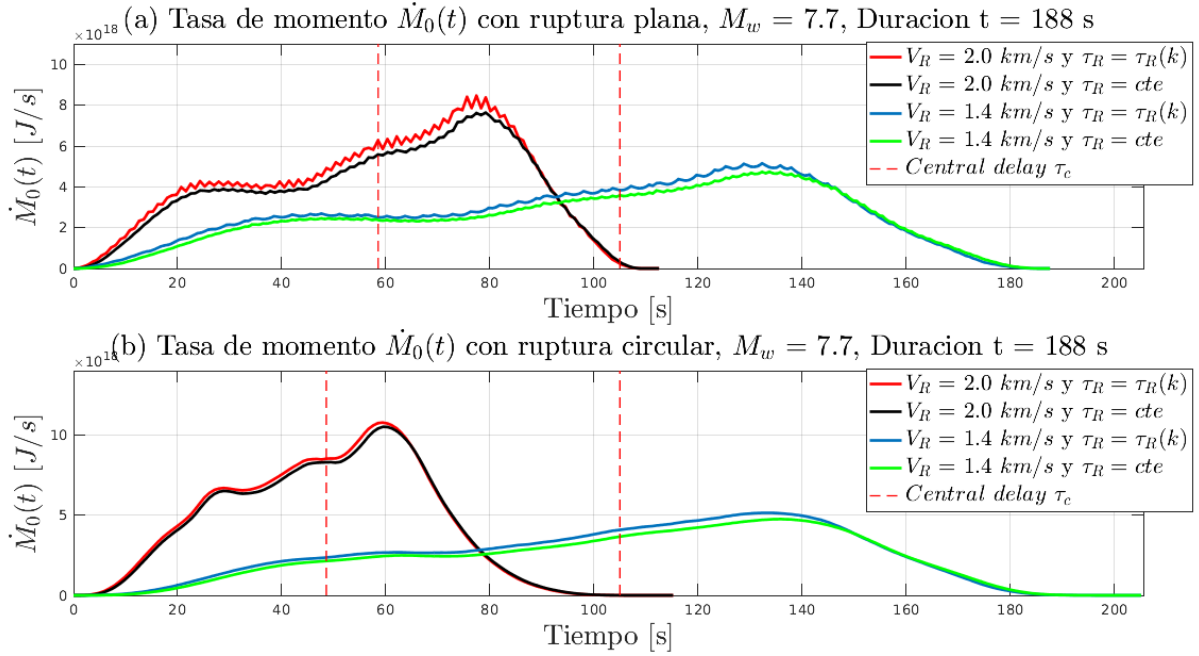


Figura 2.10: Tasa de momento sísmico para 8 modelos cinemáticos-estocásticos de terremotos $M_w = 7.7$ para una misma geometría de falla, igual deslizamiento estático calculado a priori y con un tiempo de cálculo de 188 s. (a) muestra los terremotos modelados con un frente de ruptura plano, como le mostrado en la lamina (b) de la Figura 2.8 y (b) muestra las tasas de momento para terremotos con un frente de ruptura circular. Las curvas continuas rojas corresponden a terremotos con velocidades de ruptura normales de 2.0 km/s con un $\tau_R = \tau_R(k)$, las curvas punteadas verdes tienen igual velocidad que las rojas, sólo que con un $\tau_R = cte$. Las curvas continuas magenta son terremotos lentos con velocidades de 1.4 km/s y un $\tau_R = \tau_R(k)$, las curvas punteadas azules tienen igual velocidad que las magenta, sólo que tienen un $\tau_R = cte$. Finalmente, las curvas rojas punteadas corresponden al *centroid delay* τ_c de los terremotos de velocidad de ruptura lenta y normal.

de modelos consideró dos terremotos con velocidades de ruptura normales $V_R = 2.0 \text{ km/s}$ y otros dos modelos con velocidades de ruptura lenta, $V_R = 1.4 \text{ km/s}$ y de estos dos sub grupos de modelos, se asumieron pulsos de deslizamiento con un *Rise Time* constante y con un *Rise Time* dependiente de la escala, según lo explicado por Bernard y cols. (1996). Ambos grupos de pulso de deslizamiento tuvieron un largo característico $L_0 = 20 \text{ km}$. La Figura 2.10 muestra la tasa de momento sísmico para cada uno de estos 8 modelos cinemáticos.

Se observa claramente la diferencia entre la forma de los gráficos relacionados con los terremotos con velocidades de ruptura típicas, con respecto a aquellos que tienen una velocidad de ruptura lenta. En el primer caso se tiene que el valor máximo de la tasa de momento sísmico es mayor a la del caso de los terremotos lentos. Por otro lado los terremotos lentos, como su nombre lo indica, muestran una distribución de deslizamiento más alargada, superando la duración del resto de terremotos normales en más de 80 s; Esto se ve representado *centroid delay* de cada terremoto, ilustrado por las curvas rojas punteadas. El τ_c de los terremotos lentos para el caso de la ruptura con el frente plano, (lamina (a) de la Figura 2.10), es de 58 s aproximadamente, mientras que el τ_c de los terremotos lentos de la lamina (a) es de 107 s

aprox. llegando a ser casi el doble que en los terremoto regulares.

Con respecto al *Rise Time*, se observa que tanto en la lamina (a) como la (b) las tasas de momento sísmico obtenidas con un $\tau_R = \tau_R(k)$ son más suaves y de menor amplitud que las calculadas usando un $\tau_R = cte$, aunque la duración de los terremotos no cambia en ninguno de los dos casos, cosa que es lógica ya que en ambas situaciones se consideró un pulso de deslizamiento con el mismo largo característico. La diferencia de tamaños en las gráficas puede generar algunas variaciones a la hora de calcular M_0 a partir de la integral numérica del área bajo la curva de $\dot{M}_0(t)$. Pero se asume que estos errores tienen que ver con el Δt escogido³ y con la naturaleza misma de ambos modelos.

Los modelos asociados con un frente de ruptura circular, mostrados en la lamina (b) de la Figura 2.10 tienen características similares a los ya descritos anteriormente, sólo que en este caso hay dos diferencias fundamentales, la primera es que las curvas de tasa de momento sísmico son más suaves que en el caso anterior, esto puede deberse a que un frente de ruptura circular permite ir activando nodos dentro de la falla de una forma más suave, especialmente en los bordes de dicha falla, y la segunda diferencia es que en los modelos circulares o con $V_R = V_R(x, y, z)$ permiten ubicar el hipocentro del terremoto en cualquier posición dentro de la superficie de falla y la elección de dicha posición va a cambiar la forma de la función tasa de momento $\dot{M}_0(t)$ debido a que simplemente se tomarán valores de Δu asociados a otras posiciones, y como este modelo cinemático considera un desacoplamiento entre los parámetros espaciales y temporales, es esperable que para un mismo Δu estocástico, se puedan generar varias curvas de tasa de momento $\dot{M}_0(t)$ diferentes, dependiendo de donde se ubique el hipocentro.

Otra diferencia interesante entre el caso circular y el plano, es que para una misma velocidad de ruptura los terremotos con frente circular tardaron más tiempo que los planos en activar todos los nodos de la falla, pero los centroides se encuentran más a la derecha que en el caso de los terremotos planos y están más separados entre sí. Esto podría deberse a un simple problema geométrico para un frente circular, que se expande de forma radial desde el hipocentro. Para este caso, es más difícil terminar de cubrir todos los bordes de un rectángulo, que en el caso de un frente plano que se mueve en una sola dirección.

En el presente capítulo se ha mostrado la implementación de un modelo cinemático que tiene desacoplados los parámetros de carácter temporal con los espaciales, lo que da la posibilidad de contar con cierta versatilidad a la hora de escoger la naturaleza física de dichos parámetros. Por ejemplo, es posible generar modelos de deslizamiento Δu a priori uniforme, variable y en particular, estático como lo son los modelos estocásticos de Herrero y Bernard (1994) y Mai y Beroza (2002). También se tiene libertad a la hora de definir parámetros como el de la velocidad de ruptura, la cual puede generar frentes de expansión planos, circulares o con forma arbitraria, dependiendo de la elección de $V_R(x, y, z)$, también se puede asumir una velocidad de deslizamiento con forma de pulso tipo delta de Dirac, rectangular o con una

³Más pruebas son necesarias para probar esta teoría

dependencia del Número de onda, según lo visto por Bernard y cols. (1996).

Este modelo cinemático permite obtener una función de deslizamiento dependiente del tiempo $\Delta u(t)$, la cual puede ser ajustada para que muestre el comportamiento de terremotos con rupturas de características especiales como los tsunami earthquake, dichos eventos también pueden ser caracterizados preliminarmente usando la tasa de momento sísmico y el *centroid delay*.

Ahora que se puede contar con un deslizamiento que varía en función del tiempo $\Delta u(t)$, hay que calcular la deformación vertical transiente del fondo oceánico $u_z(t)$, para poder usarla como entrada dentro de los programas de modelación de tsunamis. El siguiente paso en este estudio consiste en mostrar una batimetría realista de una región piloto (en las costas de Chile) donde interese modelar estos terremotos, también se necesita caracterizar una geometría de falla y el campo de velocidades de ruptura, para así producir un catalogo de varios terremotos con variaciones en todos los parámetros cinemáticos explicados anteriormente, los cuales se usarán como *input* en la modelación de tsunamis.

Capítulo 3

Descripción del modelo de Terremotos Tsunamigénicos

En el Capítulo 1 se explicaron algunos conceptos básicos como la definición formal de un tsunami, también se mencionaron los tipos de fuentes, la velocidad de un tsunami en mar abierto, se hizo una introducción al modelo de aguas somera y finalmente se comentó que para el caso de los terremotos lentos es importante tomar en cuenta tanto la descripción espacial de la ruptura como un historial cinemático de la misma. Esto se debe a que la evidencia aportada por varios autores, mencionada a continuación, muestra que el no incluir una descripción temporal de la ruptura, puede provocar una subestimación en las amplitudes del tsunami para el caso de los terremotos lentos.

Existen trabajos en donde destacan la importancia de incluir una descripción temporal en la modelación de tsunamis para ciertos eventos históricos; Un ejemplo de ello es el estudio de Imai y cols. (2010) en donde se investigan los efectos de una ruptura tardía para un gran terremoto histórico en Japón, dicho evento tiene una magnitud de $M_w = 8.4$ y es modelado usando un rango de velocidades de ruptura que varía entre 1.5 a 3.0 km/s . Los resultados muestran que el *Run-Up* generado por la ruptura con velocidades más lenta, es el más destructivo, este tiene una amplitud de hasta 1.4 veces mayor que los modelos hechos con fuentes instantáneas.

Suppasri y cols. (2010) estudia el tsunami de Sumatra-Andamar en el 2004, comparando las diferencias en amplitud y tiempos de llegada del tsunami generado con una fuente instantánea, con los casos en donde se incluye la velocidad de ruptura en las modelaciones de tsunamis. Se generan escenarios del tsunami asociadas con velocidades de ruptura sacadas de estudios sismológicos y geodésicos anteriores, las cuales van desde 0.7 a 2.5 km/s . Se concluye que tanto la velocidad de ruptura como la profundidad del mar en la dirección de propagación son los parámetros que más afectan la amplitud del tsunami en el campo cercano.

Finalmente en el trabajo de Poisson y cols. (2011) se comparan las diferencias entre observaciones de tsunami de Sumatra-Andamar en el 2004 y 5 modelos generados a partir de

inversiones de la fuente encontradas en la literatura, este modelo considera una descripción cinemática de la ruptura. En el trabajo se destaca la importancia de incluir la cinemática de la ruptura para eventos grandes, se usaron velocidades de ruptura uniformes de entre 1.0 a 2.5 km/s . Los resultados muestran que los modelos del tsunami son sensibles tanto a la distribución espacial del *slip* en cada uno de los modelos, como a la velocidad de ruptura en dichas simulaciones. Al comparar el modelo que asume una fuente instantánea versus los modelos cuyas fuentes tienen una velocidad variable, se observan desfases en los tiempos de llegada de las ondas y diferencias de las amplitudes del tsunami en donde las olas generadas por fuentes lentas llegaban a ser hasta un 50% más grandes que las de fuentes instantáneas. Se concluye que tanto la velocidad de ruptura como la distribución espacial del *slip* son parámetros fundamentales con el poder de modificar significativamente la estimación del potencial tsunamigénico, tanto para el *Run-Up* como los tiempos de llegada de las olas en estos eventos gigantes.

En la siguiente sección se estudiará el grado de sensibilidad del agua a los parámetros cinemáticos de la ruptura del terremoto. Esto se hará a partir de la modelación numérica en dos dimensiones de diversos escenarios de tsunami generados a partir de sismos con variaciones en su descripción temporal, por lo que se utilizará el modelo cinemático descrito en el Capítulo 2 del presente informe. En la práctica lo que interesa es comprender cuál es el grado de sensibilidad que tiene el tsunami a las variaciones en los parámetros cinemáticos de la fuente, como el *Rise Time* del terremoto τ_R y a la velocidad de ruptura V_r . Para este último parámetro se consideró un set de escenarios con velocidades de ruptura constante que van desde los 0.1-2.5 km/s , a lo largo de toda la superficie de falla, también se consideró el caso en que la mitad de la superficie de ruptura se rompa con una velocidad rápida y otra mitad, con velocidad lenta, que la velocidad de ruptura disminuya linealmente y finalmente se estudió que pasa si se asume que hay una ralentización de la velocidad de ruptura en los bordes de la superficie de falla. Todos estos casos serán estudiados de forma separada.

A continuación serán descritos los elementos usados como entrada para la modelación de tsunami y se mencionará como se pretende aislar los parámetros cinemáticos y espaciales de la fuente para la modelación, también se mostrará una tabla con todos los escenarios estudiados. Es importante mencionar que no solo interesa estudiar los elementos temporales por sí solos, también interesa entender como la variación de dichos parámetros interactúa con la variaciones en la descripción espacial de la fuente. Es decir, interesa comprender la sensibilidad del tsunami a la combinación entre:

- Variación de los parámetros cinemáticos de la fuente y **distribución espacial del *slip***.
 - Deslizamiento Uniforme.
 - Deslizamiento Estocástico.
- Variación de los parámetros cinemáticos de la fuente y **localización hipocentral** del evento.
 - Variaciones de la ubicación del hipocentro en el *Dip*.
 - Variaciones de la ubicación del hipocentro en el *Strike*.

- Variación de los parámetros cinemáticos de la fuente y la **geometría en la batimetría** cercana a la fuente.
 - **Batimetría de laboratorio simple** formada por un plano horizontal que representa el *Out Rise* en Chile y un plano inclinado que representa el talud continental. Se considerarán valores de profundidades y pendientes promedio.
 - **Batimetría realista** del Norte de Chile y Sur del Perú.
- Variación de la profundidad de la batimetría, manteniendo una velocidad de ruptura constante.

3.1. Batimetría y superficie de falla

Un indicador fundamental que permite entender el potencial destructivo de un tsunami es la amplitud máxima de las ondas en la costa, es decir el *Run-Up*, dicho parámetro es útil para comparar el tamaño entre diferentes tsunamis. Por otro lado como lo que interesa es estudiar cual es la relación entre las variaciones de los parámetros cinemáticos y el *Run-Up* de un tsunami, es importante tener claro cual es la contribución aportada en el *Run-Up* por el resto de variables que se pueden aislar en un experimento. Los candidatos que evidencian tener mayor importancia, por su protagonismo en el modelo de aguas someras, son la forma geométrica de la batimetría y la distribución del *slip* en la fuente. Es por este motivo que se pretende aislar los efectos de dichas variables, mostrando las diferencias del *Run-Up* en escenarios que tienen batimetrías y distribuciones de *slip* simples y complejas.

3.1.1. Batimetrías usadas

Se trabaja con dos batimetrías diferentes, la primera corresponde a la batimetría de la zona frente al Norte de Chile y Sur del Perú entre las latitudes -16° y -28° y longitudes -75° a -69.5° , esta región cuenta con un *Out Rise*¹ no muy accidentado, salvo por unos pequeños montes submarinos a casi 3000 *m* de profundidad, un talud continental de gran pendiente, el cual rodea los 4° y la sección de la fosa chilena de mayor profundidad, la que se sumerge a más de 6000 *m* bajo el nivel del mar. Esta zona de estudio fue recortada de la grilla de batimetría y topografía global *GEBCO_2014*, la que cuenta con una resolución de $\Delta s = 30''$ de arco y se puede obtener del sitio web *www.gebco.net*. El uso de esta grilla estará reservado para la modelación de un tsunami hipotético generado por un terremoto gigante de $M_w = 9.0$ con una distribución de *slip* estocástico y probando diferentes velocidades de ruptura, la idea es comparar las diferencias en la distribución del *Run-Up* generado a partir de fuentes no instantáneas para este caso con batimetría realista, y otros casos con batimetría y distribución de *slip* uniformes. En la Figura 3.1 se puede ver la batimetría del Norte de Chile antes mencionada.

En contraste con la batimetría realista del Norte de Chile y Sur del Perú, se diseñó

¹Superficie anterior a la fosa, es la zona opuesta al talud continental.

una segunda batimetría ficticia y simple de las mismas dimensiones espaciales que la grilla *GEBCO_2014*. Dicha grilla consiste en dos superficies planas, una de ellas tiene una pendiente de 0° y está a una profundidad de 4 km y la otra tiene una inclinación de 1° , llegando hasta sobre la superficie del mar. Esta batimetría también tiene un espaciamento de $\Delta s = 30''$ de arco, lo cual es aproximadamente 0.92 km . La Figura 3.2 muestra la forma de esta batimetría de laboratorio, la pequeña franja negra que se encuentra en el borde lateral derecho de la figura, corresponde a la línea de costa y la sección que está sobre el nivel del mar, la razón por la que es tan pequeña se debe a que no es utilizado dentro del proceso de modelación de tsunamis sintético y supone un consumo innecesario de recursos computacionales. A continuación se hará una descripción de la geometría de las superficies de falla y sus distribuciones de *slip*.

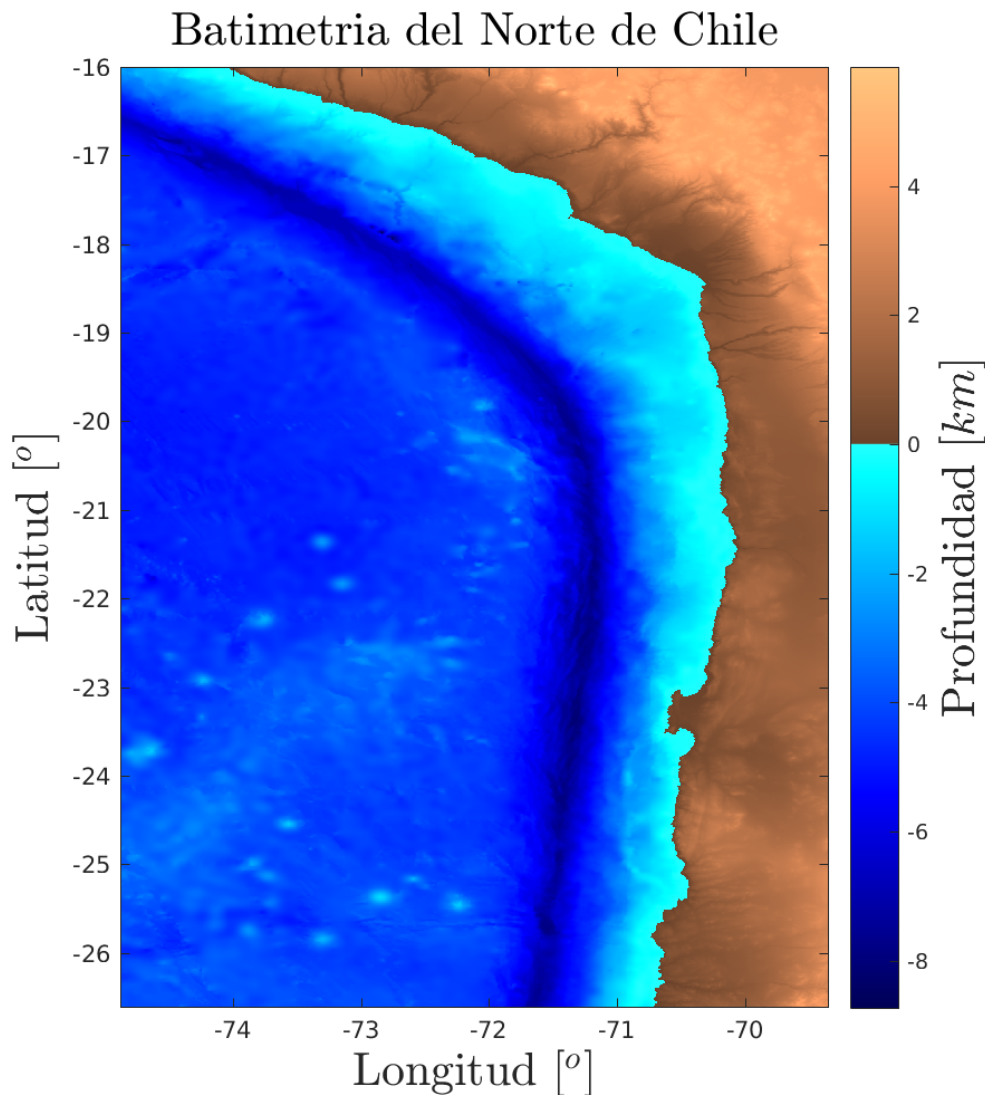


Figura 3.1: Batimetría del Norte de Chile y Sur del Perú, con resolución de $30''$. Esta grilla fue obtenida a partir del modelo *GEBCO_2014* Global. Es la batimetría realistas que se usará para modelar tsunamis complejos cuyos *Run-Up* contengan información tanto de las variaciones topográficas, heterogeneidades del *slip* y parámetros cinemáticos.

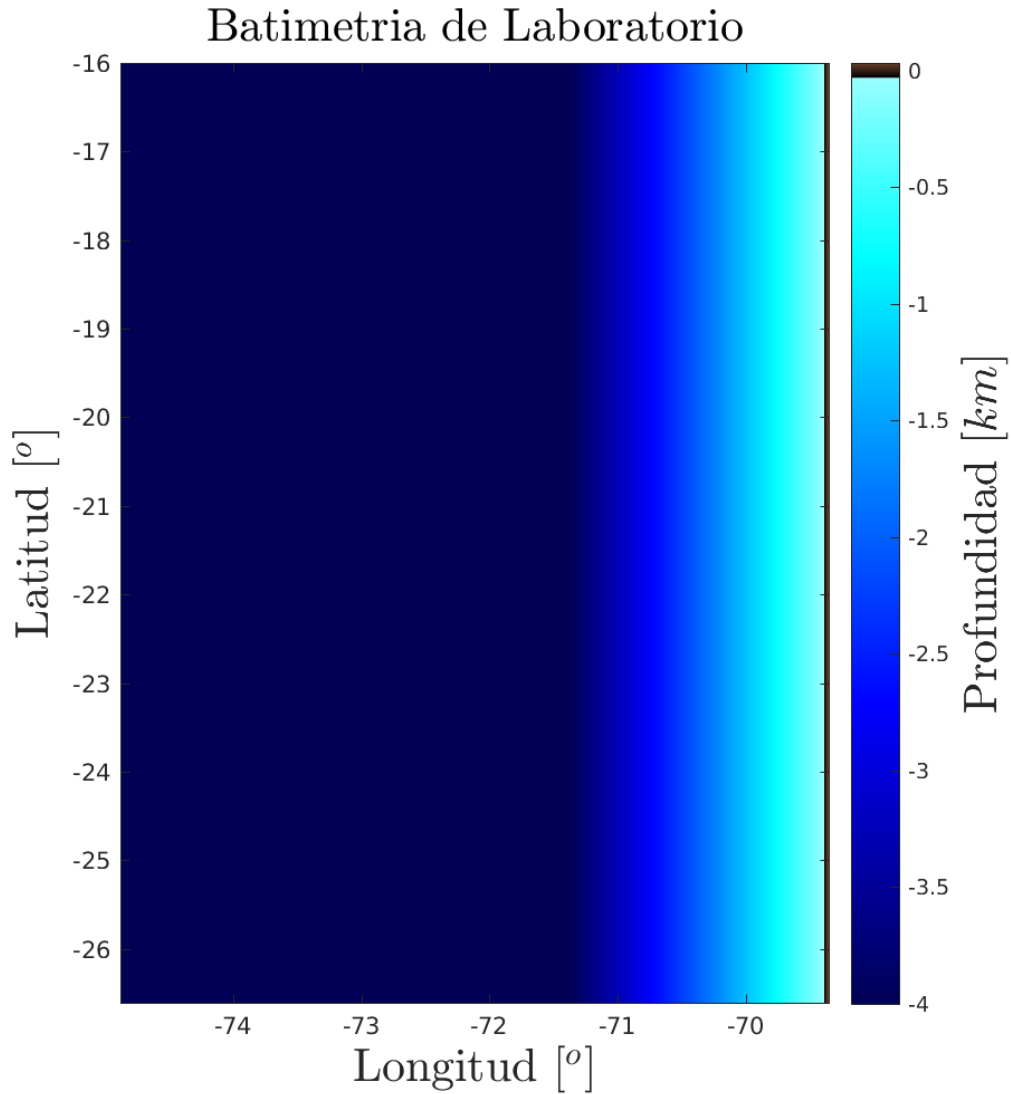


Figura 3.2: Batimetría de laboratorio con vista en planta, tiene una resolución de $30''$ y ocupa las mismas dimensiones horizontales que la batimetría de la Figura 3.1, se ve la diferencia entre el plano horizontal que representa el *Out Rise* y el plano inclinado, el cual representa el talud continental.

3.1.2. Superficie de falla

Se han generado dos superficies de falla distintas, las cuales representan el slab en la zona de contacto de la subducción para las dos batimetrías descritas anteriormente. En el caso de la batimetría del Norte de Chile y Sur del Perú, los parámetros de la geometría y dimensiones de falla se tomaron del trabajo de Ruiz y cols. (2015), ya que aquí se modelan tsunamis hipotéticos en donde se contemplan variaciones en la distribución espacial del *slip* para un terremoto de magnitud $M_w = 9.0$ Con tal de obtener una geometría realista de la superficie de falla. Esta se construye a partir del modelo Slab1.0 de la *USGS*. Dicha falla está dividida de Norte a Sur por sub fallas cuyas dimensiones son de largo 200, 55, 55, 50, 50, 45 y 45 *km*, tienen una orientación con respecto al Norte geográfico (*Strike*) de 3° , -3° , -6° , -11° , -20.5° , -31° , -41.5° y también se muestra una división latitudinal con anchos de 6 sub fallas

Sub fallas	L [km]	W [km]	Dip [°]	$Strike$ [°]
Sub_1	500	60	12	0
Sub_2	500	60	21.6	0

Tabla 3.1: Parámetros de falla para el modelo de subducción asociado a una batimetría de laboratorio. En este caso la superficie de falla consiste en dos rectángulos de largo L y ancho W alineados con el Norte geográfico ($Strike=0$).

de $W = 30$ km y variaciones del Dip con valores de 10° , 12° , 15° , 19° , 22° y 24° . Por otro lado, la geometría de falla para el modelo de laboratorio es más simple. Cuenta con solo dos superficies de falla, cuyos parámetros están definidos en la Tabla 3.1. Los valores del Dip en los dos planos de esta superficie de falla corresponden a los valores promedios del Dip en las sub fallas del modelo del Norte de Chile y los valores del $Strike$ están alineado con el Norte geográfico.

Slip Estocastico en Slab del Norte de Chile

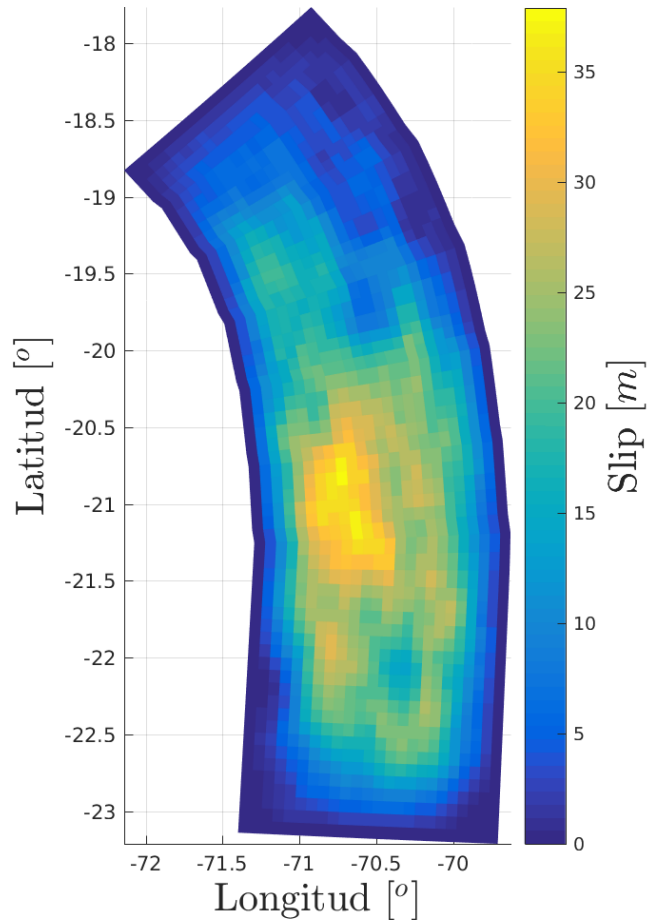


Figura 3.3: Se muestra una vista en planta de la superficie de falla del modelo de $slip$ para el Norte de Chile. En este caso se consideró un terremoto de $M_w = 9.0$ con una realización estocástica en la distribución espacial del $slip$. Se utilizó un suavizamiento o $taper$ que atenúa la amplitud de Δu en los bordes de la falla y luego se reescaló la amplitud del $slip$ para un sismo con magnitud $M_w = 9.0$.

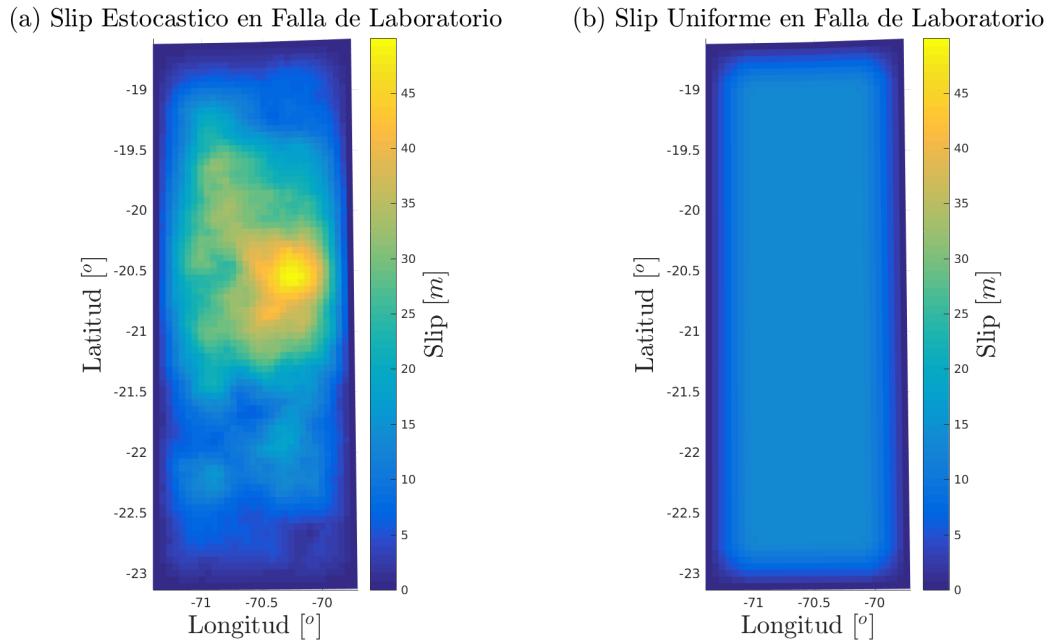


Figura 3.4: Dos tipos de distribuciones espaciales de *slip* contemplados en los escenarios de laboratorio. (a) Contiene una realización de la distribución de *slip* estocástico y (b) contiene una distribución de *slip* uniforme. Igual que en el caso de Chile, para estos sismos de laboratorio se utilizó un *taper* que atenúa la amplitud de Δu en los bordes de la falla, luego se reescaló la amplitud de la *slip* para un sismo con magnitud $M_w = 9.0$.

Una vez definidas las geometrías y dimensiones de los dos planos de falla, se procede a aplicar un modelo de *slip* que distribuya espacialmente los valores de Δu a lo largo y ancho de las superficies de fallas. Para los dos escenarios de terremoto se considerarán sismos de magnitud $M_w = 9.0$. La razón de haber escogido esta magnitud se debe a que como en los experimentos de *slip* estocástico del trabajo de Ruiz y cols. (2015) ya se estudió el *Run-Up* de diferentes tsunamis para sismos con magnitud $M_w = 9.0$, se tienen valores de referencia útiles para hacer la comparación de *Run-Up* de terremotos no instantáneos.

Se asumirá una distribución de *slip* dentro de la superficie de falla y un modelo cinemático de ruptura, lo que en conjunto dará origen a los modelos de fallas finitas construidos aquí para la modelación de tsunamis. La distribución espacial del *slip* fue hecha usando el modelo de *slip* estocástico propuesto por Herrero y Bernard (1994) el cual ya fue explicado en el Capítulo 2. Como interesa estudiar la interacción cinemática del terremoto con el tsunami, se usará una realización estocástica de Δu para cada superficie de falla. También se modelará un Δu uniforme para el caso de la falla del modelo de laboratorio. El uso de una distribución de *slip* uniforme y estocástica permitirá tener una comparación del aporte de Δu sobre la distribución espacial del *Run-Up*.

Para todos los escenarios descritos anteriormente, los terremotos modelados tienen una

magnitud de $M_w = 9.0$. Para los dos tipos de distribución espacial del Δu , se utilizó un *taper* que atenuara las amplitudes del *slip* en los bordes de la falla, con tal de no generar inestabilidades numéricas en la modelación del tsunami que se hará posteriormente. La Figura 3.3 y la Figura 3.4 muestran la distribución de *slip* en el terremotos con $M_w = 9.0$ para cada superficie de falla. En el caso de la Figura 3.4 se muestran tanto la realización estocástica de Δu como la distribución uniforme de dicho parámetro.

3.2. Parámetros Cinemáticos de la Fuente

Como ya se explicó en el Capítulo 1, la mayor parte de los modelos de tsunamis generados por una fuente sísmica, no consideran los procesos temporales de ruptura. Sin embargo un modelo de fallas finitas que contemple las variaciones temporales de la ruptura puede ser útil para la modelación de tsunamis más realistas, como los mencionados anteriormente en este capítulo. En el Capítulo 2 se hizo una revisión de los modelos de *slip* estocásticos y cinemáticos como dos partes desacopladas que pueden ser superpuestos para representar bien un terremoto tanto de forma espacial como temporal. Para efectos de este trabajo también se necesitará conocer el proceso temporal de deformación del fondo marino como resultado del modelo de fallas finitas, lo cual puede hacerse a través del modelo analítico de Okada (1985) a partir de las distribuciones del *slip* en diferentes instantes del proceso de ruptura.

Como ya se explicó en el capítulo anterior, el modelo de ruptura temporal usado en este trabajo necesita de dos parámetros principales; la velocidad de ruptura V_r y el *Rise Time* τ_R . Es importante considerar que como los modelos de ruptura de estos terremotos son modelos cinemáticos, los cuales asumen el desacoplamiento de la parte temporal y espacial de la ruptura, es posible usar diferentes ubicaciones de hipocentros, con distribuciones arbitrarias de la velocidad de ruptura y hasta variaciones en el *Rise Time*, todo esto para un mismo plano de falla. En este estudio no se considera ninguna relación entre la distribución espacial del *slip* y la distribución espacial de la velocidad de ruptura. El estudio de dicha relación está fuera del alcance de este trabajo. La ventaja de usar este método es que existe una mayor libertad en cuanto a la elección de parámetros para los distintos escenarios de la fuente, esto permitirá estudiar el grado de acoplamiento del sistema tierra-océano. Los valores de V_r y τ_R utilizados se mueven dentro de un rango aceptable según lo visto en las inversiones y modelos directos de Geist (1998), Poisson y cols. (2011), Bernard y cols. (1996), Suppasri y cols. (2010) y Lorito y cols. (2010).

3.2.1. Velocidad de Ruptura

En la literatura referente a la modelación de tsunamis, algunos autores como Imai y cols. (2010), Suppasri y cols. (2010) y Poisson y cols. (2011) crean simulaciones de tsunami en las que se observa una dependencia entre la velocidad de ruptura de varios terremotos y el tamaño del *Run-Up* en el campo cercano, Todorovska y Trifunac (2001) hace una descripción de la evolución en la forma de onda del tsunami al considerar diferentes velocidades de ruptura y finalmente Fuentes y cols. (2018) obtienen relaciones analíticas entre la velocidad de ruptura y el *Run-Up* de un tsunami para un modelo $1D$. Estos son algunos de los antecedentes que muestran la importancia de incluir la velocidad de ruptura de fuente sísmica en la modelación de un tsunami.

En este trabajo se pretende aislar el comportamiento de dicho parámetro y estudiar de forma cuantitativa como afecta en las amplitudes y tiempos de llegada de las ondas de un tsunami en el campo cercano en un modelo $2D$, por lo que se estudiarán las variaciones de *Run-Up* de un tsunami usando diferentes velocidades de ruptura en las dos batimetrías ya mencionadas, para las que se contempla fuentes de *slip* tanto uniformes como estocásticas. También se estudiará el efecto de la directividad de la ruptura en las distribuciones espaciales de *Run-Up*. Para ello se consideran escenarios con distintas ubicaciones del hipocentros asociados para cada caso.

Como el escenario de los modelos de laboratorio es el que permite aislar la relación entre los parámetros cinemáticos de la ruptura y el *Run-Up*, se haran varias pruebas sobre estos escenarios, de las cuales sólo se recrearán las más importantes en la batimetría del Norte de Chile y Sur del Perú. A continuación se detallan todos los escenarios con variaciones en la velocidad de ruptura usados en la posterior modelación de tsunami.

Se considera dos grupos de escenarios para la velocidad de ruptura, (1) los que utilizan una $V_r = cte$ pero con variaciones de entre $0.1-2.5 \text{ km/s}$ para cada escenario y (2) un conjunto de escenarios que toma una velocidad de ruptura variable dentro de la superficie de falla. En el conjunto de escenarios (1) interesa entender como la velocidad de ruptura y la directividad en la falla afectan la distribución espacial del *Run-Up*. En los escenarios de laboratorio se estudiarán modelaciones con 8 diferentes velocidades de rupturas asociadas a 9 hipocentros; es decir 72 escenarios. Los hipocentros varían su ubicación a lo largo del *Strike* como ruptura generada en la Zona Norte, Centro o Sur de la superficie de falla y también varían a lo largo del *Dip*, como ruptura superficial (*Up*), de profundidad media (*Middle*) o profunda (*Down*), a partir de ahora se usará la nomenclatura puesta entre paréntesis.

La Figura 3.5 muestra las diferentes ubicaciones hipocentrales de la ruptura para una misma superficie de falla. La zona más superficial de la falla está al lado izquierdo, (Oeste) en cada rectángulo visto en planta y la zona más profunda, está a la derecha, (Este). No hay variaciones de profundidad en dirección Norte-Sur. Para los escenarios del grupo (1) se consideran dos tipos de distribuciones de *slip*, una estocástica como la mostrada en la

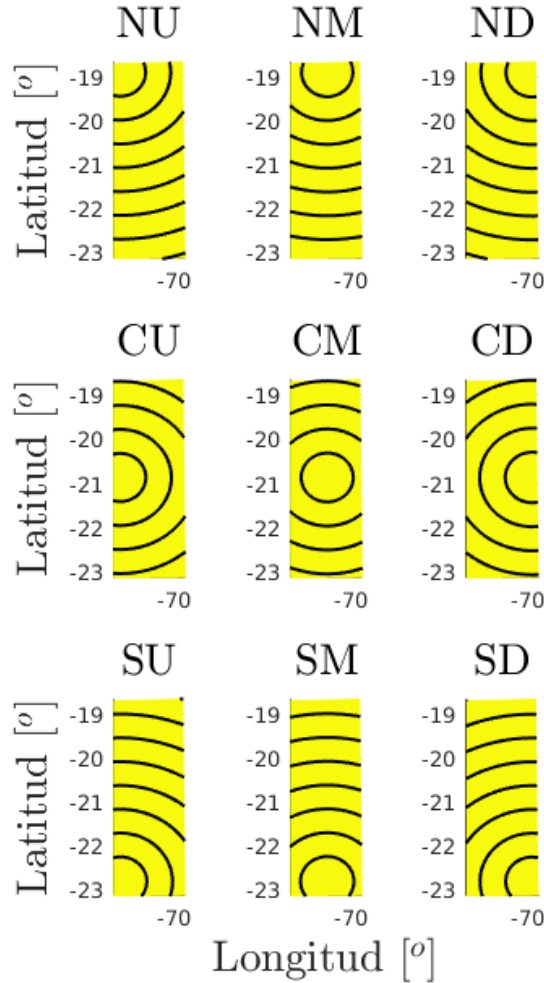


Figura 3.5: Variaciones hipocentrales de las rupturas generadas en la superficie de falla del modelo de laboratorio. Las curvas negras representan la dirección de propagación del frente de ruptura debido a la velocidad de ruptura aparente. La razón por la que los frentes son circulares se debe a que la velocidad de ruptura (aparente) es constante a lo largo de toda la falla, para este tipo de escenarios. La nomenclatura utilizada corresponde a N=Norte, C=Centro, S=Sur, U=*Up*, M=*Middle* y D=*Down*. Por lo que NU es una ruptura generada en un *Strike* orientado hacia el Norte, con un *Dip* superficial, y así mismo con todas las otras combinaciones de letras.

Figura 3.4 (a) y otra uniforme; Figura 3.4 (b). Notar que desde este punto en adelante, cuando se este hablando de la velocidad de ruptura, en verdad se está haciendo referencia a una velocidad de ruptura “aparente”, ya que se mide desde un punto de referencia local ubicado dentro de la superficie de falla, pero en las Figuras mostradas aquí, las superficies de fallas han sido orientadas usando coordenadas terrestres globales de (*latitud*, *longitud*).

Esto permitirá visualizar la contribución de las heterogeneidades del *slip* en el *Run-Up* y si dicho aporte está condicionado por la velocidad de ruptura. Los escenarios (1) permitirán estudiar el efecto de distintas velocidades ruptura, directividad y distribución del *slip*, sobre el *Run-Up* en el campo cercano. En total se tiene un conjunto de 190 modelaciones de este

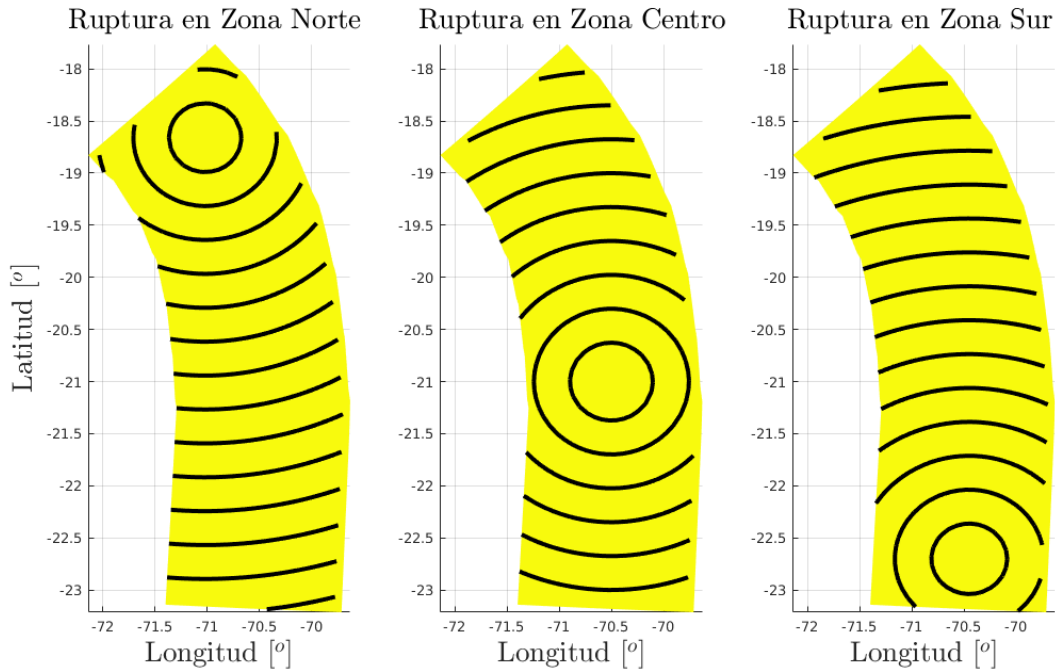


Figura 3.6: Variaciones hipocentrales de las rupturas generadas en la superficie de falla del modelo del Norte de Chile. Al igual que la Figura 3.5, las circunferencias representan el frente de propagación de ruptura que se mueve con una velocidad de ruptura aparente constante. En este caso sólo se estudia el efecto de la directividad del terremoto sobre el tsunami con variaciones hipocentrales del *Strike*.

tipo de escenarios.

En el caso de la batimetría del Norte de Chile, también se consideraron modelaciones de terremotos con 7 velocidades de ruptura uniformes que varían entre 0.1-2.5 km/s dentro de tres hipocentros a lo largo del *Strike* de la falla: Norte, Centro y Sur. En total hay 21 modelaciones de este tipo para la batimetría del norte de Chile, en las que sólo se trabajó con una distribución de *slip* estocástica. Las diferentes ubicaciones del hipocentro pueden verse en la Figura 3.6. Es importante destacar que los valores usados de V_r no vienen de ningún estudio sismológico que muestre rangos de velocidades asociados a esta zona en particular. Dichos valores fueron escogidos a partir de datos de trabajos mencionados en la introducción de este capítulo. Se necesitarían más estudios sismológicos para acotar este rango de velocidades aun más.

Con respecto al conjunto de escenarios del caso (2), se pretende estudiar como es afectado el *Run-Up* al tener grandes variaciones en la velocidad de ruptura, estas variaciones pueden justificarse si asumimos variaciones en la reología de las rocas que se encuentran en el plano de falla. Para entender esto se contará con escenarios en los que la ruptura comience en la zona Norte del plano de falla y se propague hacia el Sur con una velocidad inicial de 2.0 km/s , luego se ralentizará hasta llegar a un valor de 1.0 km/s . Este cambio de velocidad se dará espacialmente de forma paralela al *Strike*, el cual a su vez esta orientado en forma paralela con la línea de costa. Se asume un primer caso con una disminución lineal de V_r

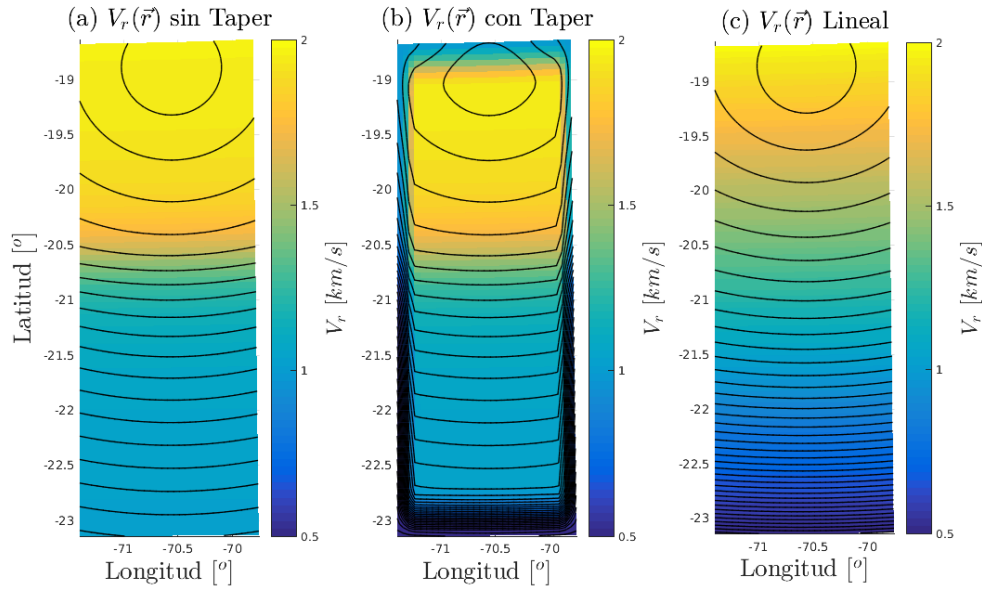


Figura 3.7: Se muestran dos escenarios de la ruptura dentro de una misma superficie de falla con un cambio de velocidad que varía en el *Strike*. (a) muestra dicho cambio de velocidad sin asumir barreras en los bordes y (b) es la misma velocidad que (a), sólo que considerando la existencia de dicha barrera. Las curvas concéntricas color negro muestran la propagación del frente de ruptura para distintos instantes de tiempo. La existencia de barreras distorsiona la forma de dichos frentes. La función $V_r(\vec{r})$ enfatiza el hecho de que V_r tiene una dependencia espacial dentro de la superficie de falla, dado por el vector $\vec{r} = (x, y, z)$. Notar que los colores representan la variación espacial de V_r , (c) muestra una velocidad de ruptura con decaimiento lineal en el *strike*

y otro en el que la mitad de la superficie de falla, dividida por *strike*, haya una velocidad alta y otra mitad con una velocidad baja, con una variación en la unión entre las dos secciones, como puede verse en la Figura 3.7. Esto ayudará a observar como es la distribución espacial del *Run-Up* dada una velocidad de ruptura variable. Además de este caso, también interesa comprender el efecto de la velocidad de ruptura al ser ralentizada en los bordes de la falla. Es físicamente poco realista suponer que el frente de ruptura frena bruscamente en los bordes de la superficie de falla, se optará por la hipótesis de que dicha velocidad va disminuyendo hasta generar la detención. Este fenómeno ya ha sido estudiado por varios autores como Aki (1984), Aki (1979) y Hanks (1974) y se conoce como parches tipo barreras².

Aki (1984) concluye que estas zonas son responsables de la detención de una ruptura, pero también pueden ser los puntos de partida de nuevos sismos. Además existe evidencia aportada por dichos autores de que hay zonas en las que los terremotos históricos suelen contar con las mismas superficie de *slip*, lo que permite acotar zonas generadoras de potenciales terremotos.

Aki (1984) muestra un modelo de formación de terremotos aplicado a la zona de California, en donde se considera un intervalo del tamaño de barreras supuesto a partir de varias

²Las barreras son áreas dentro de la superficie de falla que se caracterizaran por ser resistentes al *slip* debido a cambios geológicos o estructurales

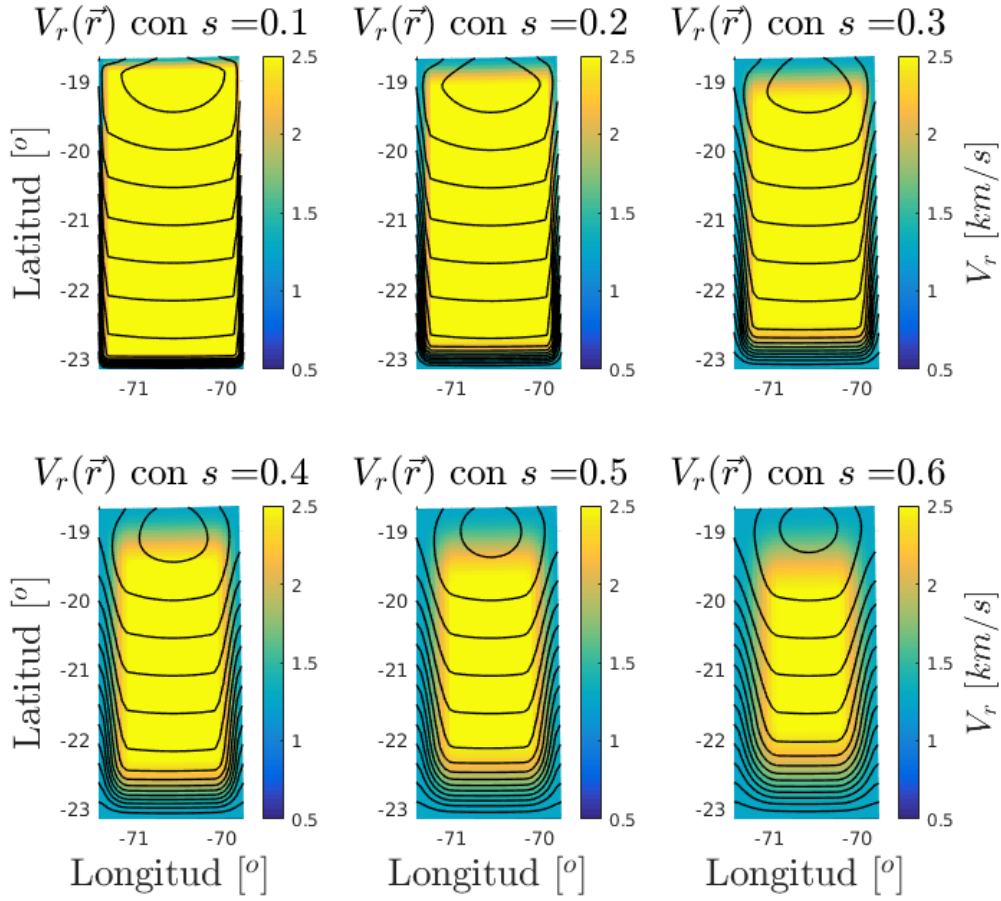


Figura 3.8: Seis escenarios de laboratorio con rupturas generadas en el Norte del plano de falla y velocidad de ruptura inicial igual a 2.5 km/s . El parámetro s controla el radio de acción en el *taper* variando de 0 a 1, es decir, el tamaño del borde afectado por la barrera. Mientras mayor es el tamaño de s más grande es la zona con velocidad suavizada. Notar que los colores representan la variación espacial de V_r .

dimensiones de parches mostrados en la literatura, estos intervalos van desde $1\text{-}15 \text{ km}$ y sus valores son proporcionales al tamaño de la superficie de falla en donde se generaron, ($L \times W$ varía entre 35×15 y $70 \times 20 \text{ km}^2$) y también son proporcionales a la cantidad de *slip*, (0.5 a 11 m). En este caso de estudio se tiene una superficie de falla de 500 km de largo y 170 km de ancho y un *slip* máximo de casi 50 m ($M_w = 9.0$), por lo que es razonable suponer intervalos de barrera más grandes que estos. La Figura 3.7 muestra dos distribuciones distintas de velocidad de ruptura, (a) muestra una falla con dos velocidades de ruptura descritas anteriormente y (b) contiene esta misma velocidad de ruptura sólo que con un *taper* que atenúa los valores de dicha velocidad en los bordes. La longitud abarcada por el *taper* es de aproximadamente 50 km en cada borde y representa la zona de la superficie de falla cubierta por un parche de barrera.

Notar que en esta figura también se muestra de forma esquemática las curvas de los tiempos de propagación del frente de ruptura, la razón de porqué los frentes se encuentran mas

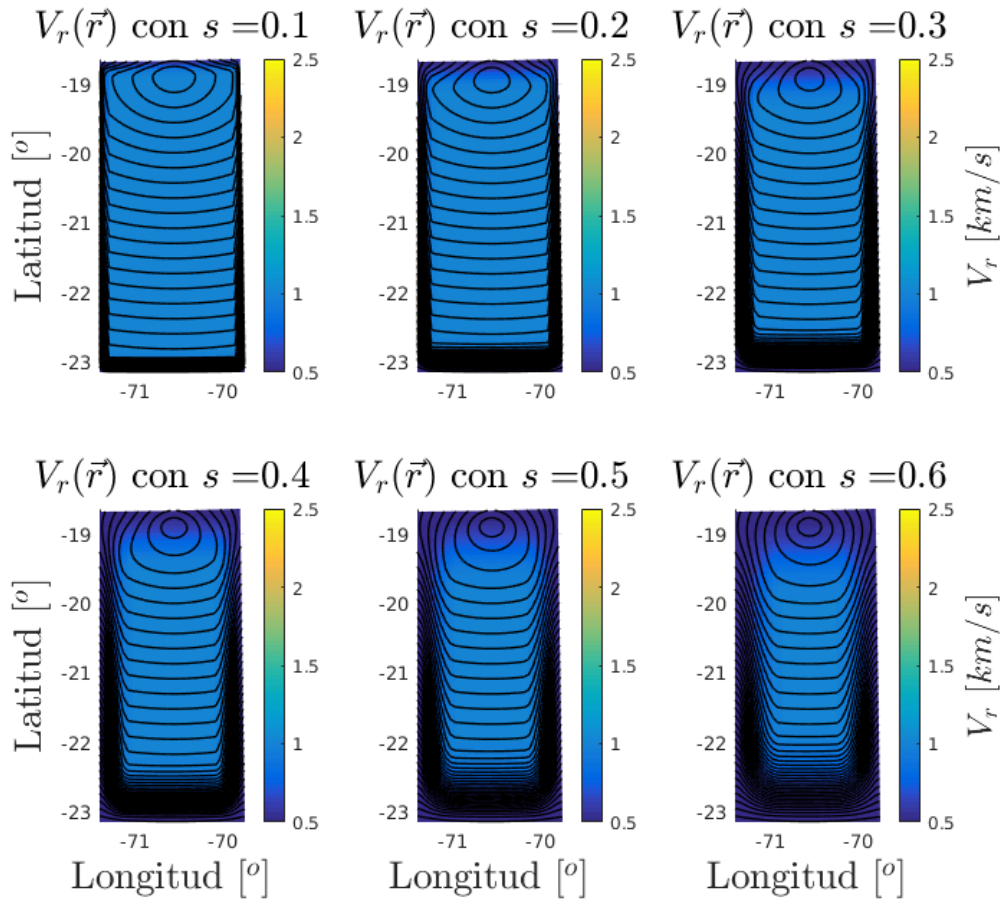


Figura 3.9: Se muestra lo mismo que la Figura 3.8 sólo que con escenarios que inicialmente tenían una $V_r = 1.0 \text{ km/s}$.

juntos entre sí, es porque tanto en la Figura 3.8 como en la fig:fc36, se asume el mismo tiempo de separación entre los frentes, por lo que es de esperar que en los casos donde se tenga un V_r más alto, los frentes se encuentren más separados que en el caso en donde V_r sea más bajo. En estas figuras también se observa la diferencia geométrica de dichas curvas, (frentes de ruptura), cuando cambia la velocidad de propagación dentro de la misma falla. En el caso Figura 3.7 (b) se observa como la circunferencia se distorsiona en los bordes producto de la diferencia de velocidad. El asunto de la representación de barreras sísmicas a partir de *tapers* se detallará a continuación.

Evidentemente como las funciones de *slip* tienen un *taper* que atenúa los valores de *slip* en los bordes de la falla. A priori, no pareciera tener impacto en el tamaño del *Run-Up*. Pero si hay barreras de gran tamaño que logren cubrir una mayor superficie en la falla, existe mayor probabilidad de que tenga más impacto en el *Run-Up*. Por lo que se muestran dos sub grupos con diferentes velocidades de ruptura V_r . El primer sub grupo contiene escenarios con $V_r = 2,5 \text{ km/s}$ que inicialmente tienen un valor constante dentro de la superficie de falla, luego dicha velocidad es multiplicada por un grupo de ventanas tipo *Tukey 2D* con diferentes tamaños. La función *Tukey* de *Matlab* depende de un parámetro s que varía de 0 a 1, donde

$s = 0$ genera una función caja rectangular y $s = 1$ es una función cuya forma es similar a una gaussiana $2D$, mas detalles de esto se mostrarán en el apéndice.

Se generaron 6 ventanas con valores del parámetro s que varían entre 0.1-0.6, luego la función de velocidad $V_r(\vec{r})$ fue multiplicada por cada una de estas cajas, generando 6 escenarios con velocidad atenuada en distinto grado, el radio de alcance de las barreras en los bordes de la falla varía de entre 18 *km* a 125 *km* de longitud. El segundo sub grupo de escenarios es igual que el primero, sólo que en este caso se trabaja con una velocidad inicial de 1.0 *km*, la idea es poder detectar si una menor velocidad de ruptura logra amplificar el efecto que aporten las barreras en el *Run-Up*. La Figura 3.8 y la Figura 3.9 muestran los dos conjuntos de escenarios descritos anteriormente. Notar que en estos casos se utilizó la distribución de *slip* estocástica.

3.2.2. Profundidad de la Batimetría

Tanto en el trabajo de Ward (2001) y Todorovska y Trifunac (2001) se concluye que las variaciones en la velocidad de deformación del fondo oceánico, dadas por la velocidad del frente de un *landslide*, en el caso de Ward (2001) y la velocidad de ruptura, en el caso de Todorovska, maximizan las amplitudes del tsunami cuando se igualan a la velocidad de fase de las ondas del tsunami. Esto ocurre ya que el agua desplazada verticalmente por el levantamiento del fondo oceánico estaría siendo cabalgada por la columna de agua levantada por las ondas del tsunami, y como tanto el frente de deformación submarino, como el frente de ondas del tsunami viajan a la misma velocidad, este proceso tendría una retroalimentación positiva que iría aumentando la amplitud del tsunami de forma progresiva, mientras este sistema se mantenga en el tiempo. En otras palabras se está generando resonancia en el agua ya que la deformación del fondo logra excitar sus modos fundamentales. En el caso en el que la velocidad de fase del tsunami sea menor a la del levantamiento del fondo oceánico, no se daría esta amplificación ya que la columna de agua que contiene el frente del tsunami estaría “escapando” continuamente del agua desplazada desde el fondo.

Como es sabido, la velocidad de fase de un tsunami tiene una dependencia con la profundidad del agua en la batimetría, la cual está dada por $c = \sqrt{gh}$, esto implica que una misma velocidad de deformación del fondo oceánico, (la cual se puede considerar equivalente a la velocidad de ruptura V_r , por Okada (1985)), no tiene porqué maximizar la amplitud del tsunami si el terremoto ocurre en una zona con una batimetría de distinta profundidad. En otras palabras, la dependencia de la velocidad de ruptura con la amplitud del tsunami estaría condicionada a la profundidad del agua en la zona donde se propague dicho tsunami en el campo cercano, por lo que se podría considerar que hay una equivalencia entre las variaciones de V_r y h .

Para efectos de este trabajo, interesa estudiar esta supuesta equivalencia teórica entre V_r y h . Para hacerlo se pretende generar un conjunto de escenarios en los que se estudie el comportamiento de un tsunami generado en el campo cercano, provocado por terremotos con idénticos parámetros cinemáticos, pero localizados bajo batimetrías de distinta profun-

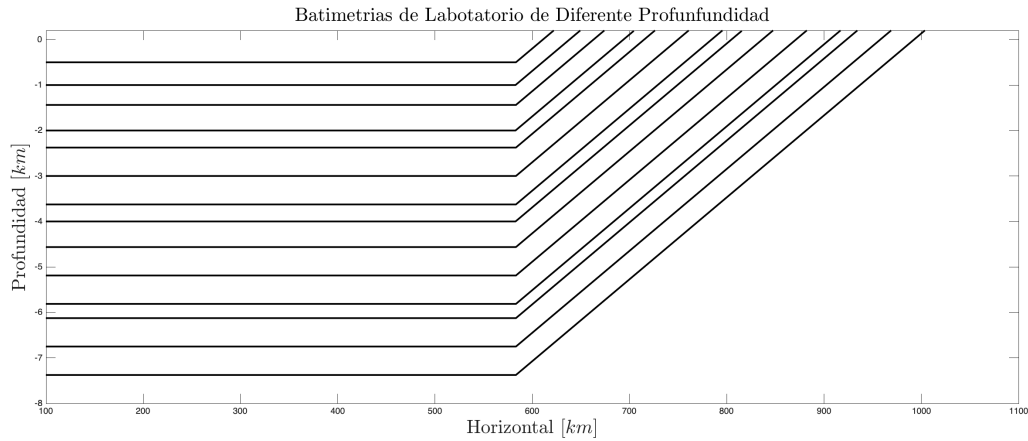


Figura 3.10: Corte transversal en donde se muestra la comparación entre las distintas profundidades de 14 de las 30 batimetrías usadas con profundidades máximas entre 500-8000 m . Todas estas batimetrías tienen la misma inclinación en el talud continental y la misma superficie cubierta por el plano horizontal del fondo.

didad. Por simplicidad se usarán batimetrías de laboratorio con la misma geometría descrita anteriormente, sólo que con diferentes profundidades máximas. En total se generaron 60 modelaciones de tsunamis propagados sobre batimetrías con profundidades de entre 500-8000 m . 30 de dichas modelaciones fueron hechas con terremotos cuya velocidad de ruptura fueron de 0.2 km/s y las otras 30, tuvieron una fuente instantánea (ambas contaron con un *slip* uniforme). La idea de esto es que al momento de comparar los *Run-Up* de eventos con distinta profundidad y velocidad de ruptura $V_r \neq 0$, es necesario escalar cada uno con los *Run-Up* de eventos generado sobre la misma batimetría, por una fuente instantánea. Solo así será posible comprar escenarios de diferente profundidad.

En la Figura 3.10 se muestra un corte transversal donde se comparan varias de las batimetrías usadas en este conjunto de escenarios. Todas ellas tienen la misma pendiente sobre el talud continental y la misma área cubierta por el plano horizontal sumergido en la profundidad $-h_{max}$.

3.2.3. *Rise Time*

Según lo mostrado en el modelo analítico 1D de Fuentes y cols. (2018), el *Run-Up* también tiene una dependencia proporcional, aunque no lineal, con el *Rise Time*, en donde valores grandes de τ_R están asociados a un *Run-Up* de menor amplitud con respecto al caso instantáneo, (ver Figura 5 de Fuentes y cols. (2018)). Este modelo asume que el *slip* Δu sobre un punto arbitrario en la superficie de falla $\vec{\xi}$ tiene el comportamiento de una función rampa con respecto al tiempo. Otro modelo de *Rise Time* un más realista, pero que sólo se centra en el problema cinemático de la ruptura, es el desarrollado por Bernard y cols. (1996), quien genera una función pulso $\Delta u(t)$ con un gran cambio de pendiente en el frente de ruptura. Ambos modelos pueden verse en la Figura 2.9.

La diferencia fundamental entre estas dos representaciones es que para el caso de un $\Delta u(x, t)$ representado por una función rampa, toda la energía del *slip* se reparte de forma proporcional dentro del pulso de ruptura, mientras que para el caso de $\Delta u(\vec{\xi}, t)$ propuesto por Bernard y cols. (1996), la energía del *slip* está concentrada sólo en la región más cercana al frente de ruptura. La repercusión de este segundo modelo cinemático aplicado a un tsunami es que, como los tsunamis no son sensibles a las altas frecuencias en un terremoto, aun que la cantidad de *slip* liberado sea grande, el margen de tiempo en el que lo hace es tan pequeño que el agua no tiene tiempo suficiente para percibirlo, a diferencia del modelo de la rampa en donde se esperaría que la función $\Delta u(t)$ asociada a un gran *Rise Time* muestre efectos perceptibles en el *Run-Up* del tsunami.

En este trabajo se pretende ver el efecto de los dos tipos de modelos de *Rise Time* aplicados en la generación de tsunamis. Se va a crear un grupo de escenarios donde se muestra el proceso de ruptura de un terremoto en la falla de laboratorio, usando un rango de valores de τ_R que van desde 10-30 s, esto contiene algunos valores de *Rise Time* fuera del rango mostrados por Geist (2002), pero sirve para entender la tendencia que tendría comportamiento del tsunami frente a las variaciones de *Rise Time*. En este grupo se tienen nueve escenarios que usan el modelo de Δu representado por una función caja y nueve escenarios en donde Δu es el mismo que se dedujo en el trabajo de Bernard y cols. (1996), en todos estos casos se utilizó una velocidad de ruptura de 0.7 km/s.

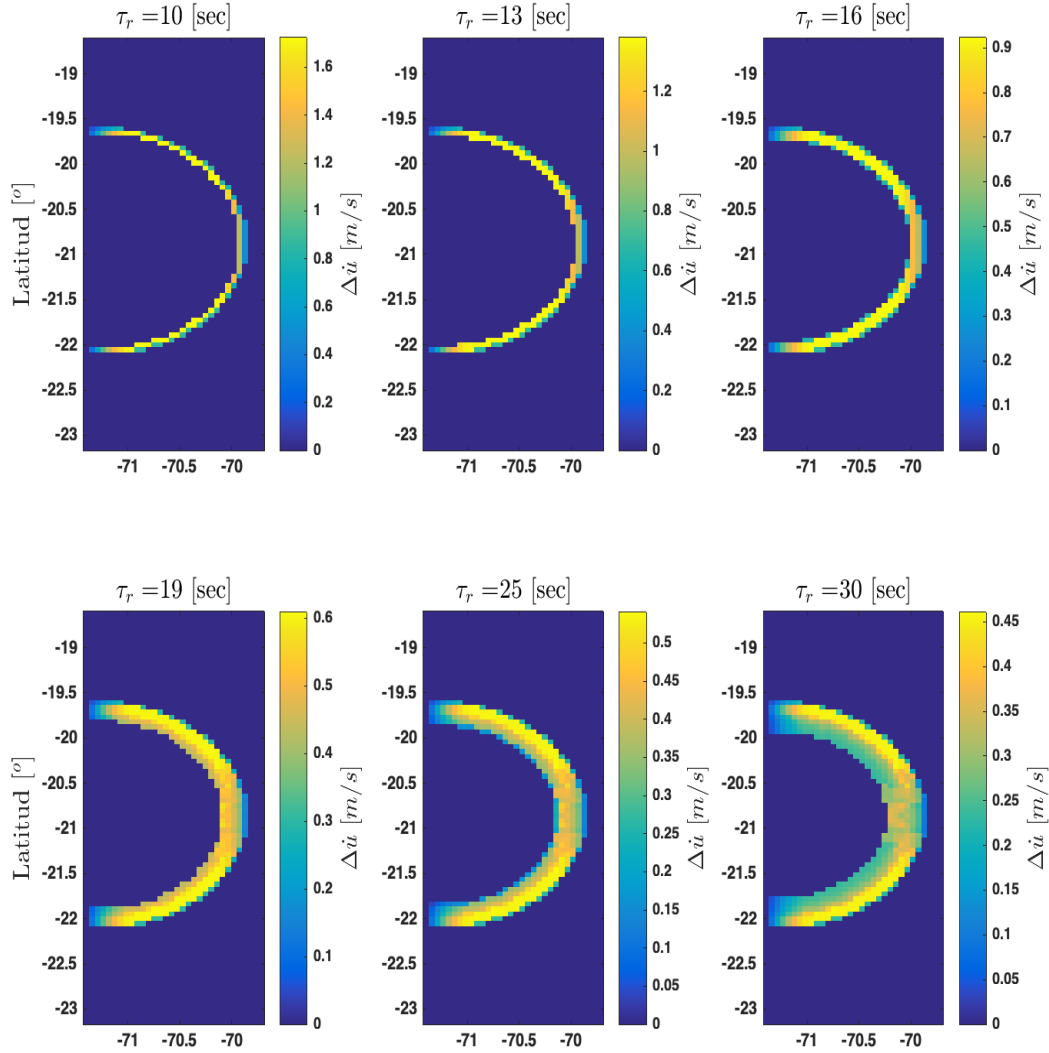


Figura 3.11: Se muestran un instante dentro del proceso de ruptura en donde seis anillos concéntricos que representan la derivada temporal del pulso de *slip* Δu , se mueven a velocidad constante. Cada cuadro está asociado a un valor de *Rise Time* en donde mientras mayor es τ_R , mas grande es el radio cubierto por el pulso circular. En este caso se usa el modelo cinemático de Bernard y cols. (1996), el cual muestra que las mayores amplitudes de $\Delta \dot{u}$ siempre están en el borde del frente de ruptura, representado por la franja amarilla que rodea cada circunferencia.

La Figura 3.11 muestra las pruebas de variaciones de *Rise Time* hechas usando el modelo cinemático planteado por Bernard y cols. (1996), mientras que la Figura 3.12 muestra los escenarios que utilizan el modelo de $\Delta u(t)$ con forma de rampa. En el apéndice se presentan un grupo de tablas con el resumen de todos los escenarios que se usarán en la modelación de tsunamis en donde se incluyen los parámetros importantes en cada caso.

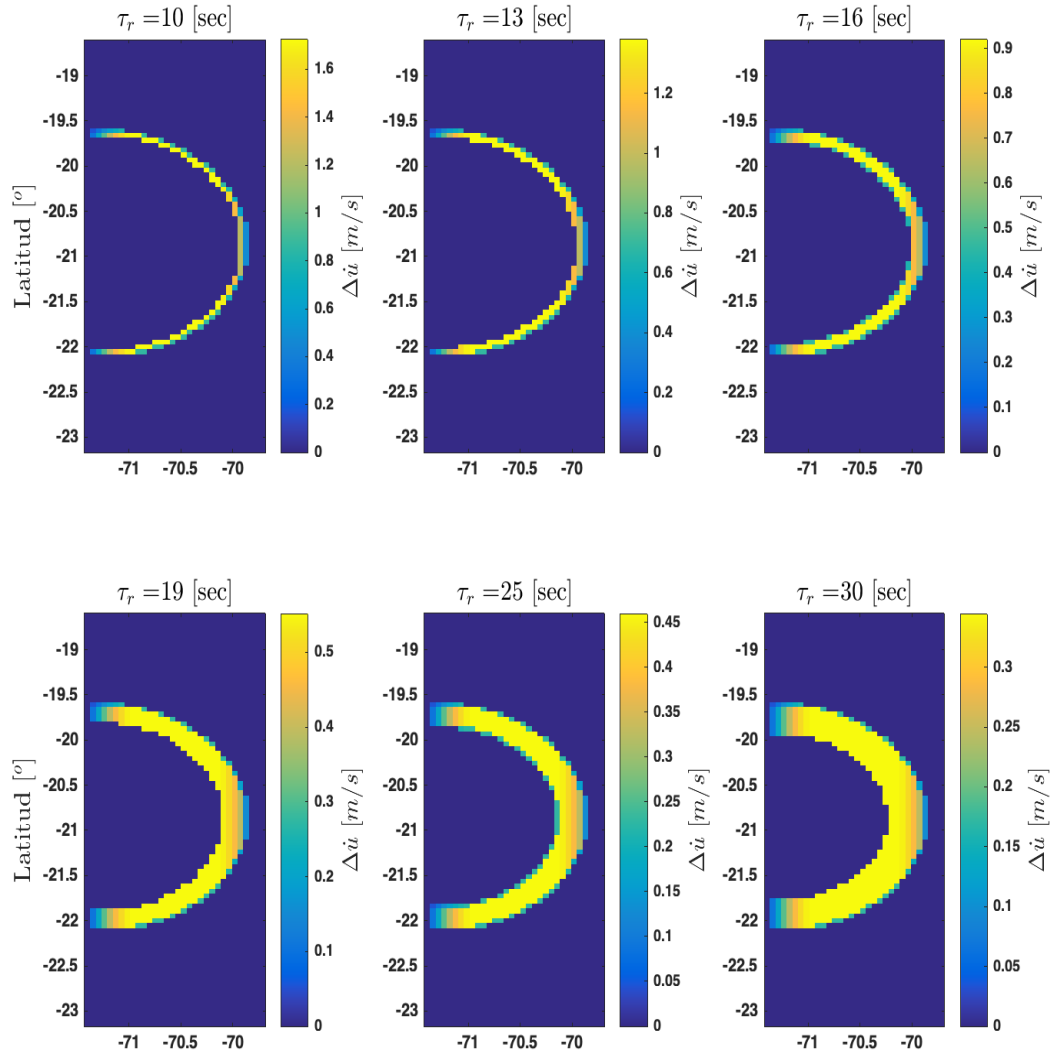


Figura 3.12: Esta figura contiene los mismos casos mostrados en la Figura 3.11, solo que aquí se trabaja con una función Δu con forma de rampa. Notar que los anillos que representan el pulso de Δu son completamente amarillos, (gran amplitud en todo el pulso), lo que permite que la ruptura libere el *slip* de forma lineal dentro del pulso y no de forma abrupta en los bordes del frente de ruptura, como en el caso de la Figura 3.12 .

3.2.4. Hipocentros no Causales

Para finalizar, interesa estudiar el efecto de la directividad de la ruptura y su relación con V_r . Se plantea como hipótesis que, quitando la dependencia de la batimetría, la distribución espacial del *slip* en la superficie de falla y el *Rise Time*, el *Run-Up* se podría escribir como una función de la velocidad de ruptura y la directividad de la misma, es decir: $R(x) \propto f(V_r)g(d)$, en vez de que $R(x) \propto f(V_r, d)$, donde d sería el efecto de la directividad de la ruptura. La consecuencia de plantear un $R(x)$ escrito de esta manera, es que daría la posibilidad de desacoplar completamente los efectos de ambas variables en la distribución del *slip*. Para mostrar la validez de esta hipótesis se plantea el siguiente experimento numérico: considerando el caso

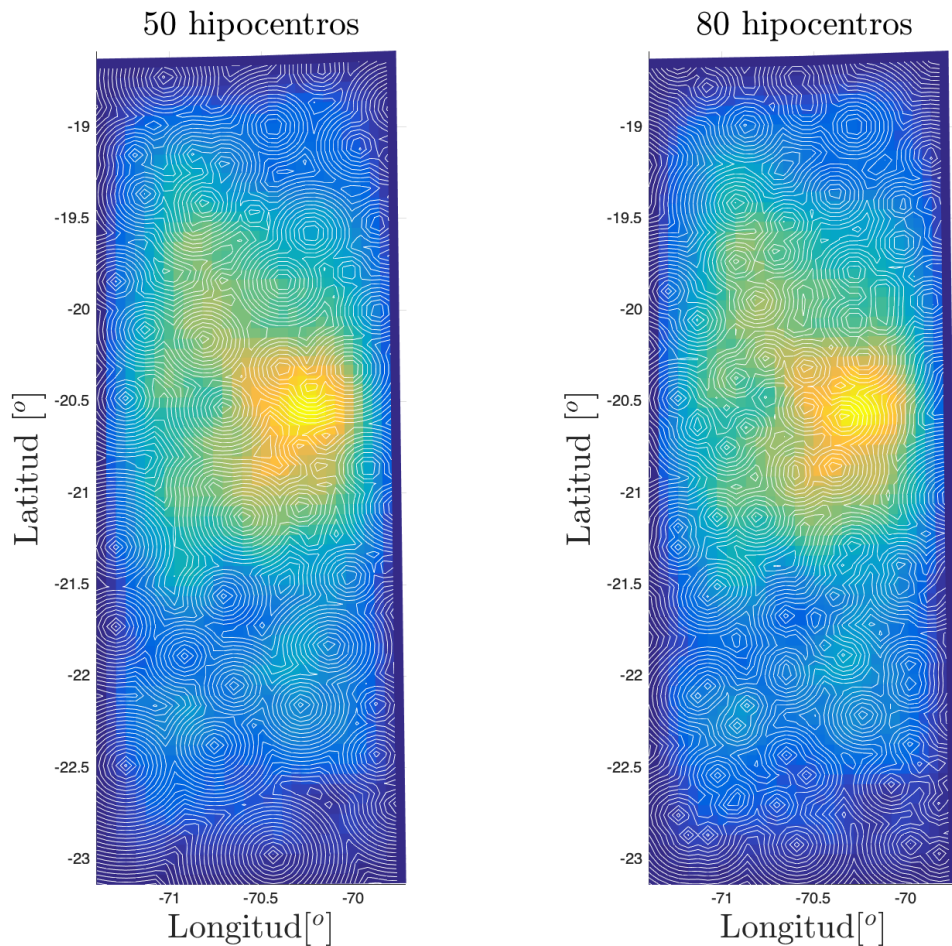


Figura 3.13: Vista en planta de la superficie de falla de laboratorio con la realización de dos experimentos en los que se tiene 50 y 80 hipocentros distribuidos sobre toda la superficie. las curva blancas representan la propagación de los frentes de ruptura de cada hipocentro. Se observa que en la figura del lado derecho hay una mayor concentración de circunferencias que en el izquierdo, en donde cada circunferencia representa el frente de ruptura de un sólo hipocentro antes de que toque los frentes del resto de hipocentros vecinos. La razón de porqué son frentes tienen formas circulares se debe a que la velocidad de ruptura se asume constante e igual a 2.0 km/s para todos los hipocentros.

hipotético en el que haya un terremoto generado por una ruptura con múltiples hipocentros, los cuales propaguen la ruptura sobre la superficie de falla, hasta que los frentes de dichas rupturas, asociadas a un hipocentro, se tocasen entre sí. Se quiere suponer a priori que no existe correlación espacial ni causalidad temporal entre cada hipocentro (subevento). Se propone una distribución espacial aleatoria de dichos subeventos, los cuales estarán limitados por los bordes de la superficie de falla rectangular de laboratorio descritos anteriormente, y se generarán azarosamente dentro de un periodo arbitrario de 20 segundos entre el inicio de la primera y última ruptura. Finalmente se asume que todas las rupturas se propagan a la misma velocidad de 2.0 km/s .

Se espera que mientras mayor sea la densidad de hipocentros generados dentro de ese período, el tsunami creado por este terremoto tendrá un *Run-Up* cada vez más parecido al del caso de una ruptura instantánea. Por lo que a pesar de contar con una velocidad de ruptura pequeña, se esperaría que el efecto de dicha velocidad sería casi nulo, dado que se está evitando el efecto de directividad al no permitir la propagación de un sólo frente de ruptura por toda la superficie de falla.

Se generarán dos grupos de terremotos con distinta densidad de hipocentros. El primero tendrá una densidad de 50 hipocentros generados aleatoriamente en un período de 20 segundos y el segundo grupo, propagará la ruptura de 80 hipocentros sobre la misma superficie y el mismo tiempo de ruptura. Se harán 4 realizaciones distintas de distribución espacio-temporal de hipocentros para cada grupo, con el objeto de representar la aleatoriedad del experimento. La Figura 3.13 ilustra la distribución espacial de dos realizaciones de hipocentros no causales, con distinta densidad, sobre la superficie de de falla vista en planta. Los experimentos se realizaron sobre una falla con distribución de *slip* estocástico.

3.3. Tablas con los Parámetros de Cada Escenario

En esta sección se muestra una serie de tablas que representan la totalidad de los 270 escenarios usados para la modelación de tsunamis en el presente trabajo. La Tabla 3.2 representa la nomenclatura utilizada para referirnos a las ubicaciones de los hipocentros en cada uno de los escenarios de laboratorio, estas siglas serán utilizadas en todas las tablas.

La Tabla 3.3, la Tabla 3.5, la Tabla 3.5 y la Tabla 3.6 muestran los escenarios de laboratorio que combinan variaciones de velocidad de ruptura con variaciones de ubicación hipocentral de la fuente, para una falla con *slip* uniforme. La Tabla 3.7, la Tabla 3.8, la Tabla 3.9 y la Tabla 3.10 representan los mismos escenarios que los tres anteriores, pero esta vez se utiliza un *slip* estocástico. La Tabla 3.11 muestra todos los casos en los que se considera una velocidad de ruptura variable. La Tabla 3.12 muestra escenarios de laboratorio con variaciones en el *Rise Time*. La Tabla 3.13 muestra los escenarios con diferente velocidad de ruptura y distinta ubicación del hipocentro para escenarios del Norte de Chile. La Tabla 3.14 muestra los escenarios que tienen distinta profundidad máxima en la batimetría, pero igual cinemática de ruptura. Y finalmente, la Tabla 3.15 muestra las pruebas de laboratorio en donde se trabaja con hipocentros múltiples sin causalidad temporal y distribución espacial aleatoria.

Nombres del Hipocentro	(lon, lat, z) [$^{\circ}$, $^{\circ}$, m] Laboratorio	(lon, lat, z) [$^{\circ}$, $^{\circ}$, km]
NU	(-71.24, -18.89, 12.22)	—
NM	(-70.56, -18.89, 27.41)	(-71.38, -18.44, 27.91)
ND	(-69.91, -18.89, 58.34)	—
CU	(-71.24, -20.86, 12.22)	—
CM	(-70.56, -20.86, 27.41)	(-70.54, -22.32, 27.41)
CD	(-69.91, -20.86, 58.34)	—
SU	(-71.24, -22.80, 27.41)	—
SM	(-70.56, -22.80, 30.53)	(-70.45, -22.77, 30.35)
SD	(-69.91, -22.80, 58.34)	—

Tabla 3.2: En esta tabla se muestra la nomenclatura usada para representar la ubicación hipocentral de todos los escenarios de laboratorio y realistas (Norte de Chile). Tal como se explicó anteriormente NU corresponde al hipocentro generado en el Norte en la parte superior de la falla, CM se forma en una latitud central con un *Dip* intermedio, y así cualquiera de las 9 combinaciones. Notar que la profundidad z se está midiendo en metros y con respecto al fondo del mar .

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
NU1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
NU2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
NU3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
NU4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
NU5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
NU6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
NU7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
NU8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab
NM1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
NM2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
NM3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
NM4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
NM5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
NM6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
NM7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
NM8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab
ND1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
ND2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
ND3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
ND4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
ND5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
ND6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
ND7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
ND8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab

Tabla 3.3: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Norte de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del *Rise Time* τ_R , la resolución espacial de la grilla en segundos Δs , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt , h se refiere al tipo de batimetría usada, si es de laboratorio o realista (Norte de Chile).

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
CU1 Uniforme	2.50	18	12	30	Lab
CU2 Uniforme	2.30	18	12	30	Lab
CU3 Uniforme	2.00	18	12	30	Lab
CU4 Uniforme	1.50	18	12	30	Lab
CU5 Uniforme	1.00	18	12	30	Lab
CU6 Uniforme	0.95	18	12	30	Lab
CU7 Uniforme	0.90	18	12	30	Lab
CU8 Uniforme	0.85	18	12	30	Lab
CU9 Uniforme	0.80	18	12	30	Lab
CU10 Uniforme	0.75	18	12	30	Lab
CU11 Uniforme	0.70	18	12	30	Lab
CU12 Uniforme	0.65	18	12	30	Lab
CU13 Uniforme	0.60	18	12	30	Lab
CU14 Uniforme	0.55	18	12	30	Lab
CU15 Uniforme	0.50	18	12	30	Lab
CU16 Uniforme	0.45	18	12	30	Lab
CU17 Uniforme	0.40	18	12	30	Lab
CU18 Uniforme	0.35	18	12	30	Lab
CU19 Uniforme	0.30	18	12	30	Lab
CU20 Uniforme	0.27	18	12	30	Lab
CU21 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
CU22 Uniforme	0.22	18	12	30	Lab
CU23 Uniforme	0.20	18	12	30	Lab
CU24 Uniforme	0.17	18	12	30	Lab
CU25 Uniforme	0.15	18	12	30	Lab
CU26 Uniforme	0.10	18	12	30	Lab

Tabla 3.4: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Centro Up de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del *Rise Time* τ_R , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt y el tipo de batimetría usada h , si es de laboratorio o realista (Norte de Chile).

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
CM1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
CM2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
CM3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
CM4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
CM5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
CM6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
CM7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
CM8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab
CD1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
CD2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
CD3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
CD4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
CD5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
CD6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
CD7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
CD8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab

Tabla 3.5: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Centro Middle y Down de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del *Rise Time* τ_R , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt y el tipo de batimetría usada h , si es de laboratorio o realista (Norte de Chile).

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
SU1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
SU2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
SU3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
SU4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
SU5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
SU6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
SU7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
SU8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab
SM1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
SM2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
SM3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
SM4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
SM5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
SM6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
SM7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
SM8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab
SD1 Uniforme	2.5	18	12	30	Lab
SD2 Uniforme	2.3	18	12	30	Lab
SD3 Uniforme	2.0	18	12	30	Lab
SD4 Uniforme	1.5	18	12	30	Lab
SD5 Uniforme	1.0	18	12	30	Lab
SD6 Uniforme	0.5	18	12	30	Lab
SD7 Uniforme	0.25	18	12	30	Lab
SD8 Uniforme	0.2	18	12	30	Lab

Tabla 3.6: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* uniforme, en los que la ruptura se genera en la zona Sur de la superficie de falla. Se muestran todas las velocidades de ruptura V_r para cada escenario, el valor del *Rise Time* τ_R , el espaciamiento temporal entre snapshots en la modelación cinemática Δt y el tipo de batimetría usada h , si es de laboratorio o realista (Norte de Chile).

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
NU1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
NU2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
NU3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
NU4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
NU5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
NU6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
NU7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
NU8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab
NM1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
NM2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
NM3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
NM4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
NM5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
NM6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
NM7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
NM8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab
ND1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
ND2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
ND3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
ND4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
ND5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
ND6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
ND7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
ND8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab

Tabla 3.7: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Norte de la superficie de falla.

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
CU1 Estocástico	2.50	18	12	30	Lab
CU2 Estocástico	2.30	18	12	30	Lab
CU3 Estocástico	2.00	18	12	30	Lab
CU4 Estocástico	1.50	18	12	30	Lab
CU5 Estocástico	1.00	18	12	30	Lab
CU6 Estocástico	0.95	18	12	30	Lab
CU7 Estocástico	0.90	18	12	30	Lab
CU8 Estocástico	0.85	18	12	30	Lab
CU9 Estocástico	0.80	18	12	30	Lab
CU10 Estocástico	0.75	18	12	30	Lab
CU11 Estocástico	0.70	18	12	30	Lab
CU12 Estocástico	0.65	18	12	30	Lab
CU13 Estocástico	0.60	18	12	30	Lab
CU14 Estocástico	0.55	18	12	30	Lab
CU15 Estocástico	0.50	18	12	30	Lab
CU16 Estocástico	0.45	18	12	30	Lab
CU17 Estocástico	0.40	18	12	30	Lab
CU18 Estocástico	0.35	18	12	30	Lab
CU19 Estocástico	0.30	18	12	30	Lab
CU20 Estocástico	0.27	18	12	30	Lab
CU21 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
CU22 Estocástico	0.22	18	12	30	Lab
CU23 Estocástico	0.20	18	12	30	Lab
CU24 Estocástico	0.17	18	12	30	Lab
CU25 Estocástico	0.15	18	12	30	Lab
CU26 Estocástico	0.10	18	12	30	Lab

Tabla 3.8: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Centro Up de la superficie de falla.

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
CM1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
CM2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
CM3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
CM4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
CM5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
CM6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
CM7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
CM8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab
CD1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
CD2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
CD3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
CD4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
CD5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
CD6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
CD7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
CD8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab

Tabla 3.9: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Centro Middle y Down de la superficie de falla.

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
SU1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
SU2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
SU3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
SU4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
SU5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
SU6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
SU7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
SU8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab
SM1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
SM2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
SM3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
SM4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
SM5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
SM6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
SM7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
SM8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab
SD1 Estocástico	2.5	18	12	30	Lab
SD2 Estocástico	2.3	18	12	30	Lab
SD3 Estocástico	2.0	18	12	30	Lab
SD4 Estocástico	1.5	18	12	30	Lab
SD5 Estocástico	1.0	18	12	30	Lab
SD6 Estocástico	0.5	18	12	30	Lab
SD7 Estocástico	0.25	18	12	30	Lab
SD8 Estocástico	0.2	18	12	30	Lab

Tabla 3.10: Grupo de escenarios de laboratorio, con *slip* Estocástico y diferentes velocidades, cuyo hipocentro está en el Sur de la superficie de falla.

Esenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	s []	h Lab/Real
NM1 Dos Velocidades	1.0 a 2.0	18	12	0	Lab
NM2 Dos Velocidades	0.5 a 1.0	18	12	0.2	Lab
NM2 Disminución lineal de V_r	0.5 a 2.0	18	12	0	Lab
NM1 Una Vel. lenta	0.5 a 1.0	18	12	0.1	Lab
NM2 Una Vel. lenta	0.5 a 1.0	18	12	0.2	Lab
NM3 Una Vel. lenta	0.5 a 1.0	18	12	0.3	Lab
NM4 Una Vel. lenta	0.5 a 1.0	18	12	0.4	Lab
NM5 Una Vel. lenta	0.5 a 1.0	18	12	0.5	Lab
NM6 Una Vel. lenta	0.5 a 1.0	18	12	0.6	Lab
NM1 Una Vel. Rapido	1.0 a 2.5	18	12	0.1	Lab
NM2 Una Vel. Rapido	1.0 a 2.5	18	12	0.2	Lab
NM3 Una Vel. Rapido	1.0 a 2.5	18	12	0.3	Lab
NM4 Una Vel. Rapido	1.0 a 2.5	18	12	0.4	Lab
NM5 Una Vel. Rapido	1.0 a 2.5	18	12	0.5	Lab
NM6 Una Vel. Rapido	1.0 a 2.5	18	12	0.6	Lab

Tabla 3.11: Grupo de escenarios de laboratorio, con velocidad de ruptura variable. El parámetro s corresponde al grado de suavizado aplicado por el *taper* sobre la velocidad inicial. Los escenarios de nombre “Dos Velocidades” son los asociados a las letras (a) y (b) de la Figura 3.7, el escenario de nombre “Disminución lineal de V_r ” se muestra en la Figura 3.7 (c), los escenarios de nombre “Una Vel. lenta” están asociados a la Figura 3.8 y los escenarios de “Una Vel. Rápido”, están asociados a la Figura 3.9.

Esenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Caja/Pulso	Δt [s]	h Lab/Real
CM1 <i>Rise Time</i> caja	0.7	2	Caja	2	Lab
CM2 <i>Rise Time</i> caja	0.7	4	Caja	2	Lab
CM3 <i>Rise Time</i> caja	0.7	6	Caja	2	Lab
CM4 <i>Rise Time</i> caja	0.7	8	Caja	2	Lab
CM5 <i>Rise Time</i> caja	0.7	10	Caja	2	Lab
CM6 <i>Rise Time</i> caja	0.7	12	Caja	2	Lab
CM7 <i>Rise Time</i> caja	0.7	14	Caja	2	Lab
CM2 <i>Rise Time</i> caja	0.7	17	Caja	2	Lab
CM9 <i>Rise Time</i> caja	0.7	20	Caja	2	Lab
CM1 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	2	pulso	2	Lab
CM2 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	4	pulso	2	Lab
CM3 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	6	pulso	2	Lab
CM4 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	8	pulso	2	Lab
CM5 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	10	pulso	2	Lab
CM6 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	12	pulso	2	Lab
CM7 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	14	pulso	2	Lab
CM2 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	17	pulso	2	Lab
CM9 <i>Rise Time</i> pulso	0.7	20	pulso	2	Lab

Tabla 3.12: Se muestran todos los escenarios en los que varía el *Rise Time* τ_R para modelos con una velocidad de ruptura $V_r = 0,7$ km/s y distribución de *slip* estocástica. Las palabras “caja” y “pulso” se refieren a la forma de la función $\Delta\dot{u}$ en el modelo cinemático de ruptura. “pulso” corresponde al modelo cinemático del trabajo de Bernard et al. (1996).

Escenarios Reales	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	h Lab/Real
NM1 Estocástico	2.5	18	12	30	Real
NM2 Estocástico	2.0	18	12	30	Real
NM3 Estocástico	1.8	18	12	30	Real
NM4 Estocástico	1.5	18	12	30	Real
NM5 Estocástico	1.0	18	12	30	Real
NM6 Estocástico	0.5	18	12	30	Real
NM7 Estocástico	0.25	18	12	30	Real
NM8 Estocástico	0.2	18	12	30	Real
CM1 Estocástico	2.5	18	12	30	Real
CM2 Estocástico	2.0	18	12	30	Real
CM3 Estocástico	1.8	18	12	30	Real
CM4 Estocástico	1.5	18	12	30	Real
CM5 Estocástico	1.0	18	12	30	Real
CM6 Estocástico	0.5	18	12	30	Real
CM7 Estocástico	0.25	18	12	30	Real
CM8 Estocástico	0.2	18	12	30	Real
SM1 Estocástico	2.5	18	12	30	Real
SM2 Estocástico	2.0	18	12	30	Real
SM3 Estocástico	1.8	18	12	30	Real
SM4 Estocástico	1.5	18	12	30	Real
SM5 Estocástico	1.0	18	12	30	Real
SM6 Estocástico	0.5	18	12	30	Real
SM7 Estocástico	0.25	18	12	30	Real
SM8 Estocástico	0.2	18	12	30	Real

Tabla 3.13: Se muestran los parámetros importantes usados en los escenarios de la batimetría del Norte de Chile y Sur del Perú. En este grupo de modelaciones se hace variar la velocidad de ruptura.

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	$-h_{max}$ [km]
CU1 Uniforme	0.2	5	12	30	0.50
CU2 Uniforme	0.2	5	12	30	0.81
CU3 Uniforme	0.2	5	12	30	1.12
CU4 Uniforme	0.2	5	12	30	1.43
CU5 Uniforme	0.2	5	12	30	1.75
CU6 Uniforme	0.2	5	12	30	2.06
CU7 Uniforme	0.2	5	12	30	2.06
CU8 Uniforme	0.2	5	12	30	2.37
CU9 Uniforme	0.2	5	12	30	2.68
CU10 Uniforme	0.2	5	12	30	3.31
CU11 Uniforme	0.2	5	12	30	3.62
CU12 Uniforme	0.2	5	12	30	3.93
CU13 Uniforme	0.2	5	12	30	4.25
CU14 Uniforme	0.2	5	12	30	4.56
CU15 Uniforme	0.2	5	12	30	4.87
CU16 Uniforme	0.2	5	12	30	5.18
CU17 Uniforme	0.2	5	12	30	5.50
CU18 Uniforme	0.2	5	12	30	5.81
CU19 Uniforme	0.2	5	12	30	6.12
CU20 Uniforme	0.2	5	12	30	6.43
CU21 Uniforme	0.2	5	12	30	6.75
CU22 Uniforme	0.2	5	12	30	7.06
CU23 Uniforme	0.2	5	12	30	7.37
CU24 Uniforme	0.2	5	12	30	7.68
CU25 Uniforme	0.2	5	12	30	8.00

Tabla 3.14: Se muestran los escenarios con batimetrías de diferente profundidad, pero con la misma cinemática.

Escenarios de laboratorio	V_r [km/s]	τ_R [s]	Δt [s]	Δs ["]	Nº de hipocentros
Realización 1 no denso	0.25	5	12	30	50
Estocástico 2 no denso	0.25	5	12	30	50
Estocástico 3 no denso	0.25	5	12	30	50
Estocástico 4 no denso	0.25	5	12	30	50
Realización 1 denso	0.25	5	12	30	80
Estocástico 2 denso	0.25	5	12	30	80
Estocástico 3 denso	0.25	5	12	30	80
Estocástico 4 denso	0.25	5	12	30	80

Tabla 3.15: Escenarios con hipocentros múltiples distribuidos aleatoriamente y sin causalidad temporal.

Capítulo 4

Modelación Numérica de Tsunamis

En este capítulo se muestran los resultados del comportamiento que tienen los tsunamis al ser generados por fuentes descritas por variaciones de parámetros en los modelos cinemáticos. Se muestra el efecto de la velocidad, la profundidad de la batimetría, la geometría de dicha batimetría, la distribución del *slip* y las variaciones en el *Rise Time*, en las amplitudes del tsunami y como se distribuyen espacialmente, en particular en la costa, como curvas de *Run-Up*. También se muestra una discusión de los resultados y las conclusiones asociadas a toda esta investigación.

4.1. Pre-Modelación

4.1.1. Software de Modelación de Tsunamis *JAGURS*

La modelación numérica de los tsunamis fue hecha por medio del software *JAGURS*, el cual es un código numérico que calcula la propagación de tsunamis y la posterior inundación en la costa. Está basado en el modelo de onda larga, (Modelo de Aguas Someras) o el de ondas dispresivas (Modelo de Boussinesq). Este código permite incluir procesos complejos en la modelación, ya que contempla los efectos de deformación elástica de la Tierra causado por el peso del tsunami, variaciones en la densidad del agua de mar en el perfil vertical, permite considerar la deformación horizontal generada por las fuentes en la generación de tsunamis y concibe la posibilidad de trabajar con fuentes no instantáneas. Las ecuaciones fundamentales son resueltas por medio de un esquema de diferencias finitas utilizando una cuadrícula escalonada y el método de salto de rana. Los cálculos son realizados en un sistema de coordenadas esféricas o cartesianas y es posible aplicar una modelación anidada. El código está escrito en Fortran 90 con paralelización utilizando OpenMP y MPI.

JAGURS es un código relativamente nuevo que ha demostrado ser estable y estar optimizado desde el punto de vista numérico. Representa bien la física de los tsunamis, como se mostró en los trabajos de Baba y cols. (2015), Baba y cols. (2016) y Baba y cols. (2017).

Se escogió utilizar este software ya que permite estudiar tsunamis provocados por fuentes no instantáneas usando *snapshots*, separados por un intervalo de tiempo $\Delta\tau$, que representen el proceso de la propagación del slip sobre la superficie de falla. Lo que permite probar escenarios de tsunami cuyas fuentes tengan diferente cinemática.

Las simulaciones de tsunami son realizadas en dos dimensiones espaciales utilizando las ecuaciones de onda larga no lineales (derivadas de las ecuaciones de Navier-Stokes). Las superficies deformadas por los grandes terremotos suelen tener una dimensión horizontal mayor que la profundidad del agua, por lo que si se cumple esta condición, la velocidad vertical de flujo se puede considerar como despreciable (principio de conservación de la masa). Se puede mostrar a partir de la ecuación de momento que los gradientes de presión verticales son casi hidroestáticos y los gradientes de presión horizontales son causados por desplazamientos del fondo marino.

Si se calcula la media de las variables en el eje vertical, haciendo una integración en z de las ecuaciones de movimiento, se puede eliminar la velocidad vertical en el modelo de onda larga no lineal. A continuación se muestra el set de ecuaciones de este modelo en coordenadas esféricas.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \theta} = -\frac{g}{R \sin \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} - C_f \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{d + \eta} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \sin \theta} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \theta} = -\frac{g}{R} \frac{\partial v}{\partial \theta} - C_f \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{d + \eta} \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{R \sin \theta} \left[\frac{\partial \{u(d + \eta)\}}{\partial \varphi} + \frac{\partial \{v \sin \theta (d + \eta)\}}{\partial \theta} \right] \quad (4.3)$$

(1) y (2) son las ecuaciones de movimiento y (3) es la ecuación de continuidad, en su conjunto forman el modelo de onda larga no lineal en coordenadas esféricas con vector posición $\vec{r} = \vec{r}(\theta, \varphi, t)$. En estas ecuaciones $\eta = \eta(\theta, \varphi, t)$ es la altura del agua sobre la superficie del mar, t es el tiempo, θ es la longitud, φ es la latitud, R es el radio de la tierra, $\vec{u} = (u(\theta, \varphi, t), v(\theta, \varphi, t))$ son las velocidades promediadas en profundidad a lo largo de la línea de longitud, $d = d(\theta, \varphi)$ es la profundidad del agua, g es la aceleración de gravedad y C_f es el coeficiente de fricción no dimensional.

Como se mencionó anteriormente, estas ecuaciones son resueltas usando el método de diferencias finitas a través de una grilla escalonada y el método de salto de rana. Los términos no lineales de la Ecuación 4.1, la Ecuación 4.2 y la Ecuación 4.3 son aproximados por diferencias finitas del tipo *upwind* de primer orden, mientras que los términos lineales son aproximados usando diferencias centrales de segundo orden, también se incluyen condiciones absorbentes en los bordes del dominio.

4.1.2. Parámetros de Entrada de *JAGURS*

El siguiente paso consiste en definir los parámetros usados para la simulación de tsunamis. Se utilizará la opción de *JAGURS* que resuelve las ecuaciones de movimiento, (en un dominio 2-D), en coordenadas esféricas. Esto implica que todas las funciones serán escritas como: $\eta = \eta(\theta, \varphi, t)$, $h = h(\theta, \varphi, t)$, $u = u(\theta, \varphi, t)$, etc. Con respecto a las condiciones de borde existen dos restricciones, la primera es la condición de borde de fondo, donde se tiene la deformación temporal de la batimetría $h(\theta, \varphi, t)$ producto del levantamiento del fondo oceánico generado por el deslizamiento en la superficie de falla. La segunda condición de borde esta en la superficie libre. Se define una superficie libre y deformable producto de los gradientes de presión que se generarían en la perturbación inicial.

Con respecto a las condiciones iniciales, se trabaja con una de tipo transiente, ya que inicialmente tanto el agua como el fondo del mar están en reposo, luego se gatilla el deslizamiento en la superficie de falla, que a su vez genera el levantamiento del fondo del mar en cada paso de tiempo (Okada, 1985), lo que termina por generar la perturbación del agua sobre ella. En términos prácticos lo que se hace es generar archivos que representen la variación de slip en la superficie de falla¹, estos archivos contienen la información de cada Δu_i , la geometría de falla en la ruptura y su ubicación espacial con respecto a la batimetría. Esta información es utilizada para generar la deformación transiente del fondo oceánico a través del modelo de Okada, en intervalos de tiempo $\Delta\tau$. Finalmente lo que hace la modelación de tsunamis es usar la deformación del fondo oceánico para perturbar la superficie libre, usando la modelación pasiva descrita en el Capítulo 1, luego dicha perturbación es propagada horizontalmente a partir de la discretización de la Ecuación 4.1, la Ecuación 4.2 y la Ecuación 4.3.

Todas las modelaciones de tsunamis de este trabajo serán ejecutadas utilizando las batimetrías y superficie de fallas descritas en el Capítulo 3. Los dominios batimétricos están representados en coordenadas de latitud y longitud (θ, φ) . Su resolución de $30'' \sim 925\text{ m}$ fue considerada para definir el paso temporal del modelo numérico Δt . Es importante evitar que hayan inestabilidades numéricas, ya que esto amenaza la convergencia de las soluciones del modelo, lo que implica que el valor del paso temporal Δt tiene que respetar la condición de *Courant-Friedrich-Levy* (*CFL*), mostrada en la Ecuación 4.4:

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_{max}}} \quad (4.4)$$

Donde Δx es el paso espacial con dimensiones de distancia, g es la aceleración de gravedad y h_{max} es la profundidad máxima de la batimetría. El modelo *JAGURS* da la opción de trabajar con grillas anidadas y paralelizar el cálculo numérico. Esto es práctico para generar modelos de tsunamis con batimetrías de alta resolución o al estudiar el arribo de las olas en el campo lejano, pero para el caso particular de este estudio, en donde sólo interesa comprender el comportamiento del tsunami en el campo cercano², no será necesario usar estas herramientas y sólo se trabajará con modelación en serie sin anidado de grillas.

¹Dicha variación de slip es representada por $\Delta u_i = \Delta u_i - \Delta u_{i-1}$ con $i = 1, 2, \dots, N$ donde N es el número de *snapshots* usados para representar el deslizamiento generado en un intervalo de tiempo $\Delta\tau$.

²Además de hacer suposiciones ideales, como el de la batimetría de laboratorio o un *slip* uniforme.

Parámetro	Unidades	Descripción
$h(\theta, \varphi)$	[$^\circ$]	Representa la batimetría usada en la modelación de tsunamis, está asociada a una resolución espacial, que en este caso será descrita en coordenadas esféricas: $\Delta\theta$ y $\Delta\varphi$. Se asume una resolución de 30" para los dos ángulos, tanto en la batimetría de laboratorio como la del Norte de Chile.
Δu	[m]	Corresponde a la variación del deslizamiento de la superficie de falla. Es necesario contar con una variación para cada instante del proceso de ruptura, es decir: $\Delta u_i = \Delta u_i - \Delta u_{i-1}$, donde i es el paso temporal.
$S(\theta, \varphi)$	[m]	Contiene la información del tamaño y geometría de la superficie de falla, además de su ubicación espacial con respecto a la batimetría.
Δt	[s]	Paso temporal para el cálculo de la evolución del tsunami. Este parámetro se fijó en 1 [s].
t_{end}	[s]	Tiempo de cálculo total de la evolución del tsunami. Este parámetro se fijó en 9,780 [s], aproximadamente 2.7 horas.
$itmap$	[]	Número de iteraciones temporales para guardar en memoria las variables de salida del modelo. Este parámetro se fijó en 12.
$\Delta\tau$	[s]	Paso de tiempo temporal para la evolución del cambio de deslizamiento Δt . Este parámetro se escoge al momento de generar el modelo cinemático de terremoto submarino. Dicho parámetro se fijó en 12 [s].
C_f	[]	Coefficiente de fricción del océano, este parámetro se fijó en -0.025.
C_{fl}	[]	Coefficiente de fricción del fondo oceánico, este parámetro se fijó en -0.025.

Tabla 4.1: Set de parámetros de entrada usados en este trabajo para ejecutar el modelo JAGURS. Es importante respetar estas unidades a la hora de definir los inputs del modelo. Para mayor información al respecto consultar el manual de usuario de Baba y Cummins (2016)

La Tabla 4.1 contiene el resumen de todos los parámetros de entrada y los valores numéricos necesarios para generar la modelación numérica de tsunamis con fuente transiente. Para mayor información acerca del uso y la implementación del modelo JAGURS, revisar el manual de Baba y Cummins (2016). A continuación se hará una descripción rápida de algunos aspectos técnicos en la modelación numérica.

El cálculo del *Run-Up* será hecho considerando los valores de máxima amplitud del tsunami, $\eta_{max}(\theta, \varphi)$ distribuidos en una región cercana a la costa. Como todos los escenarios usados asumen una playa al lado Este del dominio, la cual abarca una superficie lateral que se mueve de Norte a Sur, los valores del *Run-Up* serán obtenidos asociando cada nodo de latitud al valor máximo que toma la función $\eta_{max}(\theta, \varphi)$ entre la línea de costa y un punto en mar abierto asociado a la profundidad de 200 m y dicha latitud. Esto se hace para evitar fallas propias de la modelación numérica. Finalmente el *Run-Up* asociado a modelos de tsu-

namis generados por una fuente instantánea (estática), será representado por $R_e(\theta)$ o $R_e(x)$ y el *Run-Up* generado por un tsunami cuya fuente contiene una descripción cinemática, será escrito como $R_c(\theta)$ o $R_c(x)$.

Debido a que en este trabajo sólo interesa observar la distribuciones que tendrán las amplitudes del tsunami en el campo cercano y no se calculará la inundación en la playa, el modelo del tsunami asumirá que los bordes del dominio donde se encuentra la costa contiene un muro vertical que genera una reflexión de toda la energía de las ondas del tsunami. Por otro lado en los bordes libres del dominio donde no hay masas terrestres, se tienen una condición de contorno absorbente que permite que las ondas se escapen a mar abierto y no generen reflexiones que contaminen las amplitudes del *Run-Up*.

4.2. Descripción de los Resultados

En esta sección se hará una descripción del comportamiento mostrado por todos los tsunamis generados a partir de los diferentes escenarios de terremotos del Capítulo 3. Para mayor orden en este análisis se separarán los experimentos en dos grupos; el de pruebas hechas en batimetría de laboratorio y los hechos sobre la batimetría del Norte de Chile. Para el caso de las pruebas de laboratorio, se subdividen los resultados entre escenarios con velocidad de ruptura variable, profundidad variable, hipocentros sin causalidad y *Rise Time* variable.

4.2.1. Variación del *Run-Up* al usar distintas Velocidades de Ruptura (*cte*) en un *Slip* Uniforme

En total se generaron 90 modelaciones de tsunamis creados a partir de terremotos con distintas velocidades de ruptura y un *slip* uniforme. Para estudiar como reacciona el tsunami a la directividad de la fuente, se trabaja con nueve hipocentros distribuidos a distintas latitudes a lo largo del *Strike*, teniendo ubicaciones en el Norte, Centro y Sur. También se experimenta con la profundidad de la fuente, haciendo variar la posición espacial del hipocentro a través del *Dip*, localizándolo a profundidades superficiales (*Up*), intermedias (*middle*) y profundas (*Down*), con respecto a su ubicación dentro del plano de falla. (Ver Figura 3.5 del Capítulo 3).

Además de la directividad generada por la fuente, se pretende ver el efecto de diferentes velocidades de ruptura sobre el comportamiento del tsunami, como ya se explicó. Por esta razón los escenarios de ruptura tienen velocidades que se mueven en valores constantes de entre 0.1-4.0 *km/s*.

1. Ruptura Norte Up

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -71.3° , latitud -18.78° y una profundidad de 7.03 km , con respecto al fondo oceánico. Los resultados muestran que las variaciones entre amplitudes de tsunamis van aumentando a medida que las velocidades de ruptura son más pequeñas. Los efectos de directividad y cambio de amplitud del *Run-Up* de distintos escenarios cinemáticos, comparados con respecto al caso instantáneo, no se observan para velocidades entre $1.5\text{-}4.0 \text{ km/s}$. Los resultados de escenarios con este rango de V_r pueden verse en la Figura 4.1, aquí (a) muestra la altura máxima que las ondas de los tsunamis tuvieron en cada punto (θ, ϕ) del dominio. A la derecha en (b) se comparan las amplitudes de *Run-Up* generado por escenarios con velocidad de ruptura de entre $1.5\text{-}4.0 \text{ km/s}$, y en (c) se muestra la tasa de variación del *Run-Up*, comparando el escenario generado por una ruptura estática (R_e), con los que tienen diferentes velocidades de ruptura (R_c).

La Figura 4.1 (c) muestra que la variación entre el caso estático (ruptura instantánea) y los casos con velocidades de rupturas rápidas es mínima, la forma del *Run-Up* es similar en todos estos escenarios y la tasa R_c/R_e da valores cercanos a 1 a lo largo la latitud. En la Figura 4.1 (a) se muestra que la altura máxima del agua generada por un escenario rápido ³ tiene su amplitud máxima justo en la zona sobre la proyección

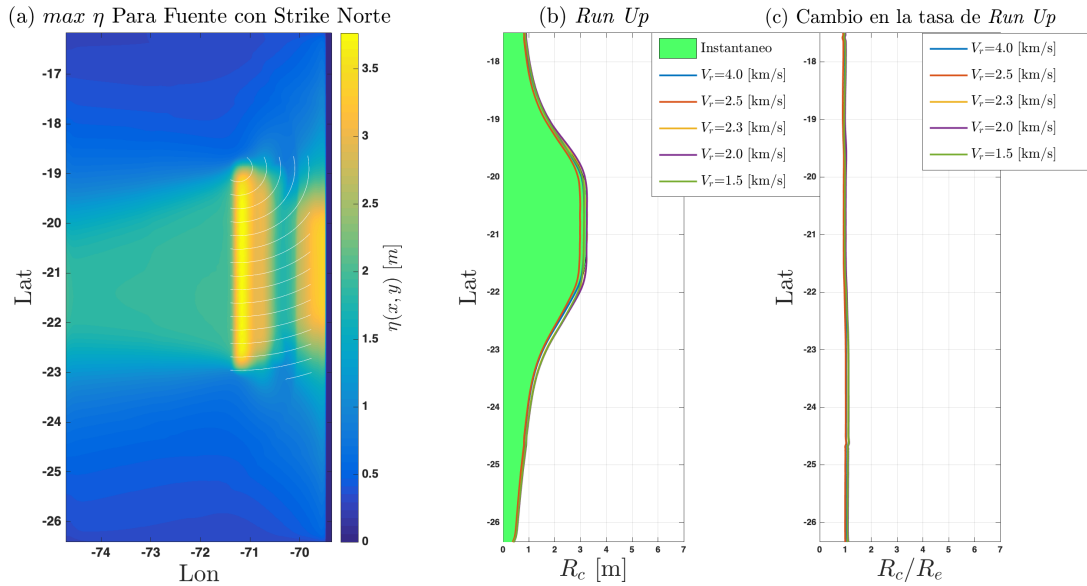


Figura 4.1: Se muestra la amplitud máxima generada por el tsunami sobre el dominio que representa el mar abierto y en la costa. (a) es la amplitud máxima de $\eta(t)$ en todos los puntos del dominio de cálculo, en la figura las curvas de color blanco representan la proyección horizontal de los frentes de ruptura circulares generados por los sismos con hipocentro en la sección Norte Up de la superficie de falla. (b) muestra las curvas de *Run-Up* generados por los tsunamis con velocidades de ruptura de entre $1.5\text{-}4.0 \text{ km/s}$ (R_c), las cuales son comparadas con el caso instantáneo (R_e), quien es representado por la curva pintada de verde. (c) es la tasa de incremento de las curvas de *Run-Up* cinemático, con respecto al instantáneo (R_c/R_e). En este caso se observa que todas estas curvas toman valores cercanos a 1 a lo largo de la latitud.

³En este caso con $V_r = 1.5 \text{ km/s}$

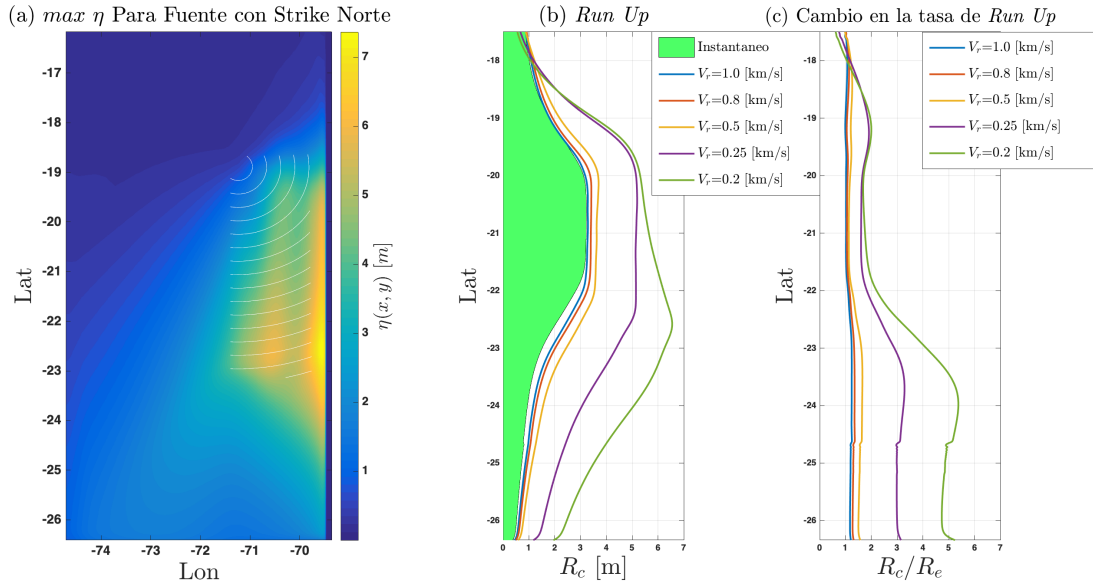


Figura 4.2: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Norte Up y tienen velocidades de ruptura lentas de entre 0.2-1.0 km/s . (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1. A diferencia de los casos anteriores aquí se observa una enorme variación entre las amplitudes del $Run-Up$ del caso instantáneo (área verde bajo la curva), con respecto a los casos con ruptura cinemática. La diferencia de amplitud llega a ser de hasta 5 veces más grande en al zona Sur, para el caso con $V_r = 0.2 km/s$.

de la superficie de ruptura en medio del mar. La amplitud vuelve a aumentar al acercarse a la costa, teniendo sus máximos valores en la zona frete a la fuente. El $Run-Up$ muestra una forma parecida a la de una campana de gauss y sus valores máximos están correlacionados espacialmente con la proyección horizontal de la fuente. Esta forma tan simétrica del $Run-Up$ se debe a que el *slip* utilizado es espacialmente uniforme.

En contraste con lo mostrado en la Figura 4.1, cuando se modelan tsunamis generados por fuentes con velocidades de ruptura lentas, entre 0.2-1.0 km/s , las amplitudes de ondas se disparan, las curvas de $Run-Up$ crecen con respecto al caso instantáneo y el efecto de la directividad comienza a observarse tanto en las amplitudes máximas del tsunami, como en el $Run-Up$. La Figura 4.2 (a) muestra que a diferencia de los casos anteriores, cuando se tiene una ruptura superficial que se propaga de Nor-Oeste a Sur-Este, las amplitudes máximas ya no se observan en mar abierto sobre la superficie de falla, sino que están manifestadas en el $Run-Up$. También se muestra que la directividad de la ruptura mueve las amplitudes máximas en la dirección de propagación del terremoto.

Finalmente se observa un ligero incremento de las amplitudes máximas⁴ del tsunami sobre la proyección horizontal de la fuente a lo largo del *Strike* del lado Este, menor al observado en la costa, pero que coincide con la proyección del cambio de pendiente que tiene la superficie de falla.

La Figura 4.2 (b) muestra que mientras se tiene una menor velocidad de ruptura, al

⁴con respecto al tiempo

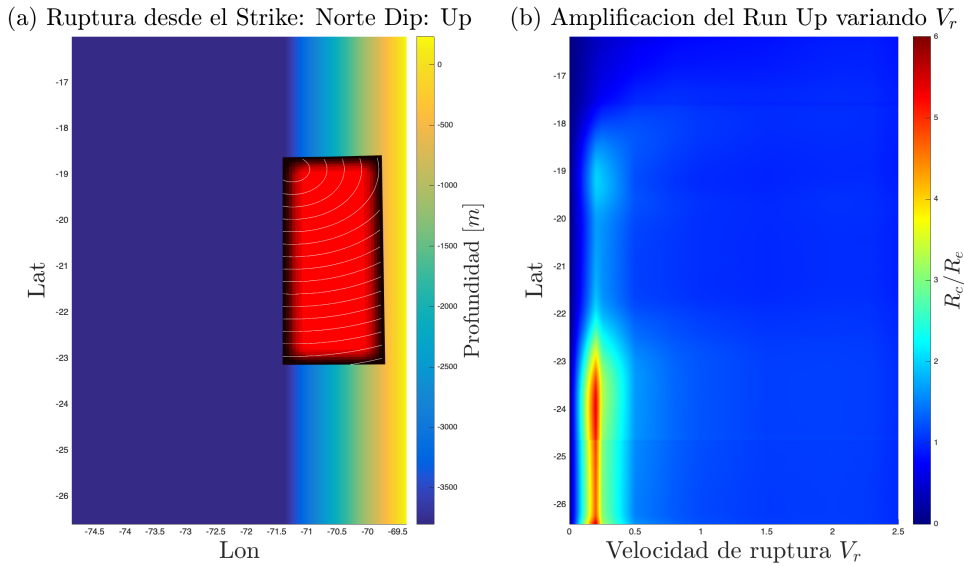


Figura 4.3: Curva de comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte *Up*. (a) es una vista en planta de la batimetría de laboratorio y una proyección horizontal de la superficie de falla sobre la cual se muestra la distribución espacial del slip uniforme (tonalidades rojas) y el avance del frente de ruptura, representado por las circunferencias blancas. (b) muestra como varía la tasa de R_c/R_e al ir cambiando la velocidad de ruptura y la latitud en la costa. Esta curva muestra la ubicación espacial y el rango de velocidades que concentran las máximas variaciones de la amplitud del *Run-Up* al compararlas con respecto al caso instantáneo.

menos hasta $V_r = 0.2 \text{ km/s}$, la amplitud del *Run-Up* se hace cada vez más grande y con sus picos máximos cargados hacia el Sur, por lo que se puede concluir que el efecto de directividad comienza a notarse a medida que la velocidad de ruptura disminuye. Finalmente en la Figura 4.2 (c) se muestra con mayor claridad el hecho de que la directividad en la ruptura se va haciendo más importante mientras los escenarios tienen menores valores de V_r . La tasa de la diferencia entre las amplitudes R_c/R_e se hacen cada vez más grandes, mostrando escenarios con tsunamis hasta 5 veces más grandes que el caso instantáneo, para algunas latitudes de la zona Sur.

La Figura 4.3 muestra la curva de comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura. (a) es una vista en planta de la batimetría usada con una proyección horizontal de la superficie de falla que en este caso tiene un *slip* uniforme cuyas variaciones se representan con tonalidades color rojo. Las curvas blancas sobre la superficie de falla reproducen los frentes de la propagación de ruptura. En (b) los colores representan el incremento del *Run-Up* con respecto al caso instantáneo, al ser comparados por una ruptura con velocidad V_r , a lo largo de diferentes latitudes en la costa. Se asume que cuando la velocidad de ruptura es 0, el *Run-Up* también valdrá 0 ya que no puede haber tsunami en este caso. La figura muestra que la excitación del tsunami está concentrada para los casos donde el terremoto se propaga con velocidades de entre 0.2-0.5 km/s . En esta figura también se observa el efecto de la directividad, concentrando las amplitudes máximas del tsunami en la zona Sur de la costa.

2. Ruptura Norte *Middle*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -70.62° , latitud -18.78° y una profundidad de 22.24 km , con respecto al fondo oceánico. En este conjunto de escenarios se prueban los mismos rangos de velocidades del caso anterior, sólo que el hipocentro está a una profundidad mayor. A primera vista la Figura 4.4 y la Figura 4.5 no muestran diferencia con respecto a los casos anteriores aun que hay algunas destacables. Por ejemplo en la Figura 4.4 (a), que representa los resultados para la prueba con $V_r = 0.2 \text{ km/s}$, muestra que la distribución espacial de las amplitudes máximas del tsunami son distintas a las de los escenarios Norte *Up*.

Se observan dos regiones con alta amplitud; la proyección horizontal del lado Sur-Oeste en la superficie de falla y la región cercana a Sur en la costa. Figura 4.4 (b) muestra que los valores de $R_{c_{max}}$ son menores al caso anterior, pero también hay un desplazamiento hacia el Sur de todas las amplitudes del *Run-Up*, cosa que aumenta más la diferencia entre R_c y R_e para esas latitudes. La Figura 4.4 (c) muestra que la diferencia de amplitud de *Run-Up* para los casos con baja V_r es mayor aquí que en los escenarios Norte *Up*, (el *Run-Up* es hasta 6.2 veces más grande en la costa Sur). Por otro lado la Figura 4.5 (b) muestra que si bien hay una amplitud más alta que en los casos anteriores, dicha amplitud también está más acotada en la región Sur. Es decir que en estos casos, para una $V_r = 0.2 \text{ km/s}$, la tasa de incremento del *Run-Up* superior a 4 veces el caso instantáneo, está concentrada bajo la latitud -22° , mientras que en los escenarios Norte *Up*, dicha distribución llega más al Norte, a una latitud de -18° .

3. Ruptura Norte *Down*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -69.81° , latitud -18.78° y una profundidad de 54.47 km , con respecto al

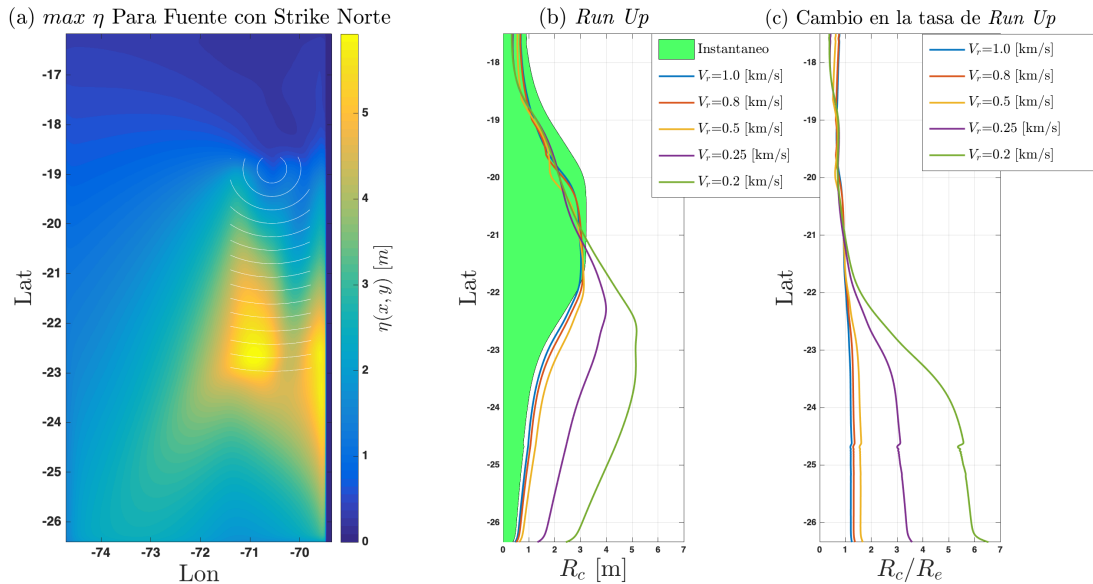


Figura 4.4: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Norte *Middle* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre $0.2-1.0 \text{ km/s}$. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

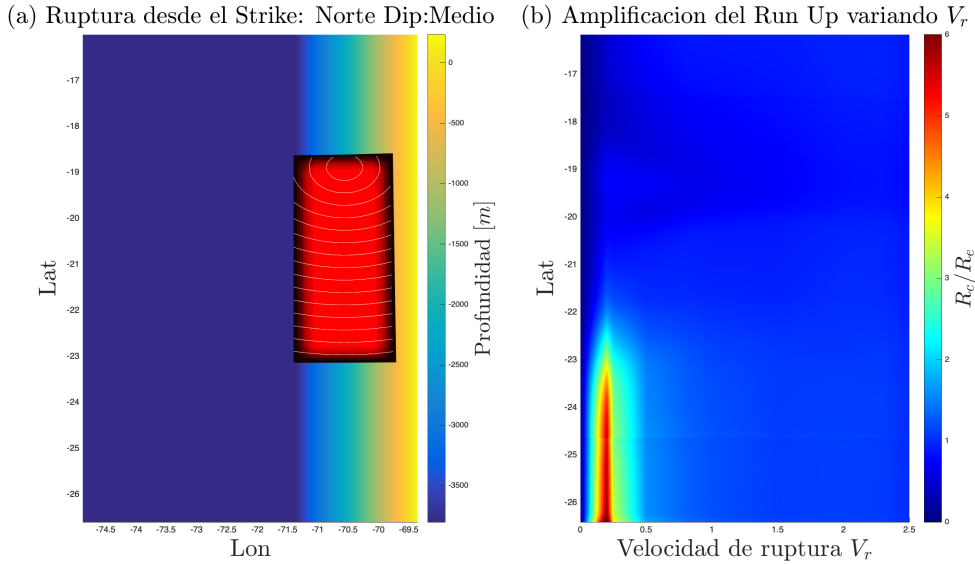


Figura 4.5: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte *Middle*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* está más acotado hacia el Sur que en los casos con hipocentros más superficiales.

fondo oceánico. La diferencia de este conjunto de escenarios con respecto a los anteriores se observa tanto en la distribución espacial de amplitudes máximas del tsunami, (Figura 4.6 (a)) y en la configuración y amplitud de *Run-Up* (Figura 4.6 (b)). Ambas observaciones muestran que el tsunami concentra sus amplitudes cada vez más hacia el Sur y con menor $R_{c_{max}}$ asociado a las mismas velocidades de ruptura. La Figura 4.6 (c) muestra un incremento en la variación del *Run-Up* para la costa Sur, pero dicho incremento en R_c/R_e no es producto de las amplitudes de R_c , las cuales han disminuido, sino que se debe al cambio en la distribución espacial del *Run-Up*, el cual está cada vez más acotado en el Sur. La Figura 4.6 también muestra que la tasa de cambio del *Run-Up* está más acotada en el Sur que lo visto en los dos casos anteriores, haciendo que los valores de $R_c/R_e > 4$ se encuentren bajo la latitud de -23° , para los mismos rangos de V_r .

A partir de estos tres grupos de experimentos en los que se consideraron variación hipocentrales en el *Dip*, se observa que las amplitudes del tsunami tienen una dependencia tanto de la velocidad de ruptura como de la profundidad del inicio de la fuente. Aún siendo la misma distribución de *slip* se observan diferencias tanto en la configuración espacial de las amplitudes máximas del tsunami (visión general), como en la configuración

del *Run-Up* (visión particular en la costa). A continuación se observarán las variaciones en el comportamiento del tsunami al cambiar la ubicación del hipocentro, variando las coordenadas del *Strike* de la fuente.

4. Ruptura Centro *Up*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -71.3° , latitud -21.0° y una profundidad de 7.03 km , con respecto al fondo

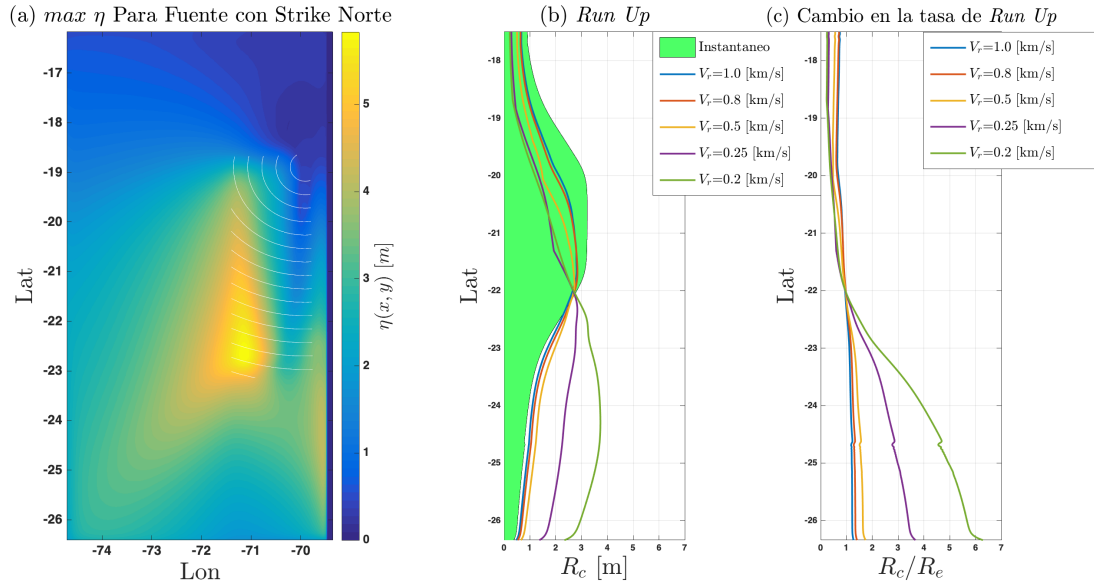


Figura 4.6: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Norte *Down* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre 0.2-1.0 km/s . (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

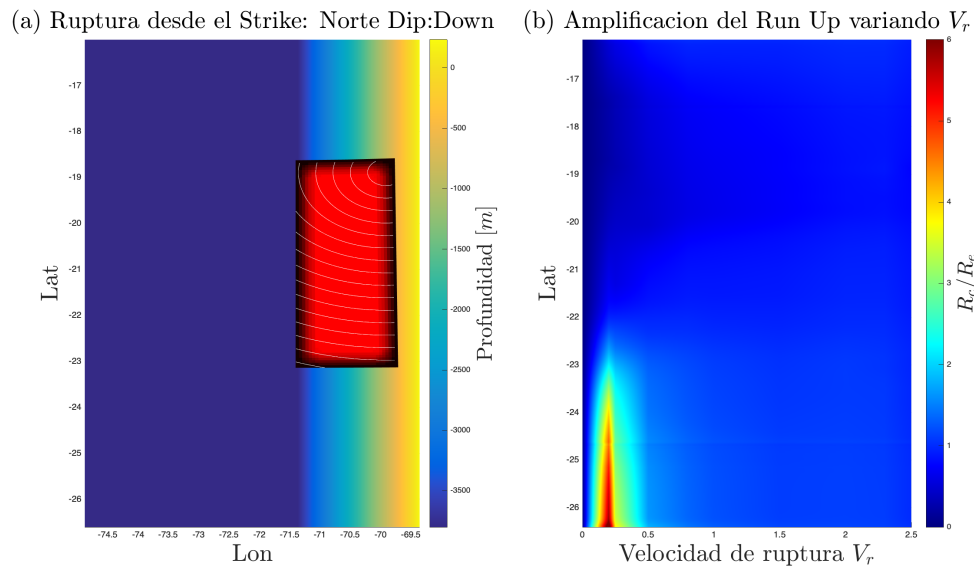


Figura 4.7: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de $Run-Up$ al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte *Down*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3.

oceánico. En este caso el hipocentro de los terremotos ha sido ubicado en un *Strike* central y un *Dip* superficial. Se generaron 26 modelaciones con diferentes velocidades de ruptura de entre 0.1-4.0 km/s , de las cuales se muestra 5⁵ en la Figura 4.8 y la Figura 4.9. A estas alturas se hace evidente que la distribución espacial de las amplitudes máximas del $Run-Up$ dependen de la ubicación del hipocentro, lo que lleva a concluir que el efecto de la directividad en la ruptura se hace relevante en el comportamiento

⁵El resto de estos resultados se mostrarán más adelante.

del tsunami cuando los valores de V_r son pequeños.

Lo que se observa en la Figura 4.8 (a) es que para una ruptura con $V_r = 0.2$, todas las amplitudes máximas del tsunami son concentradas en dirección a la costa. mientras que las amplitudes mínimas se distribuyen en el lado opuesto a la dirección de propagación de la ruptura, tomando una forma triangular. La distribución espacial de la amplitud del tsunami muestra una simetría en la latitud -21.3° , relativa la eje central del dominio, justo en el epicentro de la ruptura. Esto tiene sentido ya que tanto la batimetría como la distribución del *slip*, tienen simetría espacial con respecto al $Strike = L/2$. Por lo que se puede esperar que las rupturas con hipocentro sobre el eje de simetría, generen un tsunami cuya distribución espacial de $\eta_{max}(t)$ conserve dicha propiedad.

La Figura 4.8 (b) muestra que hay un aumento progresivo en las alturas de *Run-Up*, los cuales son inversamente proporcional a los valores de V_r usados. También se observa la misma simetría descrita anteriormente en las curvas de *Run-Up*, por otro lado la

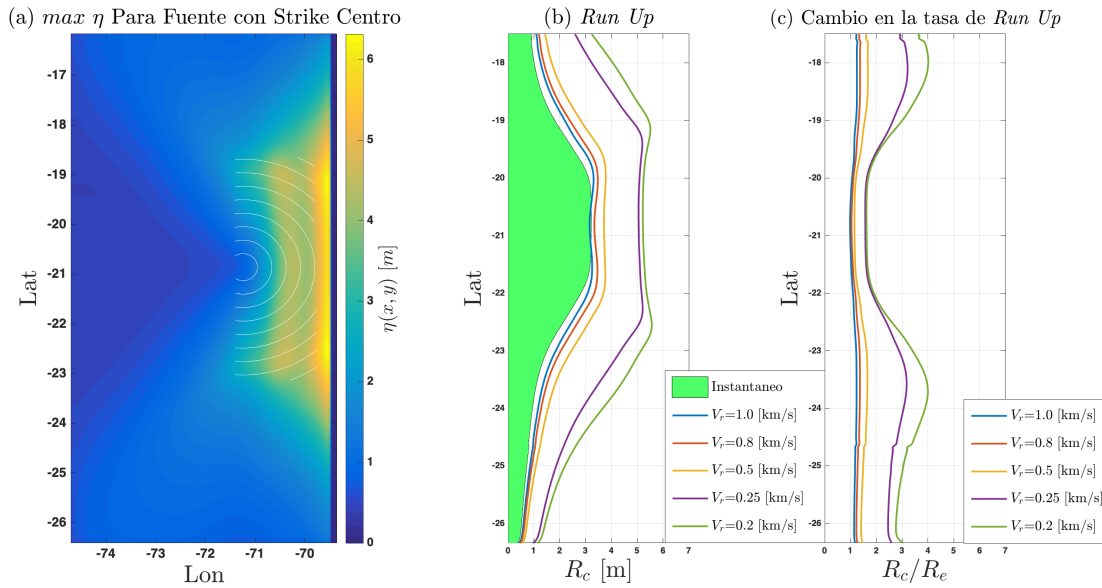


Figura 4.8: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Centro *Up* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre 0.2-1.0 *km/s*. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

Figura 4.8 (c) muestra tasas de incremento de *Run-Up* menos altas que las observadas anteriormente, solo de hasta 4 veces el caso instantáneo lo cual tiene sentido ya que a las diferencias de amplitudes R_c/R_e vistas en los escenarios anteriores, la directividad de la fuente generaba una deformación y desplazamiento hacia el Sur en las curvas de *Run-Up* cinemáticas, con respecto a la instantánea. Dicho desplazamiento era responsable en gran parte de las diferencias de amplitud entre R_c y R_e a ciertas latitudes. Por otro lado, en este caso se tiene que la simetría en la geometría del dominio y la fuente, provocan que la directividad no genere desplazamientos en las curvas de *Run-Up*. La Figura 4.9 (b) también muestra esta distribución simétrica en la tasa de incremento de *Run-Up* en función de la latitud y de la velocidad de ruptura. Notar que en este caso particular, el efecto de aumentar la amplitud del tsunami en la costa, también ayuda a

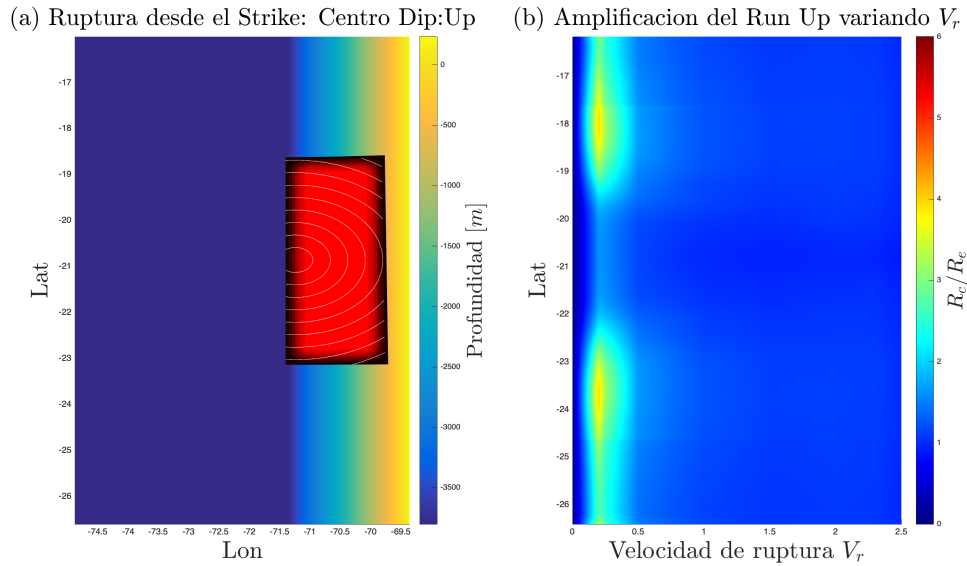


Figura 4.9: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro *Up*. (a) y (b) están explicados en la Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* está concentrado al Sur de la latitud -22.5° y al Norte de -19.5° .

obtener estas grandes amplitudes de *Run-Up*.

5. Ruptura Centro *Middle*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -70.68° , latitud -21.0° y una profundidad de 22.24 km , con respecto al fondo oceánico. Como el hipocentro de este conjunto de rupturas también está alineado con el eje de simetría batimétrico y está ubicado en el centro de la superficie de falla, la distribución de las amplitudes máximas del tsunami también conservan dicha simetría a lo largo del eje de latitud -21.3° (La Figura 4.10 (a) muestra el caso $V_r = 0.2 \text{ km/s}$).

Se observa que las mayores amplitudes del tsunami están concentradas en las esquinas Nor-Oeste y Sur-Oeste sobre la superficie de falla y que dichas amplitudes superan las alturas del *Run-Up* en la costa. Esto puede deberse a que la falla no se encuentra en una batimetría plana, sino que está justo bajo el talud continental y esto implica que si bien horizontalmente los frentes de ruptura tienen que recorrer la misma distancia para llegar a cada punta de la superficie de falla, (el efecto de directividad es el mismo), las puntas del lado Oeste de la falla están más profundas que las del lado Este, esto contribuye en parte a las diferencias de amplitud del tsunami en cada sección del dominio. La Figura 4.10 (b) muestra que el *Run-Up* del caso instantáneo tiene un máximo más grande que todas las pruebas cinemáticas. La Figura 4.10 (c) y la Figura 4.11 (b) muestran una menor amplificación *Run-Up* con respecto a las pruebas anteriores, en estos casos la máxima concentración de *Run-Up* se encuentran en las puntas Norte y Sur de la costa.

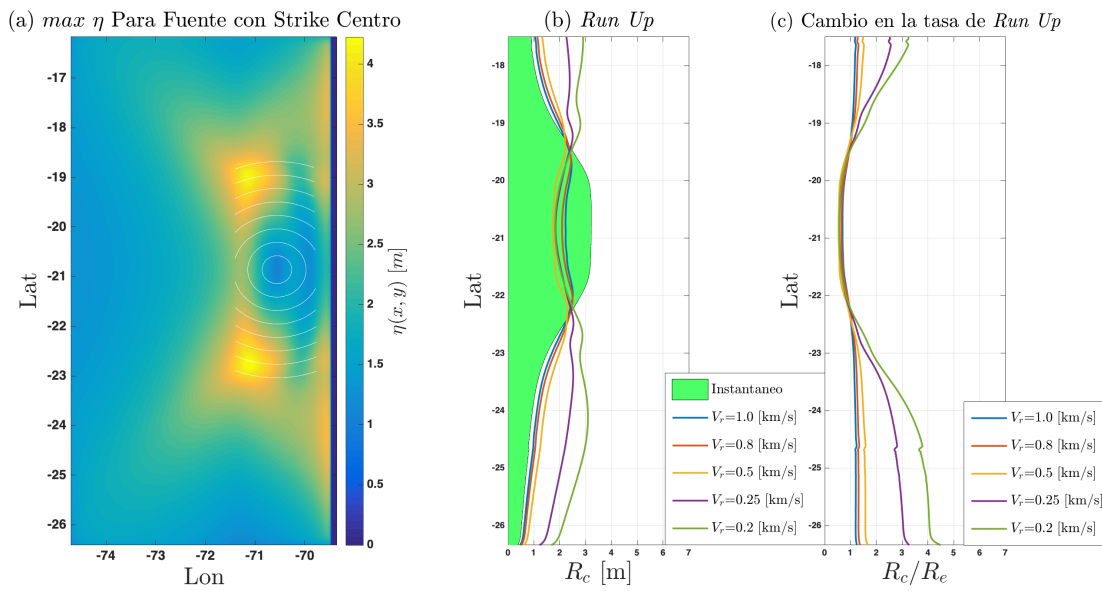


Figura 4.10: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Centro *Middle* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre 0.2-1.0 km/s . (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

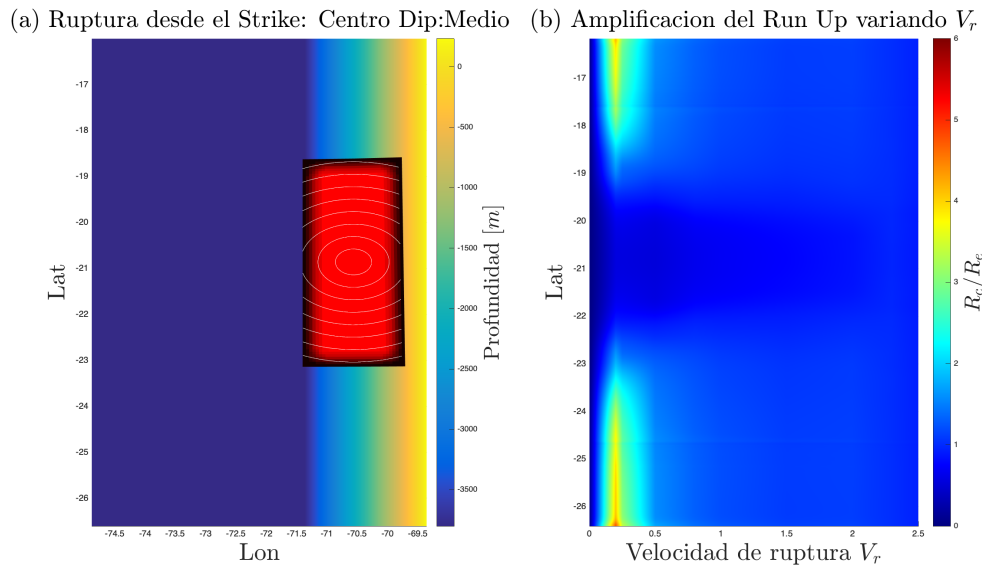


Figura 4.11: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de $Run-Up$ al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro *Middle*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3. En este caso el incremento del $Run-Up$ está se concentra al Sur de la latitud -24.5° y al Norte de -18.5° .

6. Ruptura Centro *Down*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -69.81° , latitud -21.0° y una profundidad de 54.47 km , con respecto al fondo oceánico. En este escenario también se observa una simetría en las amplitudes η_{max} con respecto a la latitud -21.3° , Las máximas amplitudes está sobre la proyección Oeste de la superficie de falla, a lo largo del *Strike*, siguiendo la dirección de propagación de la ruptura, como se ve en la Figura 4.12 (a). Este es el caso opuesto al de Centro *Up*, ya que todas las grandes amplitudes apuntan hacia el Oeste, en mar abierto, en la dirección contraria a la costa. La Figura 4.12 (b) muestra que el *Run-Up* más alto es el del caso instantáneo, y la menor amplitud está asociada al escenario de $V_r = 0.2 \text{ km/s}$.

Esto puede deberse al hecho de que, como ya se vio en resultados anteriores, a menor velocidad de ruptura, mayor es la importancia de la directividad sobre el tsunami, por los que las ondas generadas por escenarios de baja V_r barrieron gran parte de su energía hacia el Oeste. La Figura 4.12 (c) y la Figura 4.13 (b) muestran la misma tendencia que las pruebas del Norte con hipocentro profundo; las amplitudes máximas de R_c/R_e son menores a los casos superficiales y están más aisladas hacia el Sur y Norte de la ruptura.

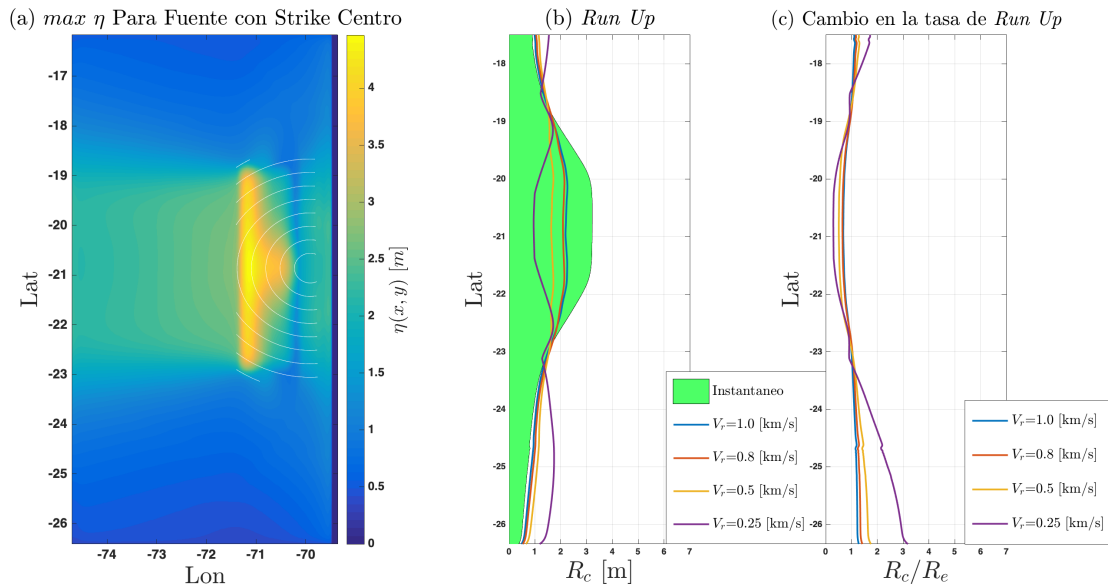


Figura 4.12: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Centro *Down* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre $0.2\text{-}1.0 \text{ km/s}$. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

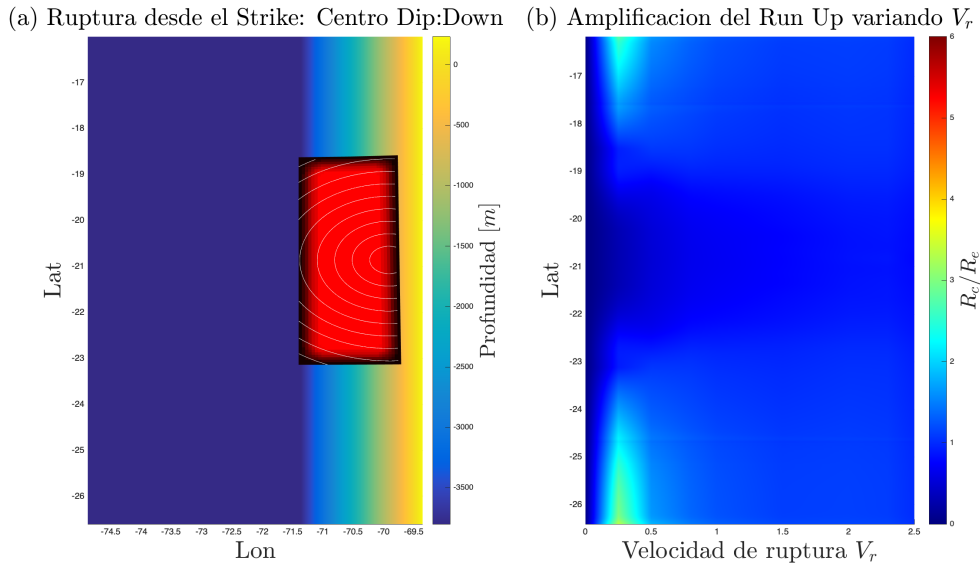


Figura 4.13: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro *Down*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* está polarizada hacia el Sur y Norte de la línea de costa, con baja amplitud.

7. Ruptura Sur *Up*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -71.3° , latitud -23.0° y una profundidad de 7.03 km , con respecto al fondo oceánico. Este conjunto de escenarios muestra el comportamiento simétricamente opuesto a lo visto en las pruebas Norte *Up*. Es decir que la distribución de las amplitudes máximas del tsunami están concentradas en el Nor-Este del dominio, llegando a sus valores máximos en la costa, mostrando una alta correlación con la directividad de la ruptura, Lo cual puede verse en la Figura 4.14. (b) y (c) también describen una distribución de *Run-Up* simétricamente opuesta a lo visto en el caso Norte *Up* y que también puede verse en la Figura 4.15 (b). Las máximas amplitudes están concentradas en el rango de velocidades de $0.2\text{-}0.5 \text{ km/s}$ y se encuentran distribuidas en la sección Norte de la línea de costa, donde *Run-Up* mayores al doble de las del caso instantáneo se observa a latitudes mayores a -19.5° .

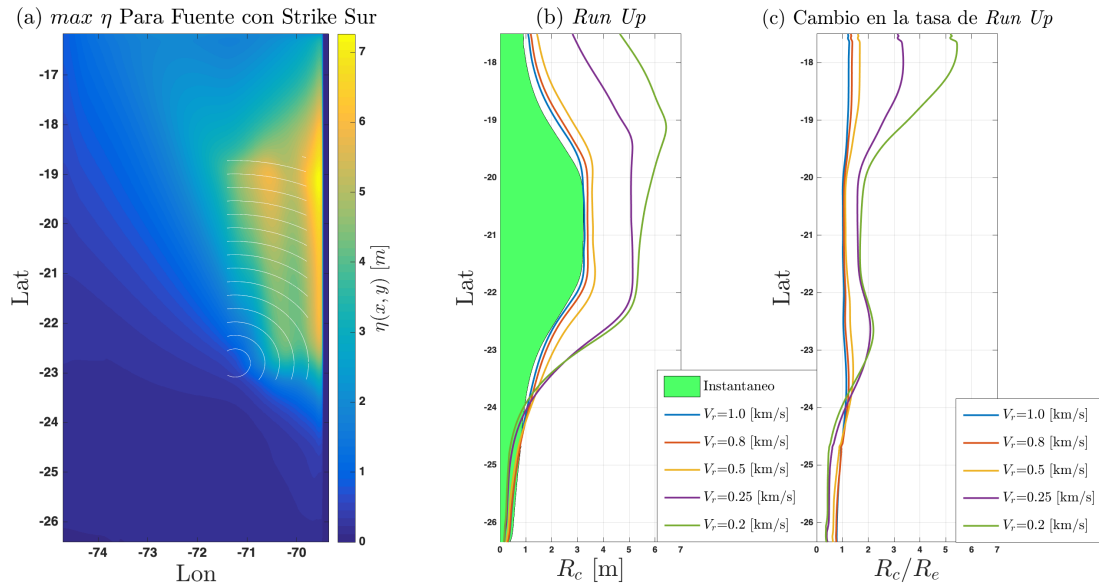


Figura 4.14: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Sur *Up* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre 0.2-1.0 *km/s*. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

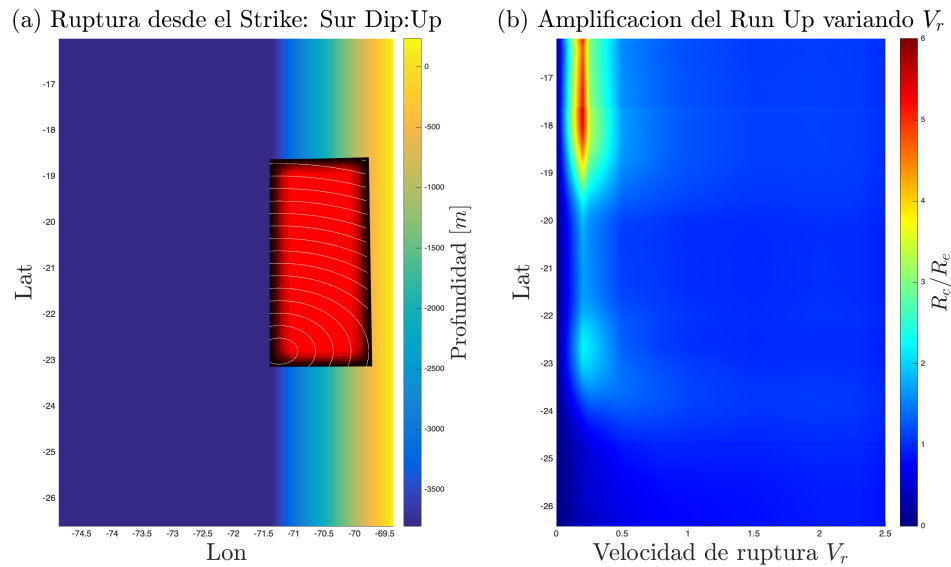


Figura 4.15: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur *Up*. (a) y (b) están explicadas en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* está acotado hacia el Norte, sobre la latitud -23° .

8. Ruptura Sur *Middle*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -70.62° , latitud -23.0° y una profundidad de 22.24 km , con respecto al fondo oceánico. Al igual que el comportamiento anti simétrico que mostró el conjunto de pruebas Sur *Up* con respecto al casos Norte *Up*, estos escenarios son un espejo de las pruebas Norte *Middle*. Las distribuciones de amplitud de η_{max} están concentradas en la zona Norte del dominio, separadas entre la zona de la proyección horizontal del borde Nor-Oeste sobre superficie de falla y la sección Norte frente a la costa, (Figura 4.16). Las máximas amplitudes de *Run-Up* se asocian al escenario con $V_r = 0.2 \text{ km/s}$. Las olas en la costa Norte llegan a tener una altura de 3.8 m , siendo hasta 4 veces más altas que el caso instantáneo a la misma latitud, no obstante a iguales valores de V_r , las amplitudes del *Run-Up* son menores que las vistas en el caso anterior. Al igual que la tendencia mostrada en las pruebas del Norte, aquí se observa que conservando las mismas velocidades de ruptura, pero tomando hipocentros más profundos, las amplitudes máximas del tsunami disminuyen aislándose cada vez más frente a la costa Norte.

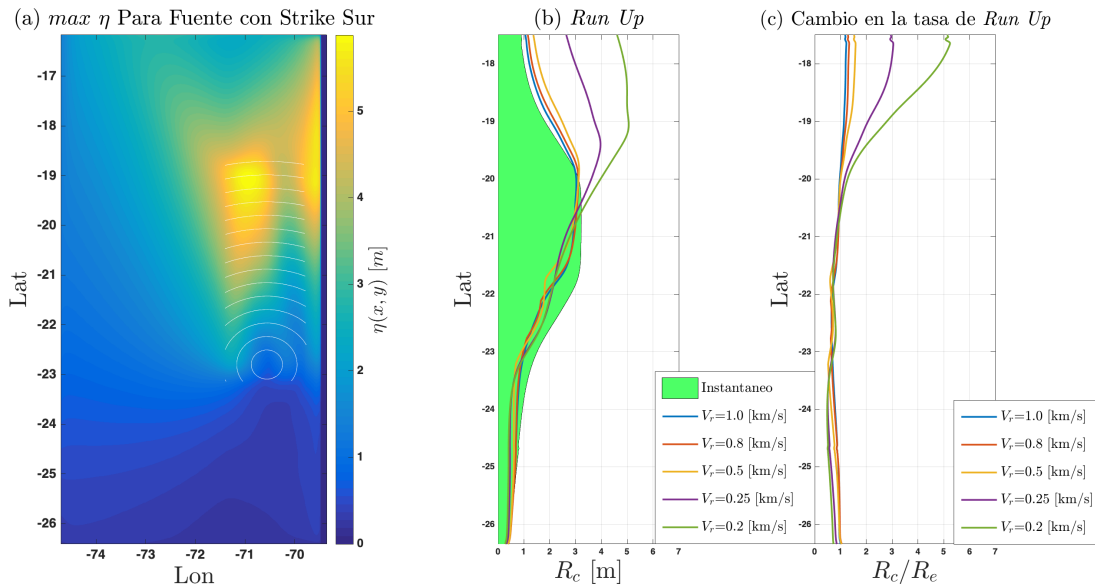


Figura 4.16: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Sur *Middle* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre $0.2-1.0 \text{ km/s}$. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

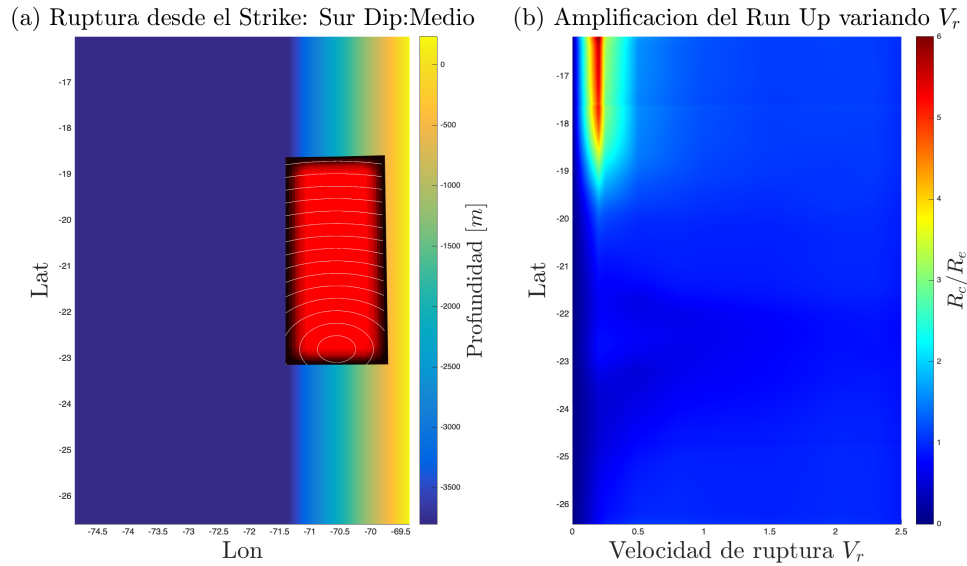


Figura 4.17: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur *Middle*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* está acotado hacia el Norte, sobre la latitud -19° .

9. Ruptura Sur *Down*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -69.81° , latitud -23.0° y una profundidad de 54.37 km , con respecto al fondo oceánico. Este es el caso anti simétrico a las pruebas Norte *Down*, se observa tanto en la distribución espacial de los valores de η_{max} , en las curvas de *Run-Up* para diferentes velocidades de ruptura y el efecto de la directividad. Dichos resultados pueden verse en la Figura 4.18 y la Figura 4.19.

Dadas las pruebas con velocidad de ruptura constante, batimetría de laboratorio y *slip* uniforme, tiene sentido pensar que a parte de la interacción que pueda tener el tsunami con la geometría de la fuente y el medio donde se propaga, se observa que tanto la velocidad de ruptura, como la ubicación del hipocentro en diferentes coordenadas de *Dip* y *Strike*, juegan un papel fundamental en las amplitudes del *Run-Up* y su distribución espacial a lo largo de la línea de costa. A menor velocidad de ruptura, mayor es la amplitud del tsunami y el efecto que tiene la directividad de la ruptura sobre la propagación de este. A continuación se hará una descripción más detallada de la relación que tiene la velocidad de ruptura y la directividad de la fuente, sobre las amplitudes del tsunami, tanto en mar abierto como en la costa.

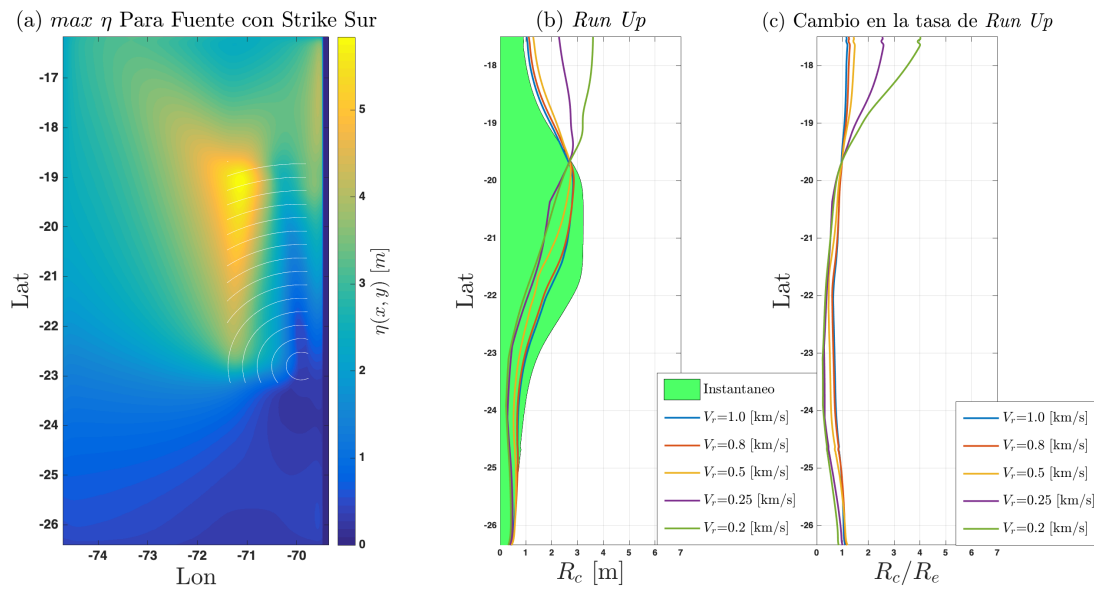


Figura 4.18: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Sur *Down* y tienen velocidades de ruptura lentas de entre 0.2-1.0 km/s . (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

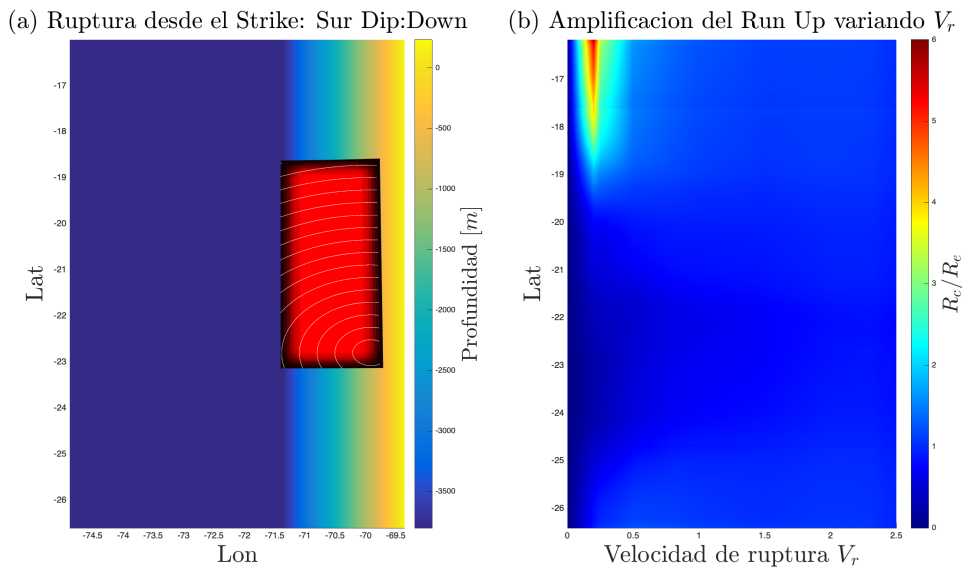


Figura 4.19: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur *Down*. (a) y (b) están explicadas en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* está acotado hacia el Norte, sobre la latitud -18.5° .

4.2.2. Análisis del Comportamiento de Forma de Onda del Tsunami

Los experimentos anteriores con batimetría simple y *slip* uniforme, han mostrado que bajas velocidades de ruptura de entre 0.2-0.5 km/s , pueden generar tsunamis con enormes amplitudes, que superan más de seis veces el tsunami del caso instantáneo. Hasta ahora sólo se ha estudiado la distribución de las amplitudes máximas del tsunami. En esta sección se analizará la evolución temporal del tsunami sobre la fuente, para un terremoto lento, con una velocidad de $V_r = 0.2 \text{ km/s}$.

La Figura 4.20 muestra un corte transversal del dominio, en $lon = -71^\circ$ donde se tiene la evolución en el tiempo de las ondas del tsunami generado por la fuente Norte Up , con $V_r = 0.2 \text{ km/s}$. Se ha escogido este escenario ya que la velocidad de fase c del tsunami es similar a la velocidad de ruptura en la fuente⁶, y como ya fue explicado por Todorovska y Trifunac (2001), dicha situación es la que maximiza las amplitudes del tsunami. Lo que se muestra en la figura es la superposición de varias etapas del desarrollo de las ondas del tsunami desde que se genera la ruptura, hasta 28 minutos después.

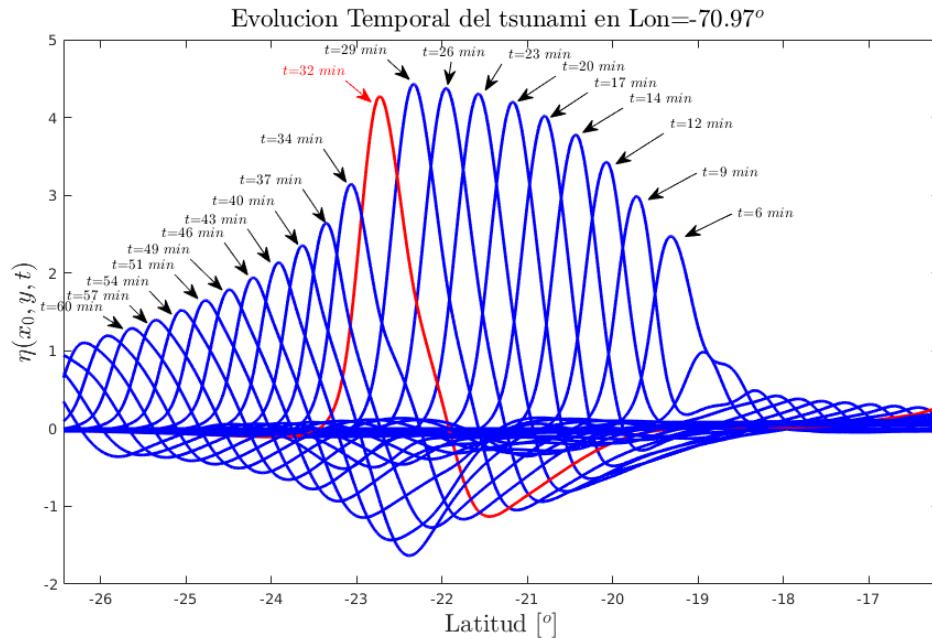


Figura 4.20: Descripción espacial del crecimiento de las amplitudes del tsunami sobre una fuente con $V_r = 0.2 \text{ km/s}$. La ruptura se mueve de derecha a izquierda, partiendo en la latitud -23° y terminando en -18.5° . Se muestra el tiempo asociado a cada pico de amplitud desde los 6 a los 60 minutos. Finalmente la curva roja representa la forma de onda del tsunami justo en el instante del fin de la ruptura. Se observa un claro crecimiento de amplitud del tsunami durante todo el proceso de ruptura, para luego cuando este termine, dichas las amplitudes comienzan a decrecer hasta llegar a un punto menos inestable.

⁶Esto se debe a que la batimetría tiene una profundidad máxima de 4 km y como $c = \sqrt{gh}$, a esa profundidad $c=0.198 \text{ km/s}$, que es similar a $V_r = 0.2 \text{ km/s}$.

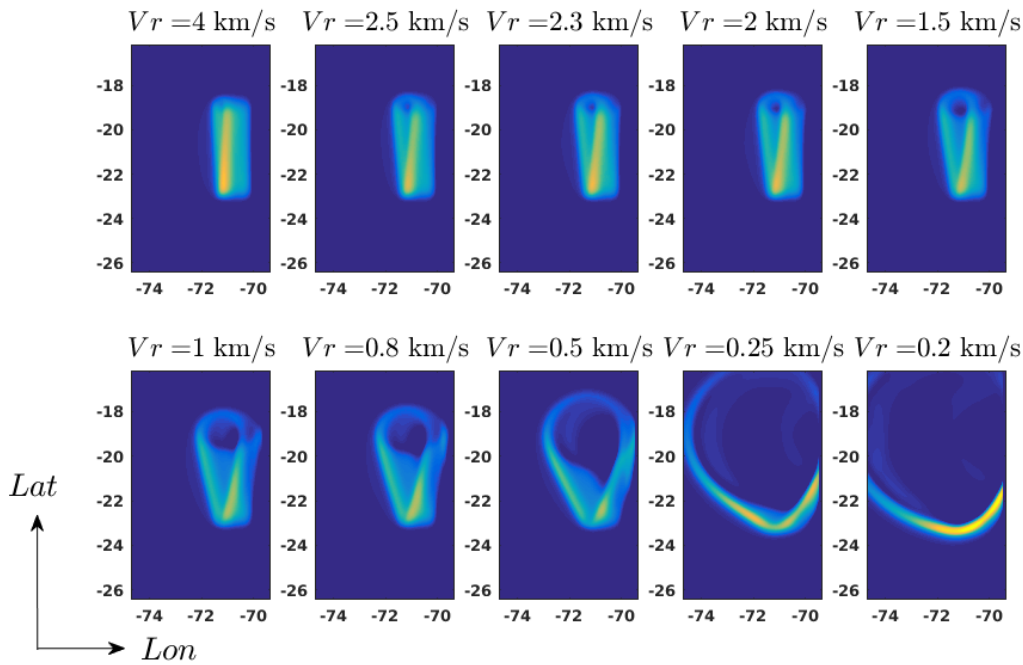


Figura 4.21: Comparación de la forma de onda del tsunami de 10 escenarios con distinta velocidad de ruptura en el instante del fin de la dislocación del terremoto. En este caso las rupturas son de tipo Norte *Middle*, por lo que se propagan de Norte a Sur. No se muestra la escala de colores, (aun que es la misma para todas las figuras), ya que en esta figura sólo se pretende mostrar la forma de onda.

En la Figura 4.20 la ruptura se mueve de derecha a izquierda, partiendo en la latitud -23° y terminando en -18.5° . Se observa un crecimiento continuo de las amplitudes del tsunami desde el minuto 0 hasta el 29, si las ondas que muestran la evolución temporal del tsunami en esta figura, son cubiertas por una curva envolvente que pase por todos los picos de máxima amplitud, se observa que dicha envolvente tiene una forma convexa mirada desde arriba entre $t = 6 \text{ min}$ hasta $t = 32 \text{ min}$. Luego la amplitud máxima comienza a decaer rápidamente. En este caso la curva envolvente tiene una forma cóncava mirada desde arriba. El cambio en la concavidad de la curva envolvente está dado por el momento justo antes de que la ruptura del terremoto terminase ($t = 32 \text{ min}$), dicho momento es representado por la curva color rojo en la Figura 4.20.

El trabajo de Todorovska y Trifunac (2001) sugiere que este comportamiento se debe a que al estar en la situación en donde $V_r \approx c$, el levantamiento del fondo oceánico eleva una columna de agua a la misma velocidad en la que el frente de ondas del tsunami es desplazado en superficie, este efecto suma las dos masas de agua, las cuales comienzan a desplazarse juntas hasta que se les suma una nueva columna de agua levantada desde el fondo. Este fenómeno se retroalimenta a si mismo y es el que maximiza el transporte energético desde el fondo oceánico hasta el agua en forma de ondas de gravedad. Por lo que la situación $V_r = c$ puede entenderse como generadora de la frecuencia que provoca resonancia en el tsunami.

Una vez que termina la ruptura, el fenómeno con retroalimentación positiva descrito anteriormente, se termina y el tsunami comienza a perder amplitud hasta llegar a un punto estable. La razón de por la que el final de la ruptura muestra un tsunami con amplitud menor a la observada tres minutos antes, (curva roja en Figura 4.20), puede deberse al hecho de que el *slip* descrito en los bordes de la superficie de falla se encuentra suavizado, ya que en su construcción se aplicó un *taper* que lo hace decaer a cero, con lo que el levantamiento del fondo oceánico generado en la vecindad de este borde, va disminuyendo hasta llegar a cero. Así que tiene sentido esperar que la amplitud del tsunami decaiga antes de llegar a esta región.

Otra observación de interés que puede hacerse acerca del comportamiento del tsunami antes de llegar a la costa, consiste en las diferencias de la forma de onda justo después de que la fuente sísmica termine su dislocación, comparando escenarios con distinta velocidad de ruptura. Para este análisis se estudian dos casos; (1) con ruptura de Norte a Sur, (Ruptura Norte *Middle*) y (2) con ruptura de Oeste a Este, (Ruptura Centro *Up*).

La Figura 4.21 muestra una vista en planta de diez escenarios con velocidades de ruptura de entre 0.2 a 4.0 km/s en el caso (1), en el instante justo después de que terminase la ruptura. Para el caso en el que la ruptura tiene una $V_r = 4.0 km/s$ la deformación en superficie es prácticamente la proyección de la deformación del fondo oceánico en la superficie libre, similar al supuesto de la deformación generada por una ruptura instantánea. Por otro lado se observa que al considerar escenarios con rupturas progresivamente más lentas, de entre 0.5 a 2.5 km/s , el frente de ondas del tsunami comienza a abrirse en forma de V apuntando hacia el Sur, finalmente en los casos con V_r de 0.2 y 0.25 km/s , se observa que el frente con forma de V se sigue deformando, pareciéndose más a una U abierta.

Si llamamos t^* al instante de tiempo en el que se finaliza la ruptura, se observa que mientras más pequeña sea la diferencia entre V_r y c , suponiendo siempre $V_r \geq c$, la forma del frente de onda del tsunami es cada vez más abierta en la dirección de propagación de la ruptura en $t = t^*$. Notar que en todos estos escenarios se tiene la misma batimetría, donde a la izquierda (Oeste) está la parte más profunda en un plano horizontal, y a la derecha (Este)

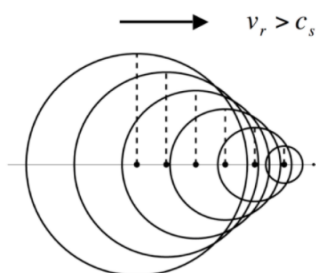


Figura 4.22: Se muestra un esquema del efecto Doppler cuando se tienen fuentes de tipo Super-Shear, en las que la velocidad de la partícula V_r se propaga más rápido que la velocidad del medio c_s . Esto se muestra para hacer el análogo con la Figura 4.21.

hay un talud inclinado que sube hasta la superficie, el cual simula es el talud continental.

La superficie de falla está justo bajo los pies del talud, por lo que a la profundidad donde se ubica con respecto $h_{max} = 4 \text{ km}$, hay que agregarle la sección del talud que se encuentra sobre ella.

Se intuye que si la batimetría fuese completamente plana, el frente de ondas del tsunami se propagaría de forma simétrica con respecto al eje de avance de la ruptura. Pero como esta tiene un talud con profundidad somera, el tsunami en el lado derecho es más lento que en el lado sobre la batimetría plana, (lado izquierdo), por lo que el frente de ondas del tsunami se deforma y tiene mayor amplitud en la sección con fondo más superficial. Esto puede observarse bien en los escenarios con V_r de 0.2 y 0.25 km/s en la Figura 4.21.

Como la batimetría usada es la misma en todos estos escenarios, la velocidad de propagación del tsunami c se comporta de igual forma en cada escenario, tomando un valor máximo de 0.198 km/s sobre la batimetría plana horizontal (la sección más profunda de la batimetría). Por otro lado las velocidades de ruptura de estos escenarios se mueven entre valores $V_r \approx c$ hasta $V_r \gg c$, así que en todos los casos el levantamiento del fondo oceánico generado por los terremotos, perturba la superficie del agua más rápido que el tiempo que tienen las ondas del tsunami para propagarse. Esto genera ondas que se propagan en un frente con gran amplitud, λ cortos y frentes agudos hacia el Sur y otro con ondas con baja amplitud, λ largos y frentes abiertos en el Norte, (Figura 4.21). Esto tiene su análogo al caso de fuentes que se propagan en el aire con velocidades más rápidas a las del sonido, se les llama fuentes ultrasónicas o Super-Shear, ver Figura 4.22. Por lo que aquí en la se está viendo una manifestación del efecto Doppler Figura 4.21

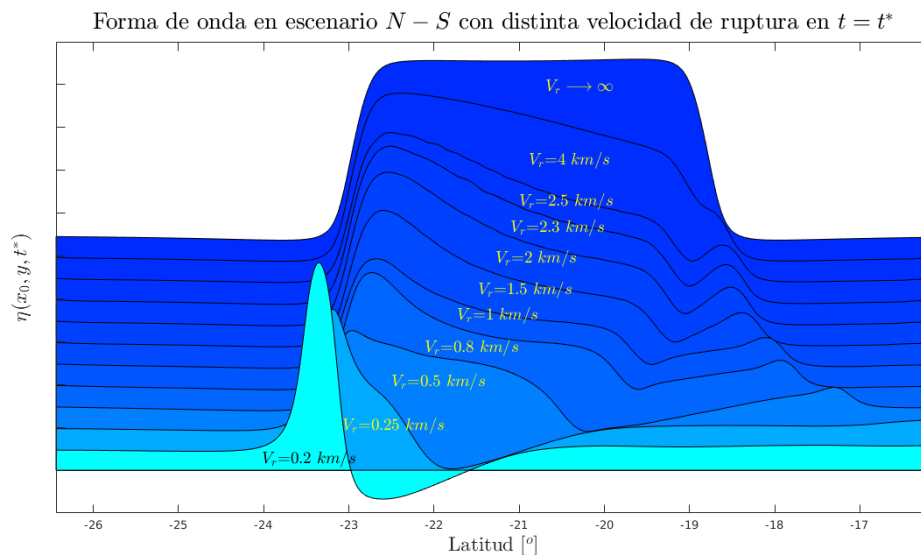


Figura 4.23: Sección transversal de la forma de onda del tsunami generado por fuentes de distinta V_r en un tiempo $t = t^*$. El frente de ondas generado por una $V_r \rightarrow \infty$ es igual a la forma de la perturbación del fondo oceánico, se observa que mientras disminuye la velocidad, el frente se deforma, separando cada vez su sección Norte de la Sur.

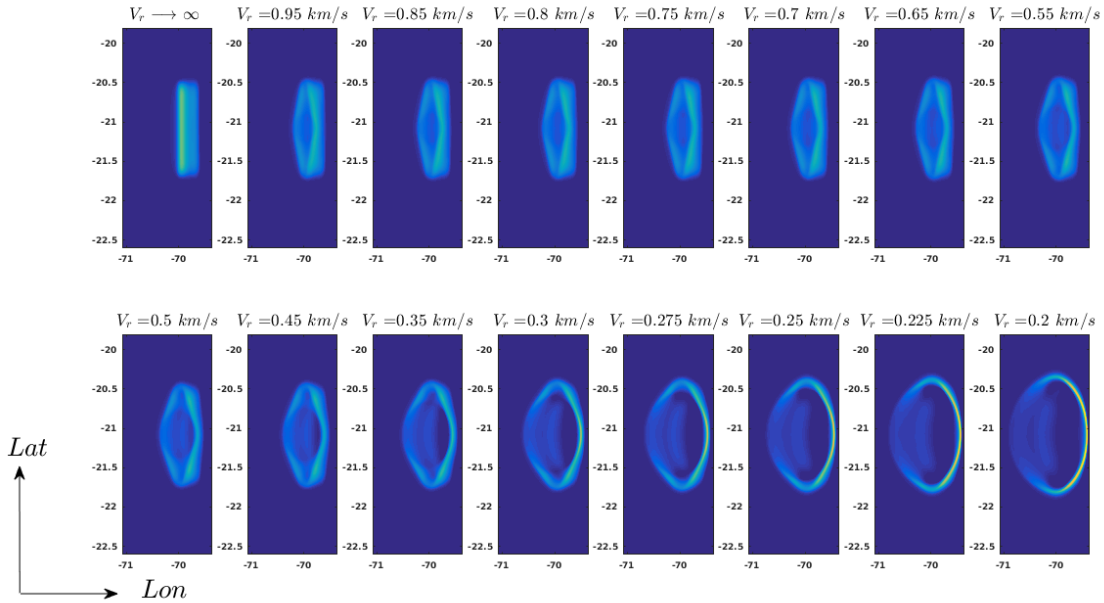


Figura 4.24: Comparación de la forma de onda del tsunami de 16 escenarios con distinta velocidad de ruptura en el instante del fin de la dislocación del terremoto. En este caso las rupturas son de tipo Centro *Up*, por lo que se propagan de Oeste-Este. No se muestra la escala de colores, (aun que es la misma para todas las figuras), ya que en esta figura sólo se pretende mostrar la forma de onda.

aplicado a tsunamis con fuentes transientes, donde la velocidad del medio es c y la velocidad de la fuente es V_r .

Aun que se modelaron escenarios con $V_r < c_{max}$, no se mostrarán en este análisis. Al tener frentes de onda que se mueven más rápidos que la ruptura, los efectos mostrados en la Figura 4.21 son más difíciles de observar. La Figura 4.23 muestra una vista transversal en $lon = -71$ de la forma de onda del tsunami para escenarios con diferentes V_r en un tiempo $t = t^*$ para el caso (1), todas las amplitudes de las ondas están en la misma escala, aunque las de velocidades más altas fueron desplazadas hacia arriba, para tener una comparación visual. Se observa que mientras menor es la velocidad de ruptura, menor es la longitud de onda en esta sección transversal y mayor es la amplitud del tsunami en latitudes mayores. Se interpreta que las dimensiones de la longitud de onda en el lado izquierdo de la figura son una mezcla entre el efecto Doppler y el aumento en el ángulo del arco en forma de V que forma el frente de ondas del tsunami (ver Figura 4.21).

No hay diferencias importantes entre el caso (1) y el caso de la ruptura propagándose de Oeste a Este (2). La diferencia que más destaca es que la ruptura se propaga en la dirección de cambio de profundidad de la batimetría, por lo tanto al efecto de aumentar la amplitud del tsunami producto de la directividad en la fuente, hay que sumarle el efecto del aumento de amplitud producto de la conservación de la energía al disminuir la profundidad en la batimetría, lo que da como resultado olas más altas. La Figura 4.24 muestra una vista en planta de la forma de onda del tsunami en $t = t^*$ de 16 experimentos con diferentes velocidades de ruptura de entre 0.2 km/s hasta el infinito. En esta figura ya no se observa la

forma de V vista anteriormente, esto tiene que ver con el hecho de que el frente de ondas del tsunami se propaga en la misma dirección en la que disminuye la profundidad, por lo tanto está asociado a una menor velocidad de fase c , lo que genera un aplanamiento en el frente de ondas orientado hacia la costa, a la vez que aumenta su amplitud y disminuye su longitud de onda (λ). Por otro lado, en el lado opuesto a la costa ocurre exactamente lo contrario; el tsunami tiene menor amplitud, mayor λ y el frente de ondas es menos estirado, producto de c en esta zona.

4.2.3. Variación del *Run-Up* al usar distintas Velocidades de Ruptura (*cte*) en un Slip Estocástico

Se generaron 66 modelaciones de escenarios con diferente velocidad de ruptura de entre 0.1-4.0 km/s , más una instantánea en pruebas hechas sobre una batimetría de laboratorio. Dichas pruebas fueron generadas con la misma cinemática y ubicación hipocentral de los modelos descritos en el apartado anterior, pero con la diferencia de que el *slip* en la fuente tiene una distribución estocástica con decaimiento $\propto k^{-2}$ en el espacio de número de onda. La idea de estas pruebas es observar que tanto afecta la distribución del *slip* en las amplitudes máximas del tsunami, por lo que serán descritos los resultados de las pruebas Norte *Up*, Centro *Up* y Sur *Up*. El resto de casos a distinta profundidad no se incluyen aquí ya que manifiestan comportamientos similares a lo observado en las pruebas uniformes al cambiar el *Dip* de la fuente. Estas figuras se incluyen en el Anexo.

1. Ruptura Norte *Up*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -71.3° , latitud -18.78° y una profundidad de 7.03 km , con respecto al fondo oceánico. Al igual que lo visto anteriormente, las altas velocidades de ruptura generan distribuciones de η_{max} similares a lo que sucede en el caso instantáneo, esto puede verse en la Figura 4.25, donde se muestran las amplitudes del tsunami para escenarios con V_r entre 0.6-2.5 km/s . Al igual que en los escenarios con *slip* uniforme, la Figura 4.25 (a) muestran las amplitudes máximas del tsunami generadas por una ruptura con $V_r = 0.6$ km/s . La configuración que tiene η_{max} sobre la fuente, tiene correlación con la distribución del *slip* que generó el levantamiento del fondo marino en este escenario. Se observan dos regiones con alta amplitud; una está sobre la fuente, en la sección más somera de la superficie de falla y la otra está cerca de la costa, justo frente a las proyecciones horizontales de las zonas de máximo *slip*.

La Figura 4.25 (b) muestra las amplitudes del *Run-Up* en la costa para el grupo de velocidades ya mencionadas, comparándolas con respecto al caso instantáneo. La falta de simetría que tienen estas curvas se deben a la distribución estocástica que tiene el *slip* en la fuente. Aunque tanto los casos uniformes como estocásticos fueron modelados usando un $M_w = 9.0$, el escenario instantáneo-uniforme muestra una distribución de *Run-Up* con un $R_{e_{max}} = 3.4$ m , mientras que en este caso con *slip* estocástico se observa un $R_{e_{max}} = 5.8$ m , es decir que las amplitud instantánea-estocástica son hasta 1.7 veces mas grande que la uniforme a esa latitud. La clara responsable de esto es la distribución

heterogénea del *slip*, a pesar de que teóricamente ambos escenarios logran desplazar la misma cantidad de agua, esta no tiene una distribución equitativa, lo que provoca en las curvas de *Run-Up* una mayor varianza en cuanto a las diferencias de amplitud $R_{e_{max}}$ y $R_{e_{min}}$. Entonces se espera que en los casos con V_r pequeños, estas diferencias en la amplitudes se exageren aun más.

La Figura 4.25 (c) muestra la tasa de cambio del *Run-Up* generado por las pruebas de alta velocidad con respecto al caso instantáneo. Se observa una variación pequeña entre el caso cinemático e instantáneo. Esto se evidencia en la curva de R_c/R_e , donde se muestran funciones casi rectas, con valores cercanos a 1, lo que se ha visto en los casos con velocidades altas de *slip* uniformes. Como dichas pruebas no logran tener excitación en las amplitudes del tsunami, sus curvas de *Run-Up* no muestran variaciones con respecto al caso instantáneo, por lo que la mayor parte de lo observado aquí respeta las conclusiones del trabajo de Geist (2002) acerca de que las amplitudes del *Run-Up* en el campo cercano tienen correlación con la distribución espacial del *slip* en una superficie de falla con orientación del tipo *normal*.

Cuando se toman velocidades de ruptura mas lentas en los escenarios de *slip* estocástico, las amplitudes crecen mas de lo visto en las pruebas uniformes, una muestra de esto puede verse en la Figura 4.26, aquí se observan escenarios con velocidades de ruptura de entre a 0.15-0.6 km/s . (a) muestra las amplitudes de η_{max} para las pruebas con $V_r = 0.15 km/s$, en esta figura se observa que la distribución de amplitud está concentrada en una única mancha en la región Sur-Este del dominio, entre la mitad de la proyección horizontal de la superficie de falla y la línea de costa. (b) muestra las curvas de *Run-Up* para el rango de velocidades mencionado anteriormente.

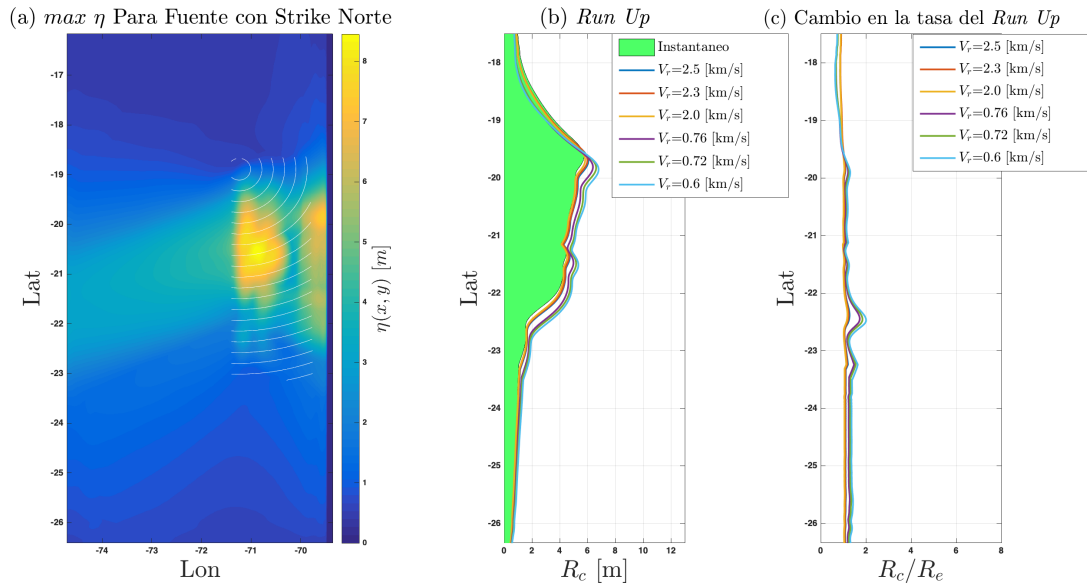


Figura 4.25: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Norte *Up* con un *slip* estocástico y con velocidades de ruptura rápida de entre 0.6-2.5 km/s . (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

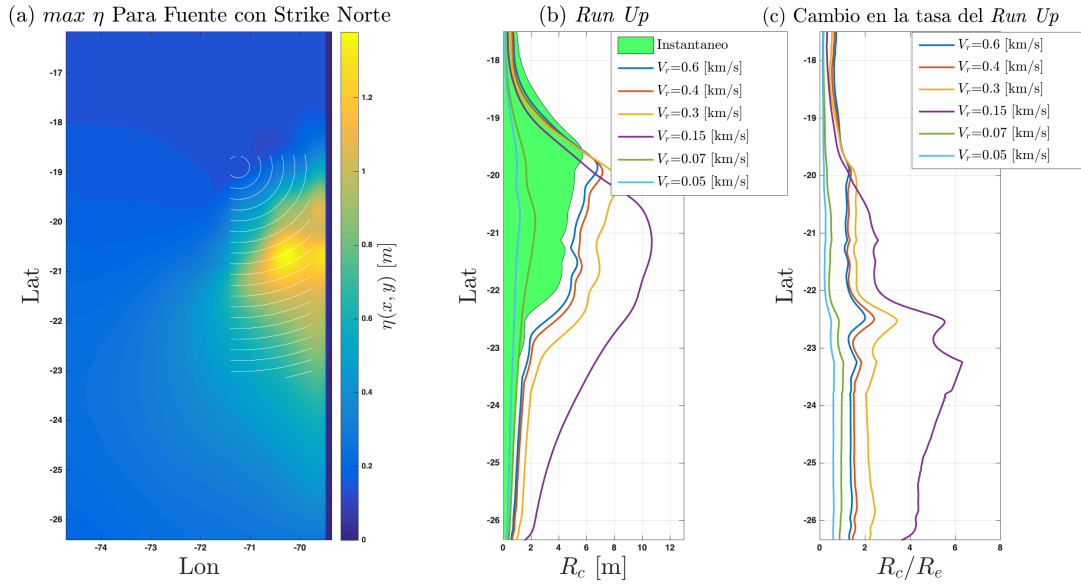


Figura 4.26: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Norte *Up* con un *slip* estocástico y con velocidades de ruptura lentas de entre 0.05-0.6 *km/s*. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

Aquí se ve que el *Run-Up* con amplitud más grande es el generado por la fuente con $V_r = 0.15 \text{ km/s}$, esta curva es hasta seis veces más alta que $R_{e_{max}}$ del caso instantáneo (Figura 4.26 (c)). También se observa un desplazamiento de la amplitud hacia el Sur, por el efecto de la directividad en la fuente.

Los escenarios mostrados con velocidades de ruptura de 0.05 y 0.07 *km/s* tienen curvas de *Run-Up* con amplitudes menores al del caso instantáneo. Según la Figura 4.26 (c) el escenario con $V_r = 0.05 \text{ km/s}$ tiene un $R_{c_{max}}$ con aproximadamente la mitad del valor máximo del *Run-Up* instantáneo. En conclusión, salvo estos los casos nuevos con V_r entre 0.05 y 0.07 *km/s*, los tsunamis generados por las pruebas Norte *Up* con *slip* estocástico muestran un comportamiento similar a las análogas con *slip* uniforme. En donde una menor velocidad de ruptura provoca una mayor amplitud del tsunami y un mayor efecto de la directividad en la distribución de dicha amplitud. La diferencia es que en estos casos se tienen curvas de *Run-Up* con mayores variaciones en la amplitud máxima y mínima de las curvas R_c , con respecto a los valores análogos para las pruebas uniformes. La Figura 4.27 (a) muestra una vista en planta de la batimetría usada en este conjunto de escenarios con una proyección horizontal de la superficie de falla usada.

La distribución de *slip* del modelo es estocástico, lo cual se observa por las manchas de tonos rojos sobre la superficie de falla. Las curvas blancas concéntricas representan el frente de propagación en la falla. La Figura 4.27 (b) muestra la relación entre distribución de amplitudes del *Run-Up* y velocidades de ruptura, dichas curvas están representadas por manchas de tonos rojos y amarillos sobre la línea de costa. La distribución espacial de la superficie R_c/R_e muestra gran parecido a lo visto en las pruebas Norte *Up* con *slip* uniforme, ya que esta ruptura es propagada en dirección Sur-Este,

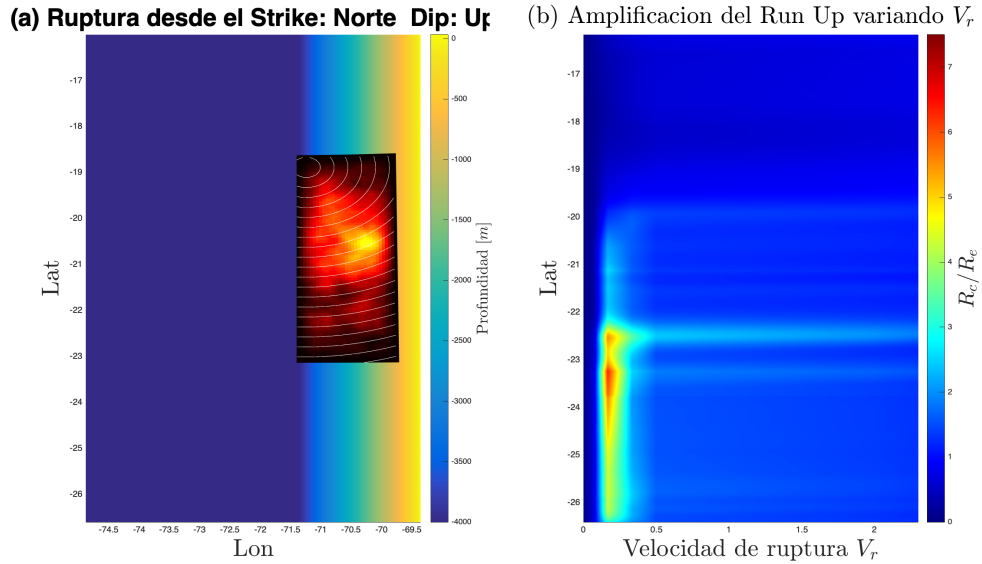


Figura 4.27: Superficie 2D del comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Norte *Up*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* se encuentra an las latitudes al Sur de -22° y hay manchas rectas de color claro en (b) que se generan con la diferencia de amplitud entre la prueba instantánea y las pruebas cinemáticas que sufrieron una deformación hacia el Sur producto de la directividad de la fuente.

provoca que las diferencias de amplitudes se concentren al Sur de la costa, mostrando una mayor excitación del *Run-Up* en las pruebas con velocidades entre $0.2-0.5 \text{ km/s}$.

La principal diferencia con las pruebas uniformes es que hay zonas en la costa a ciertas latitudes en donde la amplitud de la superficie R_c/R_e se mantiene casi constante para V_r mayores a 0.5 km/s . Esto es producto de la diferencia de amplitud entre *Run-Up* generado por rupturas cinemáticas versus la instantánea, en el caso cinemático la amplitud del *Run-Up* crece y se “estira” hacia el Sur, lo que provoca variación entre *Run-Up* cinemático con respecto al caso instantáneo. Esto está representado por las manchas horizontales, rojo claro en la Figura 4.27 (b).

2. Ruptura Centro *Up*

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -71.3° , latitud -21.0° y una profundidad de 7.03 km , con respecto al fondo oceánico. Al igual que en los escenarios con *slip* uniformes, aquí se generan un total de 26 modelaciones de tsunamis con diferentes velocidades de ruptura en una fuente colocada en la parte central-superficial del plano de falla. Las velocidades usadas son constantes para cada escenario, pero con valores que se mueven entre $0.1-4.0 \text{ km/s}$, de las cuales se han usado 8 para ser representadas en la Figura 4.28 y la Figura 4.29.

La gran diferencia que hay entre estas pruebas y las del caso uniforme es que ya no se observa esa simetría en la forma de las amplitudes máximas del tsunami, (Figura 4.28 (a)), y que la distribución del *Run-Up* y que las curvas R_c y R_e ya no tienen esas geometrías con forma de campana, vistas en las pruebas uniformes,

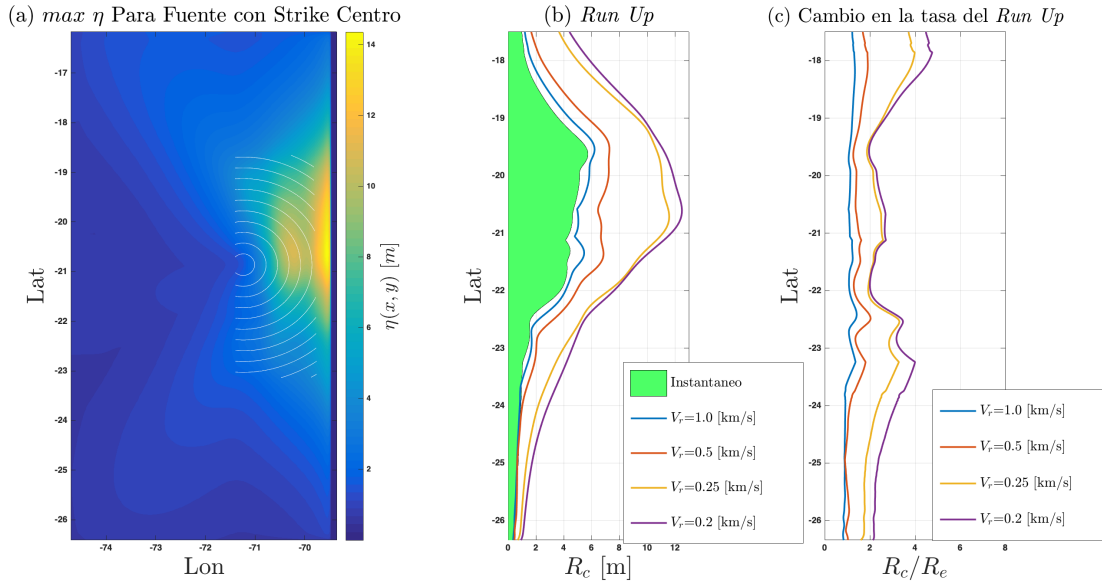


Figura 4.28: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Centro *Up* con un *slip* estocástico y con velocidades de ruptura lentas de entre 0.2-1.0 *km/s*. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

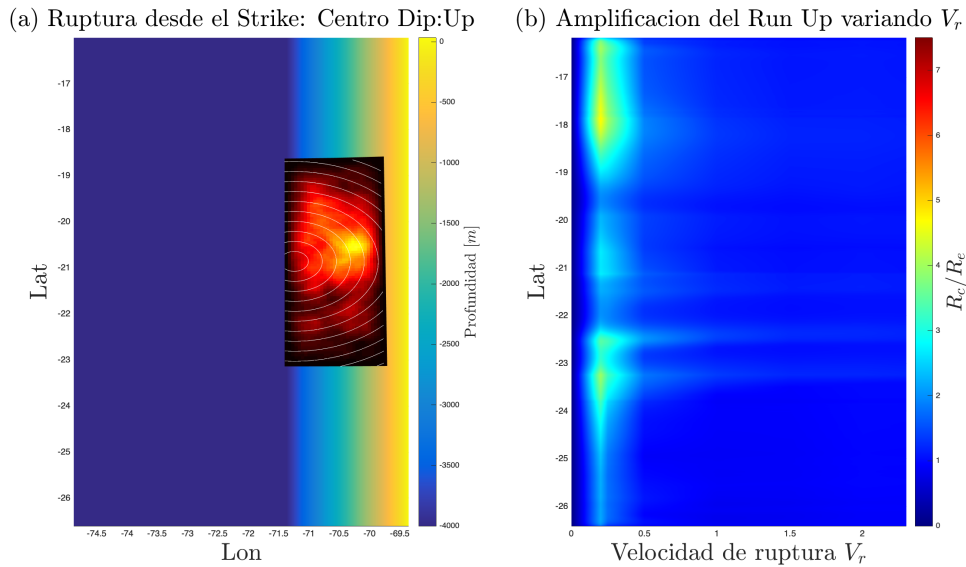


Figura 4.29: Superficie 2D que muestra el comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Centro *Up*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* se encuentra distribuido hacia los extremos Sur y Norte de la costa, asociado a valores de $V_r \leq 0.25$ *km/s*.

(Figura 4.28 (b)). Otra gran diferencia entre ambos casos es que en las pruebas estocásticas se tiene amplitudes *Run-Up* más grandes que las de los casos uniformes, tanto para las pruebas cinemáticas como la instantánea. La Figura 4.28 (b) muestra que el escenario con $V_r = 0.2$ *km/s* tiene un $R_{c_{max}} = 13.6$ *m*, lo cual es 8.1 *m* más que el *Run-Up* máximo visto en la prueba uniforme con igual magnitud, igual V_r y mismo

hipocentro.

La Figura 4.28 (c) muestra que el incremento del *Run-Up* cinemático con respecto al instantáneo es de hasta 4.6 veces en la sección Norte de la costa, sobre la latitud -18° . Se observa que para las $V_r \leq 0.25 \text{ km/s}$ las mayores amplitudes de *Run-Up* se encuentran hacia los extremos Sur y Norte en la costa. Esto se puede ver más claro en la representación 2D de la Figura 4.29 (b).

3. Ruptura Sur U_p

Estas fuentes fueron generadas por un terremoto cuyo hipocentro tiene las coordenadas; longitud -71.3° , latitud -23.0° y una profundidad de 7.03 km , con respecto al fondo oceánico. Para finalizar, se ejecutaron 8 experimentos en los que se juega con los valores de V_r sobre una ruptura con *slip* estocástico, para escenarios con hipocentros ubicados en la sección más superficial del plano de falla, en la parte Sur. La Figura 4.30 muestra un claro efecto de la directividad en la fuente sobre los escenarios con V_r lentos, en donde la gran parte de las amplitudes de η_{max} se distribuyen en el sector Nor-Este del mar, frente a la costa Norte.

Básicamente se observa el mismo comportamiento mostrado en todas las pruebas anteriores, en donde a menor velocidad de ruptura, se tienen amplitudes más altas en el tsunami y se observa un mayor efecto de la directividad en la fuente sobre la distribución de las amplitudes del agua. También se observa una mayor variación de los valores de *Run-Up*, con respecto a los casos uniformes. los 12 m en el Norte (Figura 4.30 (b)), teniendo tasas de variación del *Run-Up* de hasta 7 veces mayores al caso instantáneo. Todas estas observaciones pueden apreciarse también en la Figura 4.30 (b). En donde se tienen zonas con amplitudes cercanas a cero en la costa Sur y son superiores a

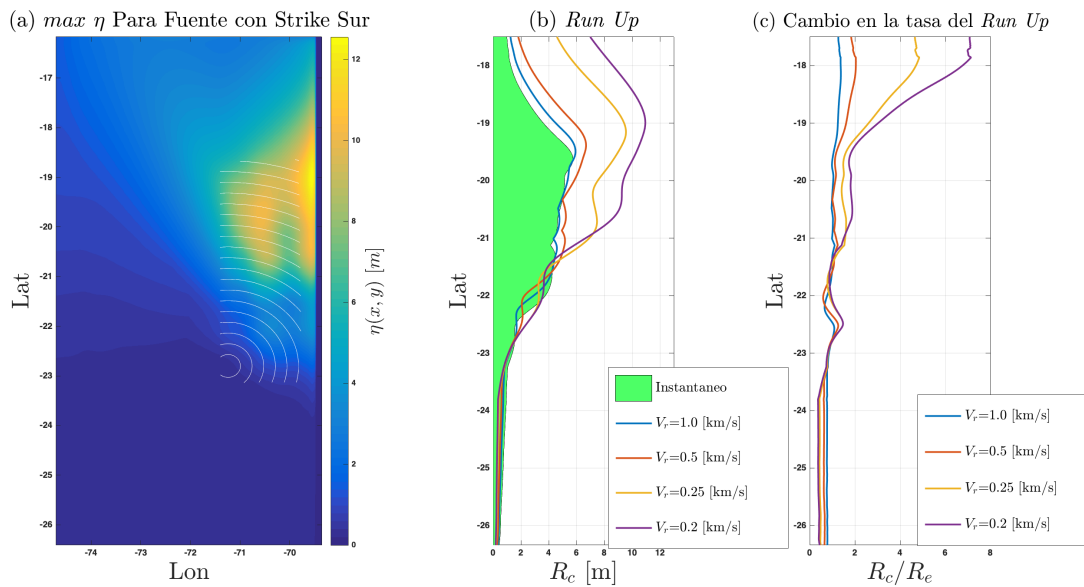


Figura 4.30: Se muestra la amplitud máxima generada por tsunamis cuyas fuentes fueron generadas en la zona Sur U_p con un *slip* estocástico y con velocidades de ruptura lentas de entre $0.2-1.0 \text{ km/s}$. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

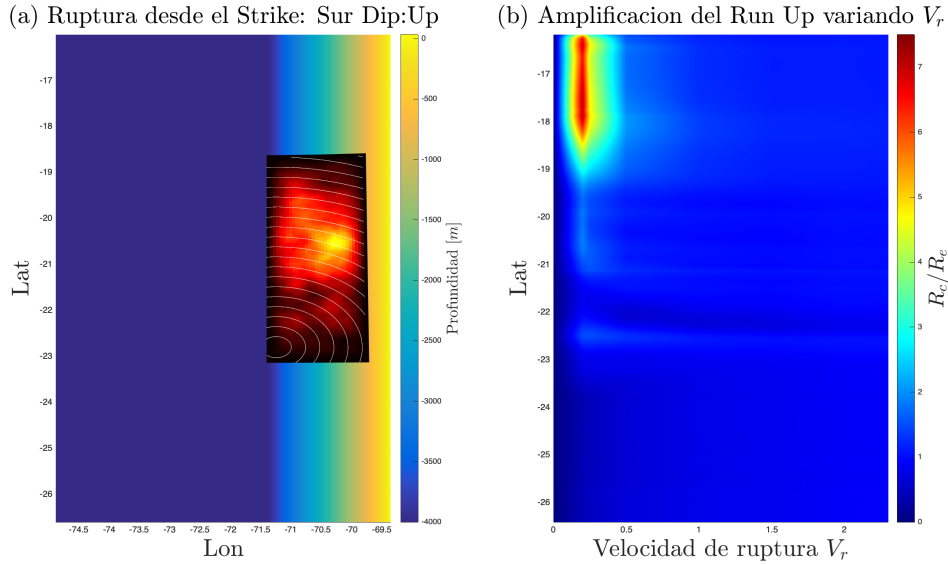


Figura 4.31: Superficie 2D que muestra el comportamiento de la tasa de *Run-Up* al variar la velocidad de ruptura para un hipocentro generado en el Sur *Up*. (a) y (b) están explicados en al Figura 4.3. En este caso el incremento del *Run-Up* se encuentra distribuido hacia la costa Norte.

4.2.4. Variación del *Run-Up* al usar Velocidades de Ruptura Variable

1. Ralentizamiento de V_r en los bordes de la superficie de ruptura.

En el Capítulo 3 se justificó superficialmente porqué un modelo de ruptura cinemático que contemple un ralentizamiento de la velocidad de ruptura en los bordes del plano de falla, puede ser más realista que aquel que asuma un frente de ruptura que frena bruscamente en los bordes de la fuente. En la presente sección se mostrarán los resultados de los modelos de tsunamis generados a partir de dichas fuentes. En la Figura 4.32 se observa la distribución de las amplitudes máximas de los tsunamis generados por fuentes con una velocidad de ruptura máxima de 2.5 km/s , que se ralentiza en los bordes hasta 0.5 km/s usando un suavizado de *tapers* de distinto grosor. En estos escenarios se considera un *slip* estocástico.

En (a) se muestra que las curvas blancas del avance del frente de ruptura, separadas entre sí un Δt de 2 s , se acumulan en los bordes de la falla, ya que el retraso que supone para la ruptura pasar por estas zonas, se traduce visualmente en una mayor densidad de curvas de frente de ruptura. De (b) se obtienen dos observaciones importantes; la primera es que como la mayor parte de la superficie de falla es dislocada a una velocidad de ruptura relativamente alta, las amplitudes del *Run-Up* muestran una distribución parecida con el caso instantáneo a lo largo de la línea de costa. La segunda observación es que a pesara de dichas similitudes, mientras mayor sea la región de ralentización, mayor es el incremento en la altura del *Run-Up* para estos escenarios, llegando a ser 1.8 veces más grande que el escenario instantáneo, (Costa Sur en la Figura 4.32 (c)).

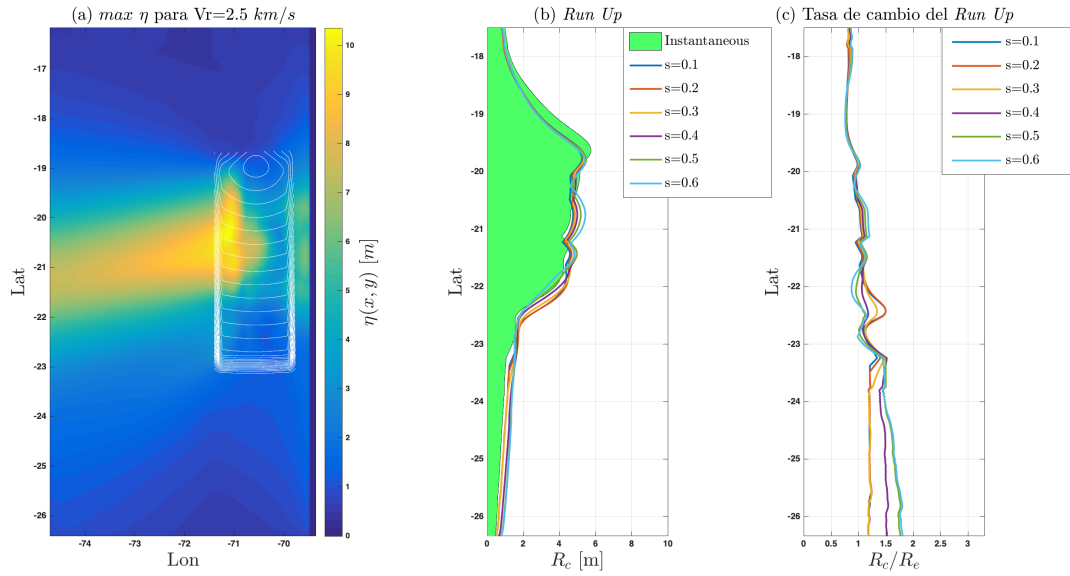


Figura 4.32: Amplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con velocidad de ruptura ralentizada en los bordes. Se utilizan zonas ralentizados de distinto grosor, las cuales son proporcionales a s (Ver justificación en el Capítulo 3). En este caso se consideran velocidades de ruptura rápidas. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

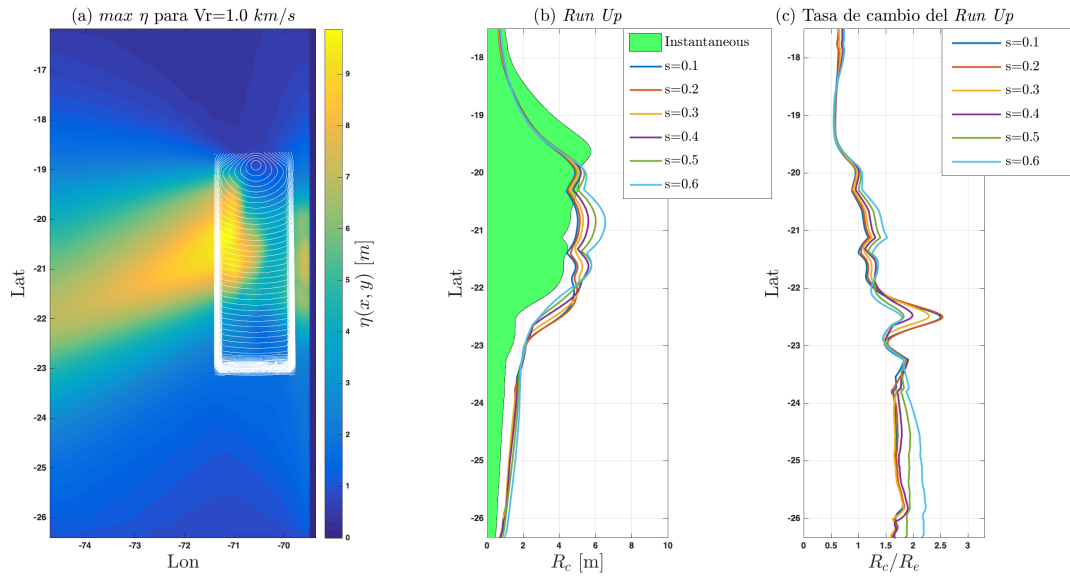


Figura 4.33: Amplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con velocidad de ruptura ralentizada en los bordes. Se utilizan zonas ralentizados de distinto grosor, las cuales son proporcionales a s (Ver justificación en el Capítulo 3). En este caso se consideran velocidades de ruptura lentas. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1.

La Figura 4.32 muestra como cambian las amplitudes de *Run-Up* al tener escenarios con iguales zonas de ralentización, pero con una velocidad más lenta dentro de los bordes de la superficie de ruptura, por lo que en este caso se utiliza una velocidad máxima de 1.0 km/s . En la lamina (a) de la figura se observa como los frentes de ruptura están más separados entre sí, teniendo el mismo Δt que las separa. En (b) se muestra que en estos escenarios hay un mayor efecto de la directividad y de la velocidad de ruptura, ya que todas las curvas de R_c se han desplazado hacia el Sur y sus amplitudes máximas han aumentado más que en el caso anterior. Una diferencia importante de estas pruebas en contraste con los escenarios de múltiples velocidades constante⁷, es que en los casos antes analizados se mostraba como se iban “estirando” y desplazando las curvas de *Run-Up* a medida que disminuía la velocidad de ruptura. Aquí todas las curvas se han desplazado casi lo mismo con respecto al caso instantáneo, pero se observa que mientras mayor es la superficie de ralentizamiento, mayor es el aumento de la amplitud de R_c , y que si la velocidad de ruptura en el centro de la falla es lenta, (como la de la Figura 4.32), estas características se amplifican más que lo visto en el caso de velocidad interior rápida (Figura 4.31).

A pesar de que en este grupo de escenarios la curva R_c que tiene la máxima amplitud, coincide con la que posee un mayor borde de ralentización ($s = 0.6$), la Figura 4.32 (c) muestra que la máxima variación entre R_c y R_e es dada por la curva con $s = 0.2$, llegando a tener una amplitud de casi 2.5 mayor a la del caso instantáneo en esa latitud. Lo que conduce a otra observación importante, la cual es que las curvas con menor superficie de ralentizamiento⁸, desplazan sus amplitudes máximas más hacia el sur que las curvas con gran s , (ver los picos en la región ente las latitudes -23° y -22° en la Figura 4.32 (c)). Por otro lado los valores de amplitud máxima son directamente proporcionales al tamaño de la zona de ralentizamiento, representada por s , (ver los picos en la región ente las latitudes -21.5° y -20.5° en la Figura 4.32 (b)).

2. Cambio de velocidad de ruptura a lo largo del *Strike* en la superficie de ruptura.

Se muestran escenarios en los que se toman rupturas que parten en la sección Norte *Middle* de la falla con una $V_r = 2.0 \text{ km/s}$, para luego desacelerar mientras se propagan hacia el Sur, hasta llegar a una $V_r = 0.5 \text{ km/s}$ en el extremos Sur de la falla. La Figura 4.34 muestra las amplitudes de *Run-Up* asociadas a tres experimentos con distintas distribuciones de $V_r(\theta, \varphi) = V_r(\text{Dip}, \text{Strike})$ en toda la superficie de falla, Estas curvas de *Run-Up* son comparadas con las pruebas de velocidades constantes de 0.5 y 2.0 km/s .

En (a) se muestran los frentes de ruptura para un terremoto que tiene un decaimiento de V_r mixta en el *Strike*. En la figura se observa como las curvas del frente de ruptura se acercan más entre ellas a medida que se está más hacia el Sur en la superficie de falla. En (b) se muestra la comparación de los *Run-Up* para varios escenarios con V_r variable; se muestra la amplitud del escenario con ruptura instantánea comparada con las pruebas de velocidades constantes igual a 0.5 y 2.0 km/s , (para esta sección se hablará de Escenario cte. lento y Escenario cte. Rápido). También se muestra el *Run-Up*

⁷Las cuales hechas sobre superficies de falla estocásticas y uniformes

⁸Las cuales están asociadas a un menor valor de s

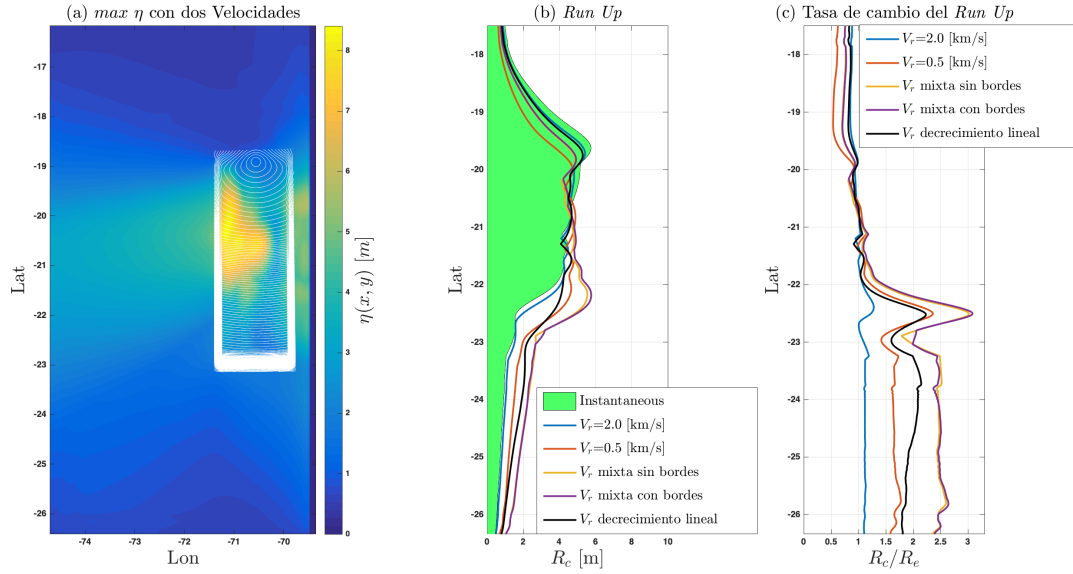


Figura 4.34: Amplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con V_r que decae de Norte a Sur, por el Strike de la falla. En (a) se muestran η_{max} y las líneas del frente de ruptura para el caso con caída de velocidad mixta sobre el strike. (b) muestra las curvas de *Run-Up* de las pruebas instantáneas, velocidad constante de 0.5 y 2.0 km/s , la prueba con velocidad con decrecimiento lineal, y dos pruebas con velocidad mixta, de las cuales una tiene ralentizamiento en los bordes del plano de falla. (c) muestra la tasa de incremento del *Run-Up* de las pruebas cinemáticas con respecto a la instantánea, de los escenarios descritos en (b).

asociado al experimento con V_r que decae linealmente sobre el *Strike* de la falla, (para este caso se hablará del escenario con V_r lineal) y finalmente se muestran las curvas de *Run-Up* de los experimentos con dos velocidades de ruptura.

En estos últimos dos casos V_r tiene valores constantes igual a 2.0 km/s desde el extremo Norte de la falla, hasta la latitud -20.5° , luego hay una zona en la sección intermedia entre las latitudes -20.5° y -21.0° en donde V_r decae de forma suave a través del *Strike*, hasta llegar a la velocidad constante de 0.5 km/s hacia el Sur de la latitud -21.0° . La diferencia entre estos dos escenarios es que el segundo tiene bordes con un ralentizamiento asociado a un $s = 0.3$. Ver Figura 0.7 del Capítulo 3 (En este caso se hablará de escenarios con V_r mixta con y sin bordes).

La Figura 4.34 (b) muestra que si bien no hay variaciones importantes en la amplitud máxima del *Run-Up* para todos los casos mencionados en el párrafo anterior, se observa que las curvas de R_c de velocidad mixta son los que trasladan las grandes amplitudes de *Run-Up* más hacia el Sur, con respecto al caso instantáneo. Se observa que estos dos escenarios tienen un R_c cuya amplitud entre el extremo Norte de la costa hasta la latitud -21° , se encuentra entre las curvas de velocidad constante con $V_r = 0.5-2.0$ km/s . Al Sur de la latitud -21.5° se observa que estas dos curvas con velocidad mixta superan en amplitud a las dos curvas de velocidad constante, tomando valores más altos que todo el resto de los escenarios. La Figura 4.34 (c) muestra que los escenarios de velocidad mixta logran ser hasta tres veces más grandes que el caso instantáneo en

la latitud -22.5° .

Hacia el Sur de esa latitud se observa que estos dos escenarios tiene una amplificación de 2.5 mayor al caso instantáneo, la cual es relativamente estable hasta el extremo Sur de la costa. El caso mixto con bordes de ralentización muestra amplitudes más altas a las observadas en el caso sin dichos bordes, aunque para efectos prácticos no hay gran diferencia entre ambos.

El escenario con V_r que decae linealmente sobre el *Strike* de la falla, muestra una amplitud intermedia entre los casos con V_r cte. y los de V_r mixta. Haciendo una descripción de Norte a Sur del comportamiento del *Run-Up* de dicho escenario, en la Figura 4.34 (b) se puede ver que en el extremo Norte de la costa, la amplitud del caso de V_r con decaimiento lineal tiene una amplitud similar a la del escenario con $V_r = 2.0 \text{ km/s}$. Lo cual tiene sentido ya que a esta latitud la velocidad de ruptura no ha cambiado significativamente con respecto a los 2.0 km/s . Luego más hacia el Sur de los 22.5° , la Figura 4.34 (b) y (c) muestran que la curva negra tiene una amplitud superior a los dos casos con velocidad constante, llegando a tener una amplitud más del doble del caso instantáneo.

La observación más relevante que se obtiene a partir de estos resultados es que las pruebas con velocidad de ruptura mixtas que aumentan en una dirección (en este caso de Norte a Sur), logran generar amplitudes de tsunami mayores a lo visto en todo el resto de escenarios, incluyendo la prueba con V_r que sufre una caída lineal sobre el *Strike*.

4.2.5. Escenarios con Igual Cinemática de Ruptura, pero Diferente Profundidad en la Batimetría

En el trabajo de Todorovska y Trifunac (2001) se llega a la conclusión de que las máximas amplitudes de tsunamis generados por terremotos con V_r lentos, ocurrían en los casos en que la velocidad de ruptura coincidía con la velocidad de fase del agua c , es decir que se debe conservar la razón $V_r/c = 1$. Se sabe que en un océano plano c es directamente proporcional a la gravedad y la profundidad de la batimetría que hay bajo el frente del ondas del tsunami, esto implica que conservando propiedades como la magnitud M_w y la distribución de *slip*, terremotos tsunamigénicos creados bajo batimetrías con distinta profundidad, necesitan diferentes velocidades de ruptura para excitar las mismas amplitudes de tsunamis. Lo cual se debe a que la velocidad de fase con la que se propaga el tsunami en cada caso va a cambiar, dependiendo de la profundidad de la fuente. Es por este motivo que se pretende estudiar el comportamiento de tsunamis frente a variaciones en la profundidad de la batimetría.

En total se probaron 25 escenarios con diferente profundidad máxima en la batimetría, pero con igual velocidad de ruptura e igual ubicación hipocentral. Para estas pruebas se utilizó una superficie de falla ubicada bajo el plano horizontal de la batimetría, (lo que sería equivalente al *Out Rise* para una zona de subducción), La descripción de los *inputs* de estos

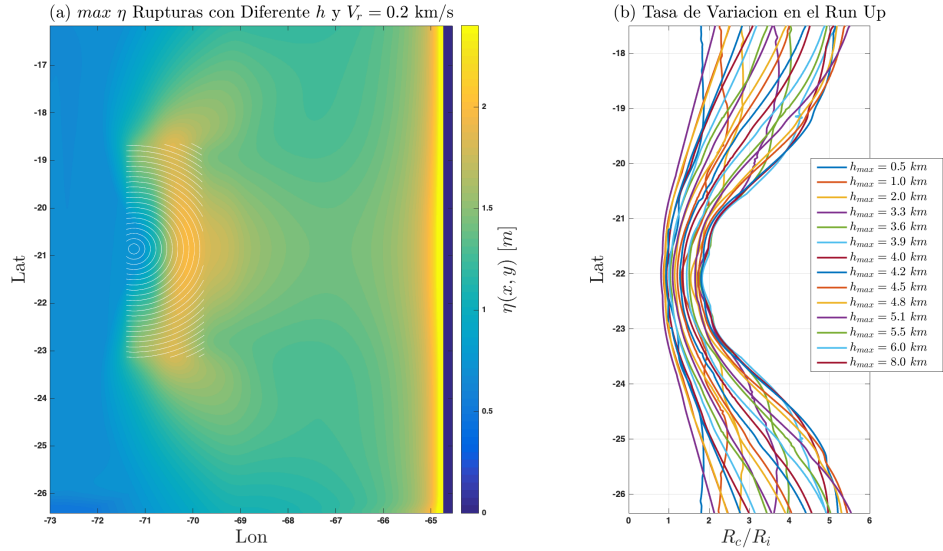


Figura 4.35: Amplitudes máximas de tsunamis generados por fuentes con la misma descripción cinemática; tienen una velocidad de ruptura constante igual a 0.2 km/s , también tienen una batimetrías con igual geometría, pero con distinta profundidad máxima. (a) son los valores de η_{max} sobre todo el dominio y una proyección horizontal de los frentes de ruptura de la fuente que generó todos estos tsunamis. (b) son las curvas de tasas de incremento del tamaño del *Run-Up* de los casos cinemáticos, con respecto a los instantáneos.

escenarios fue explicada en el Capítulo 3, pero para tener una idea de la ubicación de la fuente con respecto a la batimetría, la Figura 4.35 (a) muestra una vista en planta de dicha configuración.

Aquí se observa una fuente con hipocentro en la ubicación Centro *Up* y se muestra la distribución de las amplitudes máximas que tuvo el paso del tsunami en cada punto (θ, φ) del dominio. Todas las pruebas fueron hechas con una velocidad de ruptura de 0.2 km/s , la cual se ha escogido con el fin de observar con claridad el efecto de la directividad y tener grandes amplitudes del *Run-Up* en la costa. En (a) se observa que hay dos zonas con gran amplitud de η_{max} ; la primera se encuentra sobre la superficie de falla, tiene una forma de Σ , por lo que se observan tres regiones donde hay grandes amplitudes de η_{max} , una se orienta en dirección el Nor-Este, otra hacia el Sur-Este y la última hacia el Este. También se observa que a lo largo de toda la costa hay grandes amplitudes de η_{max} .

La Figura 4.35 (b) muestra 14 curvas R_c/R_e . Para obtener los valores de R_c , se consideraron los *Run-Up* de pruebas generadas para cada escenario de estas rupturas cinemáticas, los cuales está asociado a una batimetría con profundidad máxima h_{max_i} , (donde $i = 1, 2, \dots, N^\circ$ de batimetrías usadas). Dichas curvas de *Run-Up* obtenidas a partir de fuentes transientes, fueron divididas por diferentes curvas R_e asociadas a los escenarios análogos de fuentes instantáneas, asociados a las mismas batimetrías de profundidad máxima h_{max_i} . En (b) se observa que todas las curvas de la tasa de variación del *Run-Up* tienen un valle en las latitudes centrales, (asociado a zonas donde las curvas R_c y R_e son similares), y también tienen

dos montes, en los extremos de las costas Norte y Sur. Estos montes representan las zonas donde R_c y R_e tienen su máxima varianza, por lo que los valores de R_c/R_e se mueven entre

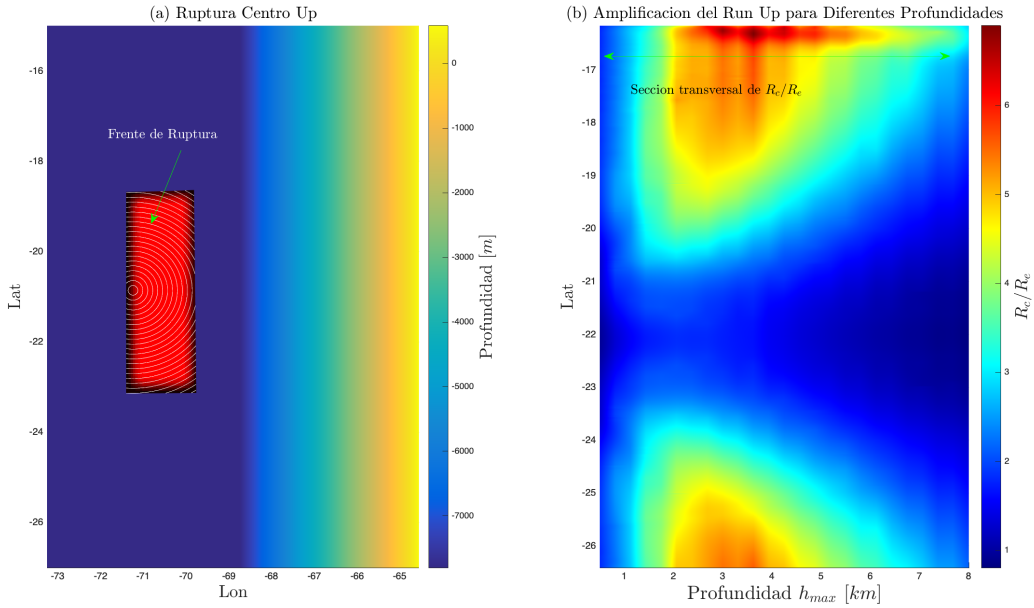


Figura 4.36: (a) muestra una vista en planta de la batimetría con profundidad máxima de 8 km y la proyección horizontal de la superficie de falla. (b) muestra la tasa de amplificación del *Run-Up* en función de la latitud y la profundidad de cada batimetría usada. En este caso cada R_c generado en una cierta batimetría, fue dividido por el caso análogo instantáneo R_e generado sobre la misma batimetría.

1.8 hasta 5.7 a dicha latitudes.

Notar que todas estas curvas tienen un comportamiento similar a lo mostrado en los escenarios de *slip* uniforme, con distintas velocidades de ruptura, e hipocentro en la posición Centro *Up*, lo cual es de esperar, ya que los resultados anteriores muestran que esta configuración de R_c/R_e está asociada a la directividad y a la velocidad de ruptura. Por otro lado, las variaciones en la amplitud de esta curva, efectivamente parecen ser controladas por la profundidad de la batimetría.

Con el objeto de visualizar lo mostrado en la Figura 4.35 (b), se graficaron los valores de la tasa de incremento de *Run-Up* en función de la latitud y la profundidad máxima de la batimetría, dicha configuración es mostrada en la Figura 4.36 (b), aquí se observa que las máximas variaciones entre R_c y R_e están asociadas a batimetrías con h_{max} entre 3 y 4 km de profundidad. Se muestran las dos zonas de alta amplitud en las secciones Norte y Sur de la costa, como dos regiones simétricas con forma de ν . Esta configuración de las amplitudes de *Run-Up*, está mostrando que hay una equivalencia entre las variaciones de la profundidad de la batimetría y la variación de la velocidad de ruptura. Este punto será desarrollado en el Capítulo 5 de este estudio. La Figura 4.36 (a) muestra una vista en planta de la batimetría asociada a $h_{max} = 8 \text{ km}$ y la proyección horizontal del plano de falla asociado

a este escenario, el cual tiene una distribución de *slip* uniforme, también se muestran curvas blancas que representan el avance de los frentes de la ruptura.

4.2.6. Efecto de Modelar Tsunamis Generados por Fuentes con Rupturas Múltiples sin Causalidad

El objetivo de este experimento es comprender el efecto entre la velocidad y la directividad de la fuente en el *Run-Up* del tsunami. Varias de las pruebas anteriores confirman el hecho de que a menor velocidad de ruptura, mayor es la amplitud del *Run-Up* y mayor es el efecto de la directividad sobre la distribución espacial de las amplitudes del tsunami. Por lo que se quiere entender si dicho efecto de la directividad es una consecuencia directa de la acción que tiene la velocidad de ruptura sobre el tsunami o si son parámetros independientes separadas entre sí.

La hipótesis que se tiene es que el hecho de quitar el efecto de la directividad de la ruptura, provocaría que las curvas de *Run-Up* se igualen a la del caso instantáneo. Para mostrar este punto se genera un experimento con 8 escenarios diferentes, de rupturas cinemáticas sobre un plano de falla con *slip* estocástico, batimetría simple de laboratorio, (con $h_{max} = 4 \text{ km}$), pero con rupturas múltiples de distribución aleatoria en el tiempo y el espacio. Se entiende que mientras mayor sea la densidad de hipocentros que propagan la ruptura sobre el plano de falla, menos sensible es el tsunami a la directividad generada por esta, por lo que se hacen dos grupos de rupturas, con distinto número de hipocentros, uno con 50, (4 escenarios)⁹ y el otro con 80, (4 escenarios). Notar que en todos los casos se tiene una $V_r = 0.2 \text{ km/s}$, (para más detalle ver descripción de la Subsección 3.2.4. Los resultados muestran que los escenarios asociados a 50 hipocentros sobre el plano de falla, tienen curvas de *Run-Up* con mayor amplitud que lo visto en las pruebas de 80 hipocentros. La Figura 4.37 (a) muestra la distribución de η_{max} por una de las realizaciones con 80 hipocentros no causales. También se muestran las curvas de los frentes de ruptura en una proyección horizontal sobre la fuente. (b) muestra que las curvas negras, que representan realizaciones con 50 hipocentros, tiene mayor amplitud que el caso instantáneo.

Llegando a tener casi el doble de amplitud a ciertas latitudes, según se muestra en (c). Por otro lado, las curvas de color rojo que representan las realizaciones con mayor densidad de hipocentros, muestran una distribución *Run-Up* similar a lo que se observa en el caso instantáneo (b). Esto es más claro en la Figura 4.37 (c), ya que aquí se muestra como la tendencia de las curvas color rojo es a centrarse cerca de $R_c/R_e = 1$, lo que significa que las amplitudes de R_c son similares a las de R_e a diferentes latitudes.

Se espera que si se experimenta con un mayor número de hipocentros distribuidos sobre la misma superficie de falla, las curvas de *Run-Up* mostrarán como tendencia el ir pareciéndose cada vez más al caso instantáneo. La explicación que se plantea para esto es que en las pruebas

⁹Cada uno de los cuatro escenarios es una realización aleatoria de la distribución de los hipocentros en el tiempo y el espacio.

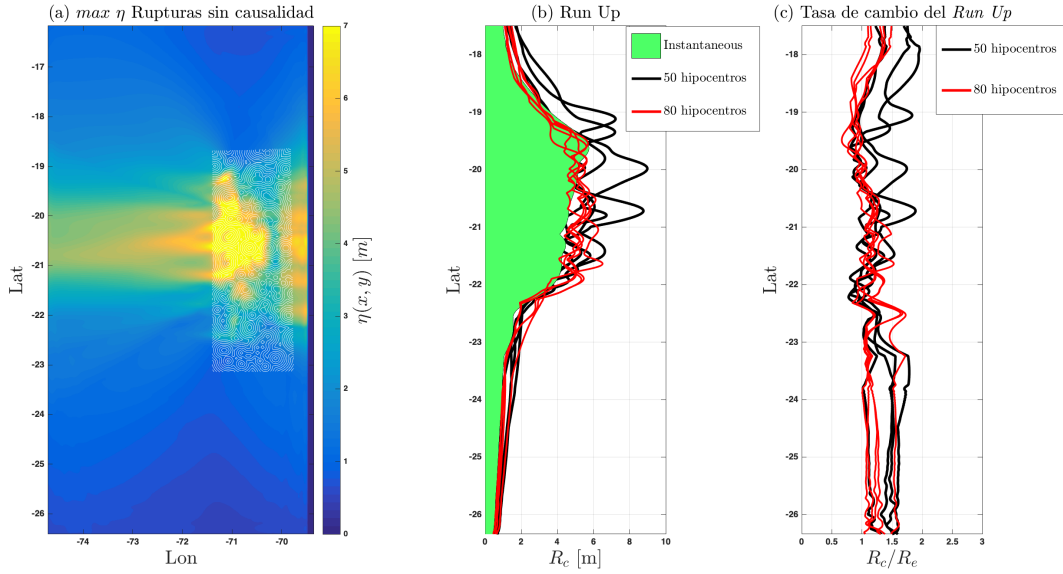


Figura 4.37: Amplitud máxima de tsunamis generados por pruebas con hipocentros distribuidos de forma aleatoria y tiempos de ruptura no causales entre sí. (a) muestra las amplitudes máximas del tsunami distribuidas en todo el dominio, junto a una proyección horizontal de los frentes de ruptura asociados a uno de estos experimentos. (b) muestra el *Run-Up* provocado por dos grupos de tsunamis generados con distinto número de hipocentros, comparados entre sí y con el caso instantáneo. (c) muestra la tasa de cambio de la amplitud de *Run-Up* de estas pruebas con respecto al caso instantáneo. Se observa que mientras mayor sea el número de hipocentros usados, más parecido son esos experimentos al caso instantáneo, ya que la tendencia de la curva roja es moverse en torno a 1.

con 50 hipocentros, se tiene una densidad de fuentes de tsunami menor a las pruebas con 80 hipocentros, esto implica que las rupturas tienen más espacio entre ellas para propagarse, lo que permite que exista un mayor efecto de la directividad sobre el tsunami. En los casos con 80 hipocentros, la distancia entre cada fuente es menor, lo que provoca que no haya espacio para que los frentes de ruptura se propaguen a una gran distancia de cada hipocentro, mostrando un menor efecto de la directividad sobre el tsunami.

4.2.7. Variación del *Run-Up* al usar distintos valores de *Rise Time*

En el Capítulo 2 y el Capítulo 3 se explicó como se generaron los modelos de *Rise Time* variable y como serían usados como *input* de la simulación de tsunamis. Lo cierto es que los resultados obtenidos muestran que un incremento en los valores de *Rise Time* genera una caída en las amplitudes del *Run-Up*, (Figura 4.38). El problema es que dichos cambios de amplitud no es importante comparados con las variaciones asociadas a distintas velocidades de ruptura. Además de que se encontraron pocas variaciones entre los *Run-Up* generados por modelos cinemático con $\tau_R = cte$ y los modelos con $\tau_R = \tau(\vec{k})$.

Todos los escenarios de variaciones de *Rise Time* fueron generados usando un $V_r = 0.7$ km/s. No obstante existe la idea de que usar variaciones de *Rise Time* asociadas a una veloci-

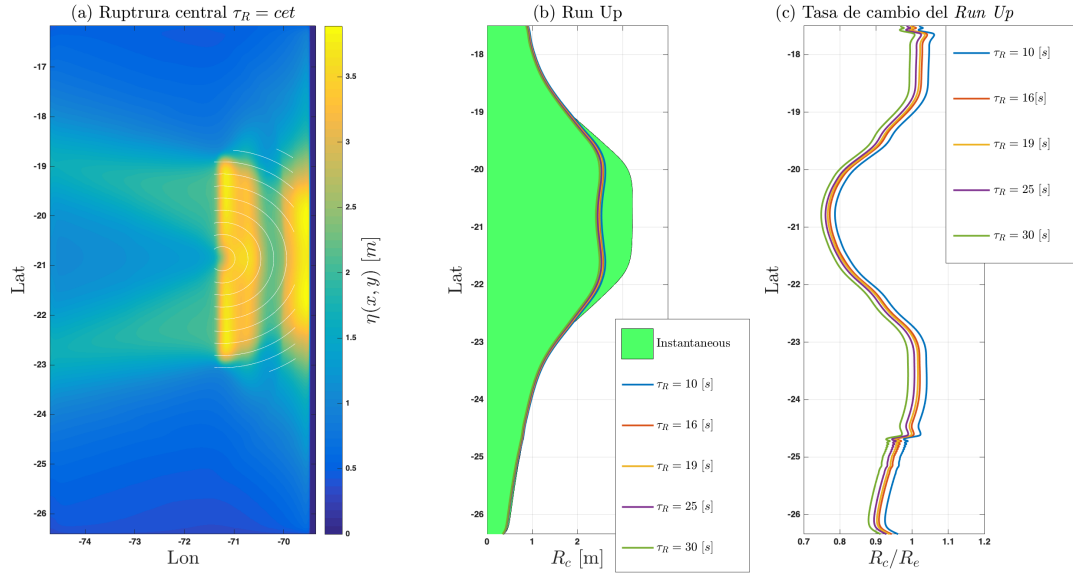


Figura 4.38: Amplitudes máximas de la distribución espacial del tsunami, asociadas a pruebas con variaciones en el *Rise Time*, usando un modelo del tipo $\tau_R = \tau(\vec{k})$, con una $V_r = 0.7 \text{ km/s}$. Notar que las variaciones de amplitud del *Run-Up* son pequeñas comparadas con los casos en donde se usan diferentes velocidades de ruptura. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1

dad de ruptura baja (menor a 0.5 km/s), podría amplificar los efectos de τ_R sobre el *Run-Up* de los tsunamis. El problema de esto es que usar bajas velocidades de ruptura, implica un acortamiento de las distancias L_0 asociadas al pulso de deslizamiento (Figura 3.11 y Figura 3.12). y las observaciones muestran que dada la resolución espacial que se utilizó en estas modelaciones, las velocidades de ruptura menores a 0.7 km/s generaron pulsos de largo L_0 menor al ancho de las sub-fallas finitas del modelo. Lo que provoca problemas numéricos en la representación de la fuente cinemática. Otra alternativa pudo ser afinar el grillado de fallas finitas, pero el problema con esto es que aumenta enormemente los tiempos de cálculo de las soluciones de Okada y de la propagación de tsunamis, por lo que tuvo que ser descartado.

Se observa que ninguna de las pruebas realizadas manifiestan los problemas de resolución antes descritos, con lo que se procede a describir los resultados que consideran variaciones de *Rise Time* en la generación de tsunamis. En la Figura 4.38 se muestran las amplitudes de tsunamis provocados a partir de escenarios cuyas fuentes cinemáticas contemplan la relación $\tau_R = \tau(\vec{k})$, descrito en el Capítulo 3, (el otro caso no se muestra aquí porque visualmente es prácticamente igual a este, tema que será abordado nuevamente en el Capítulo 5). Las pruebas representadas en la Figura 4.38 son generadas en la ubicación Centro *Up* de una superficie de falla con *slip* uniforme. En (a) se muestra las amplitudes máximas generadas por el escenario asociado a $\tau_R = 20 \text{ s}$. Se observa una distribución de η_{max} similar a lo visto en las pruebas con distintas velocidades de ruptura y *slip* uniforme.

La Figura 4.38 (b) muestra la comparación entre las amplitudes de *Run-Up* instantáneo y los casos con $\tau_R = 10\text{-}30 \text{ s}$. En esta figura se observa que dada la velocidad de ruptura usada, no hay grandes variaciones de amplitud asociadas a los distintos valores de τ_R . Sin embargo

se puede afirmar que se cumple lo mostrado por Fuentes y cols. (2018), ya que en este trabajo se concluye que cuando $\tau_R \rightarrow 1$, las curvas de *Run-Up* cinemático tienden a igualarse con las curvas de *Run-Up* generado por una fuente instantánea. Esto se puede ver también en la Figura 4.38 (c), donde se muestra que para valores pequeños de τ_R , la curva $R_c/R_e \rightarrow 1$.

Finalmente se destaca el hecho de que probablemente haber utilizado escenarios con una velocidad de ruptura menor a 0.5 km/s y una mayor resolución espacial del modelo de fallas finitas, podría mostrar mayores variaciones en las amplitudes de *Run-Up*, producto de los cambios en el *Rise Time*, pero dicha idea será objeto de estudio en un trabajo posterior.

4.2.8. Batimetrías del Norte de Chile

En esta sección se muestra la mayor parte de los escenarios de tsunamis modelados en el Norte de Chile, estos fueron generados por rupturas con velocidades lentas. La Figura 4.39 muestra los tsunamis cuya fuente tiene un hipocentro en el Norte *Middle* de la superficie de falla, ubicado a una profundidad de 32.79 km con respecto al fondo del mar, la Figura 4.40 tiene las rupturas formadas en el Centro *Middle*, los cuales se encuentran a 24.51 km de profundidad y la Figura 4.41, muestra los tsunamis cuyas fuentes tienen hipocentros en el Sur *Middle*, que están generados a 26.46 km de profundidad con respecto al fondo del mar. Se observa que la distribución de las amplitudes de *Run-Up* muestra la misma tendencia vista en los escenarios de laboratorio de *slip* uniforme y estocástico.

Las bajas velocidades de ruptura logran excitar tsunamis con grandes amplitudes, las cuales le dan gran importancia a la directividad de la fuente. La distribución de las mayores amplitudes de *Run-Up* se encuentra frente a los bordes opuestos al inicio de las rupturas, (igual que lo visto en los casos con batimetría de laboratorio). Otra observación a tener en cuenta es la gran amplitud máxima del *Run-Up* para las pruebas con $V_r = 0.25 \text{ km/s}$, como lo muestra la Figura 4.39, donde se observa que las curvas de R_c tienen valores de hasta 48 m , lo cual es mayor a lo visto en las pruebas de laboratorio¹⁰

Por otro lado, las amplitudes de la tasa de cambio de *Run-Up* entre las pruebas cinemáticas e instantánea, tienen variaciones del mismo orden de magnitud que las vistas en las pruebas de laboratorio estocásticas, ya que los valores máximos de R_c son entre 6 y 10 veces mayores que los valores de R_e . (ver (c) en la Figura 4.39, la Figura 4.40 y la Figura 4.41)¹¹. Lo que

¹⁰la amplitud máxima encontrada fue en la prueba Centro *Up*, con un $R_{c,max}$ de 13.6 m , Sin mencionar el hecho de que todas las modelaciones son hechas por terremotos con la misma magnitud de $M_w = 9.0$, lo que implica que el efecto de una batimetría irregular, como la del Norte de Chile, genera efectos de amplificación en la costa, mayores a los generados por un talud simple de pendiente constante. Esto sumado a la excitación del agua producto de las bajas velocidades de ruptura, crea tsunamis con las amplitudes más altas modeladas en este estudio.

¹¹Los picos vistos en las curvas de $V_r = 0.25 \text{ km/s}$ en la latitud -23.3° de (c) en las tres figuras, no son considerados ya hay dudas acerca de lo realista que sea ese resultado (es la amplitud calculada en la bahía Norte de la península de Mejillones), es probable que haya habido un problema numérico con la resolución de la batimetría.

significa que el efecto de la batimetría amplificó las amplitudes de las pruebas cinemáticas e instantáneas de manera proporcional, por lo que la tasa de cambio entre ellas se mantiene relativamente constante, al comparar distintos escenarios.

Como ya se mencionó en el Capítulo 1, la geometría de falla y la batimetría usada en esta

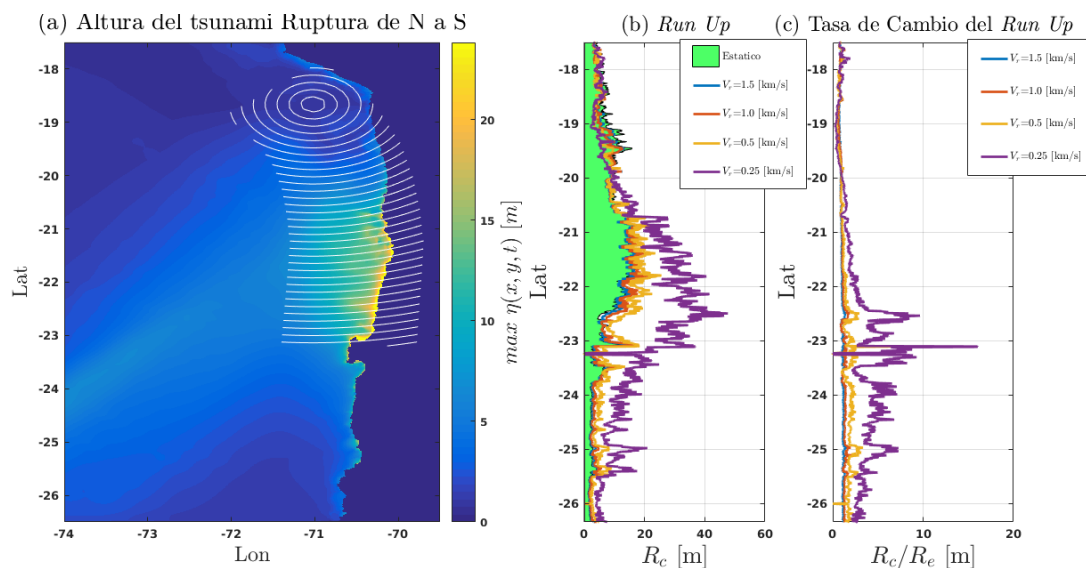


Figura 4.39: Amplitudes máximas de tsunamis asociados a diferentes velocidades de ruptura, con hipocentro en el Norte *Middle* y en la superficie de falla ubicada bajo la batimetría del Norte de Chile. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1

sección es la misma que se utilizó en el trabajo de Ruiz y cols. (2015). Esto se hizo con el objetivo de comparar los resultados de este trabajo, con las amplitudes de *Run-Up* mostradas en dicha publicación. En el trabajo de Ruiz se consideraron fuentes instantáneas con un $M_w = 9.0$ y distribuciones de *slip* uniformes y estocásticas. Se obtuvo que el *Run-Up* más alto fue generado por los escenarios estocásticos, con amplitudes de hasta 30 m. Pero si estos resultados son comparados con los obtenidos aquí, se observa que para otra distribución de *slip* estocástica, generado por una ruptura cinemática con epicentro en el extremo Sur o Norte de la misma superficie de falla, se llega a obtener amplitudes de *Run-Up* de entre 40 y 50 m para las pruebas con $V_r = 0.25$, lo que representa un incremento de entre 1.3 y 1.6 veces con respecto a esos casos instantáneos.

Como ultima observación, notar el hecho de que en todas las pruebas hechas con diferente velocidad de ruptura, mientras mayor es la complejidad introducida en la modelación, mayor es la riqueza de alta frecuencia en las amplitudes del *Run-Up*, es decir que si comparamos la frecuencia del “ruido” en las curvas de *Run-Up*, asociado a: (1) las pruebas con batimetría de laboratorio y *slip* uniforme, (2) las pruebas de laboratorio de *slip* estocástico y (3) las pruebas del Norte de Chile con *slip* estocástico, se tiene que las curvas de *Run-Up* asociadas a cada experimento, muestran un aumento progresivo de alta frecuencia, partiendo de (1) nada de ruido en el *Run-Up*, siguiendo con (2), donde hay ruido producto del efecto del *slip* estocástico y terminando con (3), donde además del efecto del *slip* estocástico, se tiene toda la riqueza de frecuencias que la batimetría irregular introduce, las cuales se manifiestan en las amplitudes de tsunami en la costa. .

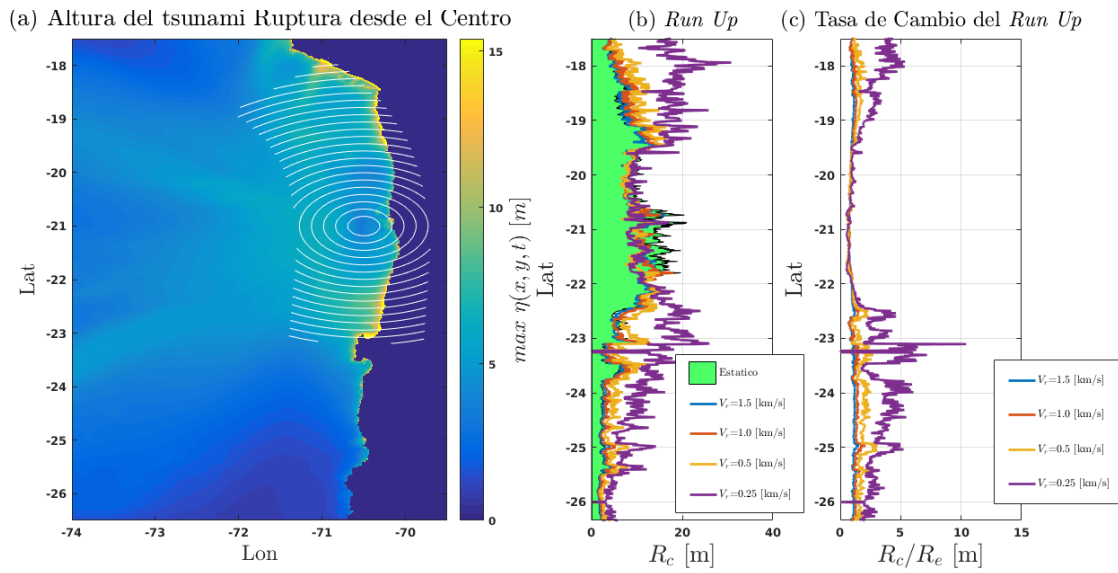


Figura 4.40: Amplitudes máximas de tsunamis asociados a diferentes velocidades de ruptura, con hipocentro en el Centro *Middle* y en la superficie de falla ubicada bajo la batimetría del Norte de Chile. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1

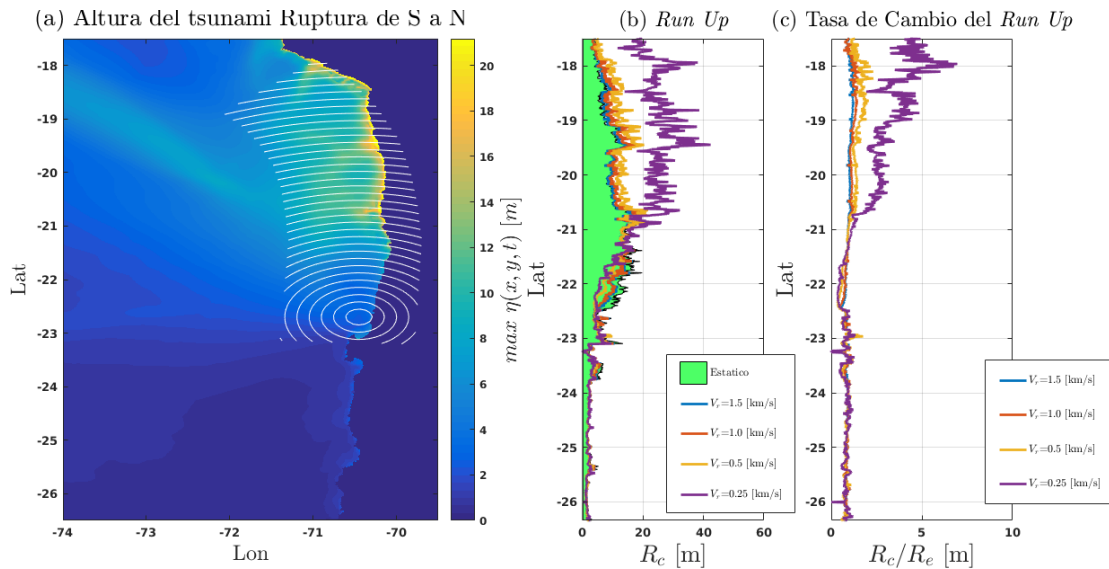


Figura 4.41: Amplitudes máximas de tsunamis asociados a diferentes velocidades de ruptura, con hipocentro en el Sur *Middle* y en la superficie de falla ubicada bajo la batimetría del Norte de Chile. (a), (b) y (c) son explicadas en la Figura 4.1

Capítulo 5

Discusión

A continuación se hará una interpretación de los resultados más importantes que fueron obtenidos en este estudio, se muestra la relación entre el la velocidad de ruptura y la profundidad de la batimetría, para excitar las amplitudes del *Run-Up*, también se muestra una forma de describir matemáticamente las curvas de *Run-Up* modeladas y se hablará de los resultados de las pruebas con *Rise Time* variables.

5.0.1. Representación 2D del *Run-Up* Usando Variaciones de V_r

En la sección anterior se mostraron tsunamis generados por velocidades de ruptura constantes, entre 0.1 y 2.5 km/s , con hipocentros en 9 posiciones distintas dentro del plano de falla (mostradas en la Figura 3.5). En la mayoría de los hipocentros seleccionados, se generaron 8 terremotos con distintas velocidades de rupturas dentro de ese intervalo, con lo cual se logró obtener el comportamiento aproximado de las curvas de *Run-Up* con fuentes que nacieron en cada uno de los 9 hipocentros, lo cual es mostrado en la Figura 4.3, Figura 4.5, Figura 4.3, Figura 4.9, Figura 4.11, Figura 4.13, Figura 4.15, Figura 4.17, Figura 4.19, Figura 4.27, Figura 4.29 y la Figura 4.31, los cuales son escenarios generados con distribuciones de *slip* tanto uniforme y estocástico.

Si bien las curvas de *Run-Up* calculadas (R_c/R_e), muestran que el comportamiento del tsunami sigue una tendencia relativamente clara, se espera que al modelar más escenarios con distintas velocidades de ruptura entre 0.1-4.0 km/s , se pueda construir una curva R_c/R_e con alta resolución y por lo tanto, que permita obtener más información para comprender el comportamiento del *Run-Up*. Como las figuras citadas en el párrafo anterior muestran que la variación de las amplitudes de R_c/R_e se observan sólo en el eje de la latitud¹ y no en el eje de la velocidad de ruptura², se hicieron 26 modelaciones usando diferentes velocidades de ruptura de entre 0.1-4.0 km/s usando SOLO un único hipocentro, el cual está ubicado en la zona Norte *Up*, para el cual se consideraron distribuciones de *slip* tanto uniforme como estocástico.

¹ Esto está relacionado con la directividad y la ubicación de los hipocentros

² Lo cual se debe a que al variar V_r , las curvas de R_c/R_e conservan la misma forma con distinta amplitud

(a) Amplificación del *Run Up* para Caso Uniforme (b) Amplificación del *Run Up* para Caso Estocastico

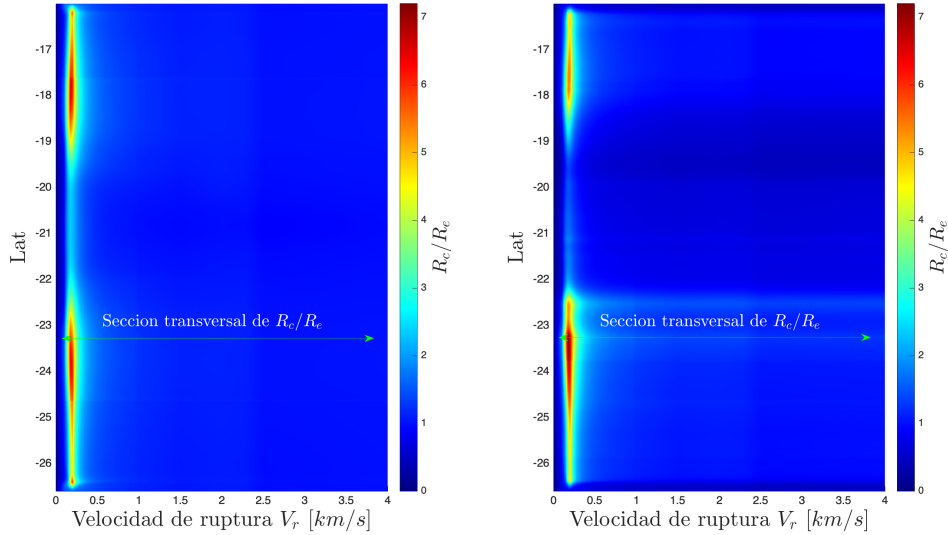


Figura 5.1: Se muestra la tasa de amplificación del *Run-Up* generado por pruebas cinemáticas, con respecto a los casos instantáneos. La representación consiste en superficies 2D de las variaciones de *Run-Up* en función de la velocidad de ruptura y la latitud. Notar que se usaron 26 escenarios para generar cada una de estas figuras. En (a) se observa la distribución que tienen las superficies de R_c/R_e en pruebas con *slip* uniforme y en (b) se muestra la distribución de R_c/R_e para escenarios con *slip* estocástico. las flechas verdes indican la sección del corte transversal de ambas figuras, mostrado en la Figura 5.2.

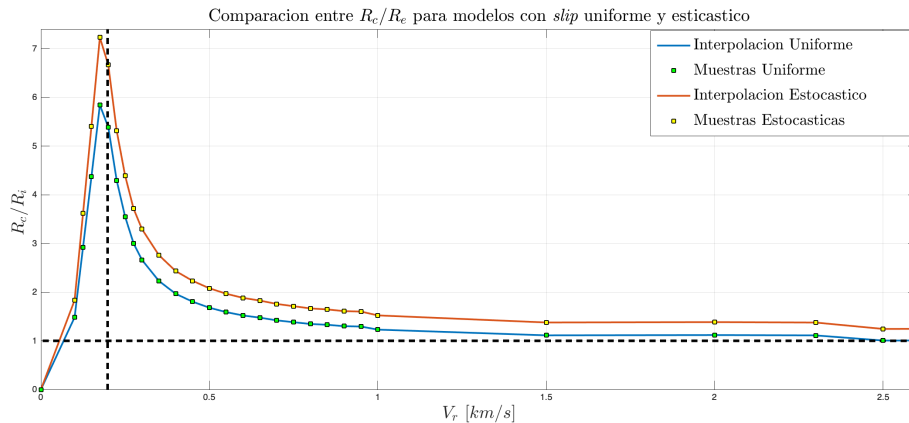


Figura 5.2: Comparación de las amplitudes en curvas R_c/R_e de escenarios con *slip* estocástico (curva roja) y uniforme (curva azul), este análisis es hecho sobre un corte transversal de la Figura 5.1. los cuadrados amarillos y verdes representan los datos sobre los cuales se ha hecho la interpretación que le da forma a estas curvas de *Run-Up*. La línea negra punteada horizontal representa una asíntota en $R_c/R_e = 1$, y la línea negra vertical punteada representa la zona donde $V_r = c$. Notar que en esta latitud todos los puntos de los casos estocásticos tienen mayor amplitud que los de los casos uniformes.

Ahora se ha construido una curva R_c/R_e con una mayor densidad de puntos, por lo que se tiene una mayor resolución para describir el comportamiento de las amplitudes del tsunami al variar la velocidad de ruptura. La Figura 5.1 muestra la tasa de amplificación del *Run-Up* en pruebas cinemáticas, para los casos generados con un *slip* (a) uniforme y (b) estocástico.

Se observa que ambos casos tienen distinta distribución de amplitudes R_c/R_e . Mientras el caso uniforme muestra que para velocidades mayores a 0.5 km/s , la curva de R_c/R_e muestra variaciones suaves, las pruebas estocásticas tienen menos amplificación del *Run-Up* cinemático en latitudes medias entre los -19 y -22° . Por otro lado, si se hace un corte transversal sobre las dos superficies mostradas en la Figura 5.1, representado por las flechas verdes en la latitud -23.45° , observamos que esta relación se invierte, haciendo que la amplificación del *Run-Up* del caso estocástico sea mayor que el uniforme para todas las velocidades, (Figura 5.2).

En el trabajo de Fuentes y cols. (2018) se obtuvo un resultado similar al mostrado en la Figura 5.2, donde las máximas amplitudes eran generadas por las pruebas con *slip* estocástico. Sólo que en este caso se utilizó un modelo 1D, por lo que no se pudo observar la variación del *Run-Up* con la latitud. Con la información que se tiene ahora se concluye que los escenarios estocásticos no están generando mayor amplificación del *Run-Up*, si no que están redistribuyendo las amplitudes de forma diferente a como lo hacen las pruebas uniformes. Esto puede verse en la Figura 5.3, donde se muestra una vista 3D de la superposición de

Comparacion entre espectro de amplitud del caso Uniforme v/s Estocastico

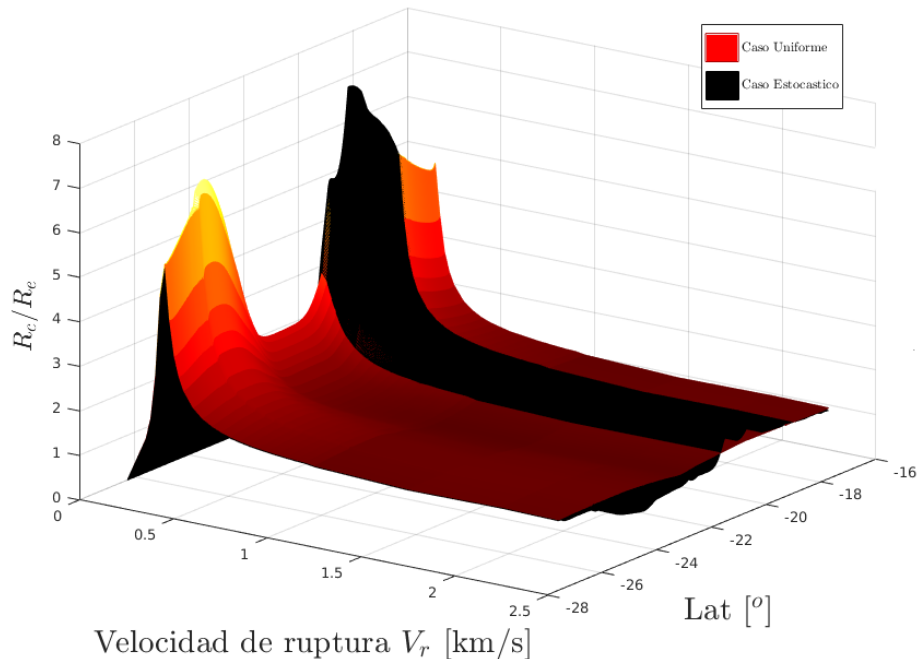


Figura 5.3: Se muestra una vista 3D de la superposición de las superficies de tasa de cambio de *Run-Up* para pruebas con *slip* uniforme y estocástico. La superficie de color negro corresponde a la amplificación del *Run-Up* con *slip* estocástico y la de color rojo representa los escenarios con *slip* uniforme. Notar que para casi todas las latitudes, las amplitudes de las pruebas uniformes son más altas que las pruebas estocásticas, pero hay una sección donde esta relación se invierte.

ambas superficies de R_c/R_e , de las cuales la de color negro corresponde a los casos estocásticos y la de tonos rojizos, es la de las pruebas uniformes.

En la Figura 5.1 se observa que los tsunamis con fuente cinemática tienen *Run-Up* con amplitudes aproximadamente superior al doble que el caso instantáneo, cuando la velocidad de ruptura varía entre 0.15-0.5 km/s . Cuando V_r es igual a la velocidad de fase del tsunami, dada la profundidad de la batimetría sobre la fuente, la amplificación de las ondas de *Run-Up* llega a un valor máximo absoluto a $lat = cte$, pero que varía dependiendo de la latitud escogida. La explicación física detrás de este proceso de amplificación fue descrita anteriormente en este trabajo, y tiene que ver con los mecanismos que tienen los terremotos para generar resonancia en el agua.

Si se observa el comportamiento de la curva R_c/R_e al lado izquierdo del pico máximo de la Figura 5.2³, se tiene que la amplificación del *Run-Up* comienza a decaer rápidamente. Teóricamente debería llegar a cero cuando $V_r = 0$, ya que en este caso no se tendría movimiento en la fuente, pero en la práctica el experimento con velocidad más lenta modelado en este estudio, fue con $V_r = 0.1 km/s$, lo que generó un tsunami con valores de *Run-Up* donde una amplitud fue similar a la del caso instantáneo.

Para valores de V_r mayores a 0.5 km/s , las curvas de R_c/R_e muestran un comportamiento asintótico en 1, lo que significa que para velocidades de ruptura comunes (de entre 2.0-3.0 km/s), las amplitudes de los tsunamis se comportan muy similar al caso instantáneo. Por lo que aquí se tiene una justificación de cual es el rango de V_r donde corresponde usar fuentes cinemáticas e instantáneas: Si asumimos que la amplitud del *Run-Up* generados en pruebas de laboratorio con fuentes cinemáticas, es mayor o igual al doble de la amplitud del caso instantáneo, se tiene una condición más que suficiente como para considerar que dicho escenario debe ser modelado usando fuentes cinemáticas. Por lo tanto, si la fuente sísmica tiene una velocidad de ruptura entre 0.15-0.5 km/s , se debiese optar por la modelación con fuente no instantánea. Si se tienen fuentes cuyas velocidades de ruptura son mayores a 0.5 km/s , la aproximación de fuente instantánea es suficiente para explicar el comportamiento del tsunami. Finalmente, se pone énfasis en el hecho de que no se tiene evidencia suficiente como para considerar que fuentes con velocidades de ruptura menores a 0.15 km/s son realistas.

Dadas las similitudes encontradas en las pruebas de laboratorio (uniformes y estocásticas) y las de batimetría realista, se plantea que este análisis, (sobre el criterio para decidir si usar fuentes instantáneas o transientes en la modelación de tsunamis), puede ser extrapolado a casos de la realidad.

³Este ejercicio sería más genérico si se aplicase en la Figura 5.1, pero dado que no hay pérdida de generalidad para este caso particular, se asume que esta explicación es válida para cualquier latitud.

5.0.2. Representación 2D del *Run-Up* Variando h_{max}

En la exposición de resultados se describió el comportamiento del *Run-Up* al variar la profundidad de la batimetría, manteniendo constantes las características cinemáticas de la fuente. Dicha descripción fue hecha graficando la tasa de cambio de *Run-Up* en función de la latitud y de h_{max} (Figura 4.36), pero para poder comparar estos resultados con respecto a los escenarios donde varía la velocidad de ruptura, es necesario escribir h_{max} en función de un parámetro que también pueda contener a V_r . Este parámetro fue presentado en el Capítulo 1 y se trata del Número de Froude, el cual se escribe como:

$$F_r = \frac{V_r}{c(h)} \quad (5.1)$$

Si graficamos la tasa de cambio del *Run-Up* de los casos de V_r y h_{max} variable en función de

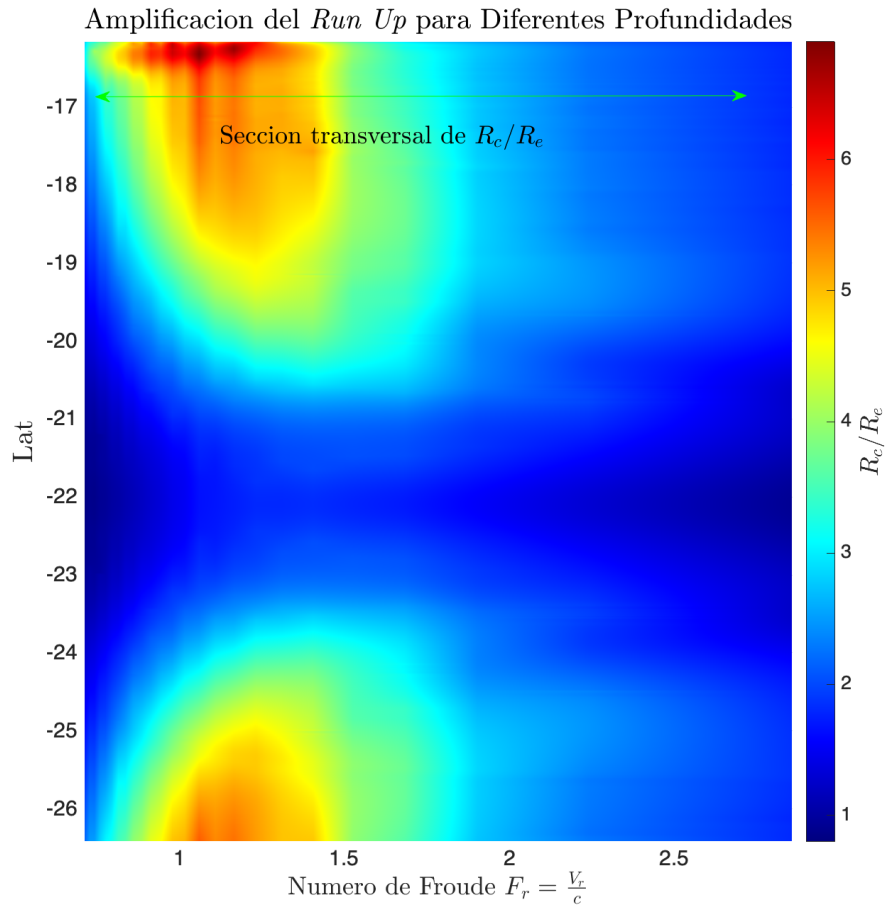


Figura 5.4: Superficie 2D que representa la tasa de incremento del *Run-Up* generado por escenarios cuyas batimetrías tienen diferente profundidad máxima, pero idénticos parámetros cinemáticos. La flecha color verde representa un corte transversal de la figura, la cual es mostrada en la Figura 5.5.

F_r , se espera que los valores máximos de R_c/R_e se encuentren en el punto donde $V_r = c$, es decir cuando $F_r = 1$. La Figura 5.4 (b) muestra el comportamiento de la tasa de cambio de *Run-Up* en función de la latitud y de F_r . Lo que se observa en esta figura es que las amplitudes

de $R_c/R_e > 3.5$ se encuentran entre $0.1 < F_r < 1.8$, teniendo los picos de estas superficies más cerca del lado izquierdo que del derecho en la gráfica. Por otro lado se observa que la gráfica de R_c/R_e se comporta similar al caso de las pruebas de V_r variable generadas en el Centro *Up*.

Finalmente, con el objeto de entender la forma de este R_c/R_e , se hace un corte transversal en la Figura 5.4, indicado por la flecha verde. Esta curva es representada en la Figura 5.5. Se observa un crecimiento pronunciado de izquierda a derecha, entre $F_r = 0.7$, hasta $F_r = 1.3$, donde se llega a la amplitud máxima de R_c/R_e , luego para valores de $F_r > 1.3$, la curva decrece de forma suave, disminuyendo su pendiente cada vez más. Si comparamos esta figura con la Figura 5.2, se observa que hay un comportamiento similar entre ambos casos, con la diferencia está en que en uno de ellos varía el parámetro de velocidad de ruptura y en el otro, varía el parámetro del tamaño de la columna de agua sobre la fuente.

A partir de lo anterior se interpreta que en el lado derecho de la Figura 5.2, la disminución de la pendiente se puede extrapolar a una forma asíntota horizontal⁴ en 1. Si bien hasta ahora, estas últimas no han sido representadas en función de F_r , se entiende que la forma de la curva se va a mantener, ya que hay una relación directamente proporcional entre V_r y F_r , lo que no ocurre con la profundidad h_{max} .

La razón por la que la amplitud máxima de R_c/R_e no está centrada en $F_r = 1$ en la Figura 5.5, se puede explicar con la ubicación que tiene la superficie de falla con respecto a la batimetría. En todos los casos de velocidad de ruptura variable se tiene una fuente colocada justo bajo el talud continental, mientras que en este caso, la fuente está bajo la superficie plana del fondo de la batimetría. En el instante justo después de que se forma el primer frente del tsunami, la amplitud de la onda tendrá una altura ξ_0 , pero cuando la onda se propague, dicha amplitud va a caer a la mitad, luego si el frente de ondas está moviéndose sobre una batimetría con pendiente 0, la amplitud del tsunami se conservará, (lo que se conoce como un Solitón), pero si la pendiente es distinta de cero, la amplitud del tsunami tomará un valor diferente de $\xi_0/2$.

En el caso donde la fuente tsunamigénica está justo bajo el talud continental, como lo que suele suceder en el margen continental chileno, la amplitud del tsunami en el instante en que comienza a ser propagado es igual a $\xi_0/2$ sobre el talud, luego las ondas arribarán a la costa con una amplitud teórica mayor a esa, producto del efecto generado por la pendiente. Por otro lado si la fuente generadora de tsunamis está ubicada lejos del talud, como en el caso de las pruebas con h_{max} variable, los frentes de tsunami que llegarán a la zona con cambio de pendiente, tendrán una amplitud menor a $\xi_0/2$, producto del trayecto que tuvo que tomar la ola hacia ese punto. Cuando el tsunami arriben a la costa, tendrán una amplitud menor a lo esperado en el caso donde la fuente está colocada justo bajo el talud. Por lo que el análisis hecho sobre la relación entre las amplitudes de *Run-Up* con V_r y c , ya no es exacto.

⁴Esto último no se puede mostrar por falta de datos, pero la tendencia de la curva es la misma que la vista en las pruebas de V_r variable.

Lo anterior implica que las amplitudes máximas de R_c/R_e no están centradas en $F_r = 1$. Probablemente si este experimento se hubiese hecho sobre una batimetría plana, el resultado habría sido más exacto. Como ya se explicó, la idea de que las máximas amplitudes de tsunamis se tienen cuando se cumple que $V_r = c$, le pertenece a Todorovska y Trifunac (2001), y todas las pruebas de este estudio son hechas sobre una batimetría plana con pendiente 0.

A pesar de lo anterior, el comportamiento de ambas curvas de R_c/R_e (las que se modelan con V_r variable y h_{max} variable), pareciera ser similares entre si, se explica si se asume el hecho de que tanto el cambio en la velocidad de ruptura como la profundidad de la batimetría, son variaciones indistinguibles para las amplitudes del tsunami. Por lo que se puede esperar que bajo condiciones controladas, se pueda obtener exactamente la misma curva de R_c/R_e al variar ambos parámetros de forma separada. El problema de esto es que sólo es un ejercicio teórico, ya que para el caso de las variaciones en h_{max} , es complicado conseguir datos que construyan la parte asintótica de la curva R_c/R_e .

Para el caso de h_{max} la sección asintótico de la curva es generada con escenarios que tienen cada vez una menor profundidad en la batimetría. La menor profundidad usada en este estudio fue de 500 m. Otra alternativa pudo ser generar pruebas de h_{max} variable con una velocidad de ruptura diferente. El problema es que para encontrar valores de V_r que se

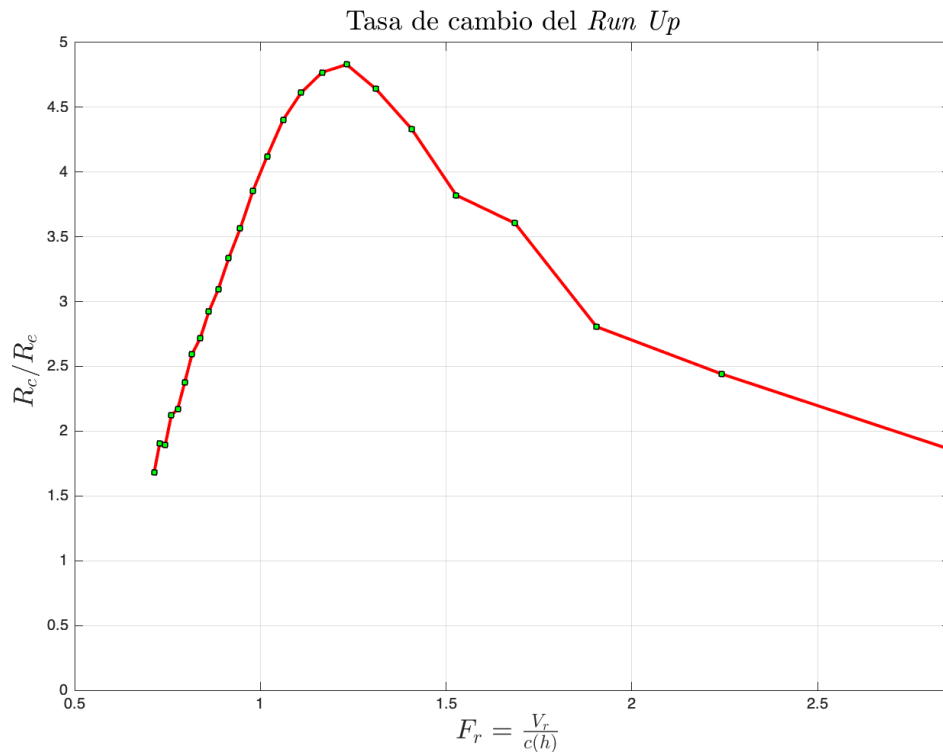


Figura 5.5: Se muestra el corte transversal de la superficie 2D de R_c/R_e , mostrada en la Figura 5.4. Esta curva es gratificada con respecto al número de Froude, y muestra un comportamiento similar al observado en las pruebas de V_r variables.

parezcan a los valores de c , no hay un intervalo de velocidades extenso donde escoger; para profundidades de entre 0.5-12 km , las variaciones de c se mueven en el rango de 0.07-0.34 km/s . Por lo que independiente del valor de V_r usado dentro de ese intervalo, la curva de R_c/R_e no debiese tener variaciones significativas.

5.0.3. Ajuste de la curva R_c/R_e usando el método de Gauss-Newton

Desde el punto de vista matemático, es útil contar con una representación analítica que describa los modelos físicos, ya que esto permite analizar de forma más clara la dependencia entre las variables. Hasta ahora todos los resultados sobre los que se ha trabajado son producto del uso de modelos numéricos, lo que significa que cuando se quiere aislar algún parámetro para estudiar el comportamiento de cierto sistema, como en este caso los tsunamis, lo que se hace en realidad es calcular matrices de números que al interpretarse describen dicho comportamiento para un número finito de casos particulares. La diferencia de esto con un modelo analítico, es que el uso de una función matemática permite obtener soluciones exactas y conocer algebraicamente la dependencia de cada parámetro sobre la solución del sistema⁵.

Por otro lado, si se quiere estudiar un sistema físico usando herramientas numéricas, como lo que se hizo en el presente trabajo, se necesita calcular un enorme número de modelos asociado a cada valor que tome el parámetro que se desea aislar. Por ese motivo aquí se modelaron 252 escenarios de tsunamis, se necesita contar con una base de datos lo suficientemente grande como para explicar el comportamiento de los tsunamis de una forma acertada. Ahora que se tiene la base de datos del comportamiento de muchos eventos, se puede hacer el proceso inverso al usual para conseguir una función analítica que explique los datos obtenidos. Una forma de hacer esto consiste en que a partir de los datos extraídos de los escenarios ya calculados con el modelo numérico \underline{d} , es posible generar un nuevo modelo analítico \underline{G} que describa los resultados antes obtenidos. Dicho modelo está asociado a parámetros \underline{m} , a priori indeterminados. La idea es minimizar la distancia de la norma L_2 $\|\underline{d} - \underline{G} \underline{m}\|_2$, para encontrar el mejor ajuste que describa los datos, en esto consiste el método de mínimos cuadrados y es lo que se pretende usar para encontrar un modelo analítico que explique las variaciones de R_c/R_e en función de F_r .

⁵En realidad las soluciones analíticas no siempre tienen expresiones algebraicas, a veces se tiene que escribir de forma integral.

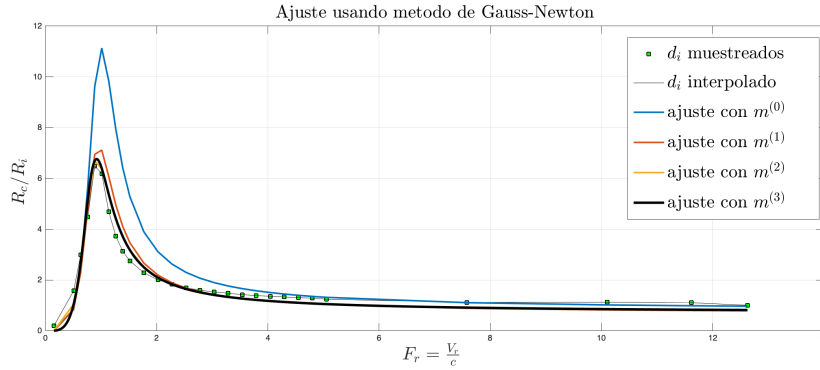


Figura 5.6: Representación de las iteraciones del método de Gauss-Newton que llevan a encontrar la distancia mínima entre los datos del modelo numérico y el modelo analítico. Los cuadrados verdes representan los datos y la curva negra gruesa es el ajuste final.

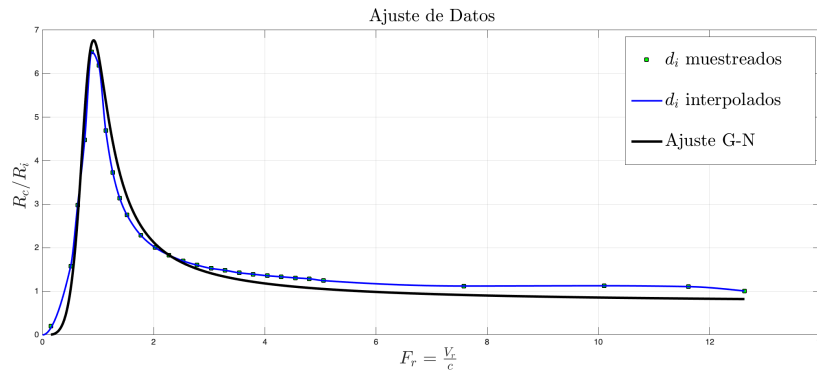


Figura 5.7: Comparación entre los datos del modelo numérico con el ajuste que mejor explica dichos datos, encontrado a partir del método de Gauss-Newton. La curva azul es una interpretación de spline cúbica, la curva negra es el ajuste G-N y los cuadrados verdes son los datos del modelo inicial.

Una forma de encontrar un buen ajuste, es contar con una función matemática a priori que tenga una forma similar a lo que se está buscando. Por simplicidad se mostrará una representación sólo para un corte transversal de la superficie 2D de R_c/R_e de la Figura 5.1 (a), por lo que idealmente se quiere encontrar una función f que pase por el $(0, 0)$, tenga un máximo en $x = 1$ y una asíntota que cumpla con $\lim_{x \rightarrow \infty} f(x) = 1$. Sin embargo, para efectos de este trabajo se encontró una función que se ajusta de forma *aproximada* a estas condiciones:

$$f(x) = \frac{m_3 x^{m_2}}{(m_1 x - 1)^{m_2} + 1} \quad (5.2)$$

Donde los parámetros m_i son indeterminados a priori. El problema con esta función es que no se puede escribir de forma lineal, y como el método de mínimos cuadrados está construido de forma matricial, no puede ser usado directamente.

Una alternativa es implementar el método de Gauss-Newton para regresiones no lineales.

Este procedimiento es una mezcla entre el método para la resolución de sistemas de ecuaciones no lineales de Newton-Raphson y el método de mínimos cuadrados. La implementación de esto será explicada en el apéndice, pero de forma resumida lo que se quiere conseguir es resolver las ecuaciones normales del método de mínimos cuadrados:

$$\Delta \underline{m} \approx [\underline{G}^T \underline{G}]^{-1} \underline{G}^T \underline{d} \quad (5.3)$$

a partir del calculo iterativo del algoritmo de Newton-Raphson, representado por:

$$\Delta \underline{m} \approx - [\underline{J}(\underline{m}^0)]^{-1} \underline{F}(\underline{m}^0) \quad (5.4)$$

aquí \underline{m}^0 es una solución preliminar, $\Delta \underline{m} = \underline{m}^{k+1} - \underline{m}^k$, k es la iteración k -ésima, \underline{J} es la matriz jacobiana del sistema y \underline{F} es la matriz de residuos $\underline{G}(\underline{m})_i - \underline{d}_i$, con $i = 1, 2, \dots, N$. El método de Gauss-Newton consiste en imponer que $\underline{G} = \underline{J}(\underline{m}^k)$ y que $\underline{d} = \underline{F}(\underline{m}^k)$, reemplazándolo en la Ecuación 5.3 e iterando el proceso hasta que la solución converja.

La Figura 5.6 muestra como es la convergencia de este método a la solución optima en pocas iteraciones, las cuales se terminan cuando se alcanza un nivel de tolerancia para el tamaño del residuo, que en este caso fue $tol = 0.001$. El presente método encontró los parámetros que minimizan las distancia entre los puntos obtenidos por la modelación numérica y el modelo analítico escogido. En este caso los valores de los coeficientes son: $m_1 = 2.1771$, $m_2 = 4.2693$ y $m_3 = 19.4354$.

Notar que como esto es una regresión por mínimos cuadrados, el valor al que tiende la asíntota de $f(x)$ no tiene porqué ser 1, ya que sólo se le está exigiendo a la función $f(x)$ que minimice la distancia entre ella y los datos reales. En este caso, el ajuste encontrado tiene una asíntota en $x = 0.7016$ ⁽⁶⁾, debido a que el ajuste no es exacto, pero para efectos prácticos es útil para entender el comportamiento de la curva de amplificación de *Run-Up*. La Figura 5.7 muestra la diferencia entre los puntos que representan los datos y el ajuste de Gauss-Newton. Además es importante destacar que esta no es la única función posible que puede aproximarse al comportamiento del *Run-Up*.

Como es una solución por mínimos cuadrados, se puede asumir que son varias las funciones con parámetros m_i que pueden ajustarse a los datos, en otras palabras, este ejercicio tiene por objetivo sólo explicar el comportamiento del *Run-Up* a partir de una descripción analítica, (sabiendo que hay más de una función analítica que puede conseguir este objetivo) y no se pueden hacer una extrapolaciones de esta función, solamente se puede intuir la tendencia que están mostrando los datos; es decir, intuir que mientras mayor es la velocidad de ruptura, más parecido será el comportamiento del *Run-Up* del tsunami con el caso instantáneo, y mientras más se parezca la velocidad de ruptura a la velocidad de fase del agua, mayor será la amplitud del tsunami.

⁶Ya que si se calcula el límite de $f(x)$ con $x \rightarrow \infty$ usando la regla de l'Hôpital, obtenemos que $f(x) \rightarrow 0.7016$.

5.0.4. Observaciones Acerca de las Pruebas de *Rise Time* Variable

A partir de los resultados de experimentos donde se contempla la variación del *Rise Time* en la fuente, se pueden extraer tres observaciones principales; la primera es que las amplitudes del *Run-Up* no varían notoriamente al aislar el *Rise Time* en la fuente, la segunda es que los modelos cinemáticos con $\tau_R = cte$ y $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$ generan respuestas con amplitudes del *Run-Up* similares y la tercera es que la forma de la distribución espacial de las amplitudes máximas del tsunami no se ven alteradas por los cambios en el *Rise Time*, sólo dependen de la ubicación del hipocentro y de la velocidad de ruptura. Esto último se observa comparando la distribución de las amplitudes de *Run-Up* en las pruebas donde cambia el *Rise Time*, (Figura 4.38) y en las que varía la velocidad de ruptura en una fuente con la misma ubicación hipocentral Norte *Up*, (Figura 4.9). En ambos casos, la distribución de las amplitudes de *Run-Up* se comporta de igual forma, sólo se observan cambios en la amplitud.

La Figura 5.8 hace una comparación entre las curvas R_c/R_e de los modelos hechos con $\tau_R = cte$ y con $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$, para una latitud arbitraria ⁷ de -24° . Se tiene que la caída de los valores de τ_R provoca que las curvas R_c/R_e tiendan a 1. Por otro lado R_c/R_e tiene una forma monótonamente decreciente con el incremento de τ_R . También se observa que la diferencia entre ambas curvas aumenta con el incremento en los valores del *Rise Time*; cuando $\tau_R = 10$ s, la variación $\Delta R_c/R_e$ entre los dos modelos es de 0.007 y cuando $\tau_R = 30$ s, $\Delta R_c/R_e = 0.028$. En otras palabras, las variaciones del *Rise Time* usadas aquí, tienen diferencias en las curvas R_c/R_e de un orden de magnitud menor a 1×10^{-2} , por lo que prácticamente no varían.

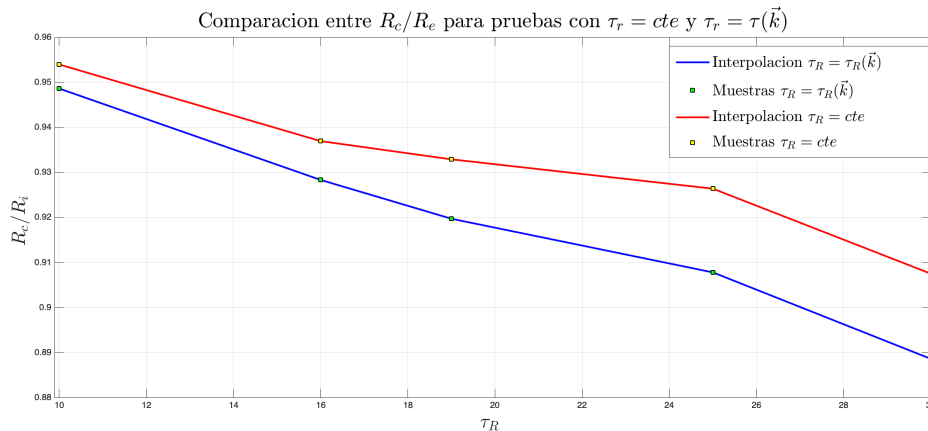


Figura 5.8: Comparación entre las curvas de R_c/R_e generadas por modelos hechos a partir de fuentes con $\tau_R = cte$ y con $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$. Ambas curvas son tomadas de los valores de R_c/R_e en la latitud -24° . Se observa una variación entre ellas menor a $O(1 \times 10^{-2})$.

Como los cambios en el *Rise Time* para ambos modelos no genera variaciones importantes en las amplitudes del *Run-Up*, se puede considerar que no se justifica hacer simulaciones de tsunamis a partir de modelos cinemáticos de rupturas con una descripción detallada del *Rise Time*, (por ejemplo usando el modelo $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$). La razón de por qué los tsunamis se

⁷ R_c/R_e mostraba variaciones similares para todas las latitudes.

muestran poco sensibles a estas variaciones, se debe a que este parámetro genera excitación en altas frecuencias en el proceso de elevación del fondo oceánico y los tsunamis no perciben cambios tan abruptos, por lo que sus amplitudes no se ven alteradas frente a las variaciones de τ_R .

Conclusión

En el presente trabajo se analizó la respuesta del agua en el océano a la evolución temporal del proceso de ruptura de grandes terremotos submarinos. Para lograr esto fue necesario generar múltiples escenarios de fuentes de terremotos, donde se hizo una descripción de diversas características de la cinemática de ruptura, distribución espacial del *slip* y la geometría de la fuente. La estrategia utilizada aquí consistió en aislar ciertos parámetros de la fuente tsunamigénica, para describir como era la respuesta del tsunami a las variaciones de dicho parámetro. Es así que se hicieron diversas pruebas donde se estudió el efecto de la velocidad de ruptura, la profundidad de la fuente, el *Rise Time*, la forma de la batimetría y la distribución espacial del *slip*.

El efecto de disminuir las velocidades de ruptura de entre 0.1 a 0.5 km/s en estos terremotos submarinos, consistió en excitar las amplitudes del tsunami hasta 8 veces con respecto a los casos donde se asumía una fuente instantánea. Las máximas amplitudes observadas se dieron en los casos donde la velocidad de ruptura se acercaba al valor que tenía la velocidad de fase de las olas, sobre la fuente. También se observó que mientras menor es la velocidad de ruptura de la fuente, más claro es el efecto de la directividad del terremoto en la distribución de las amplitudes del *Run-Up*. Los resultados muestran que los tsunamis generados por terremotos con baja velocidad de ruptura, distribuyen sus máximas amplitudes sobre la proyección horizontal de la superficie de falla, en los bordes opuestos al epicentro de la fuente y en las zonas costeras cercanas a dichos bordes, siguiendo la misma dirección de la directividad de la fuente.

Se concluye que si bien el efecto de la directividad en la fuente se observa con mayor intensidad en escenarios con baja velocidad de ruptura, dicho efecto no está acoplado a V_r . Esto se abordó a través del experimento teórico donde se generaron múltiples hipocentros sobre una superficie de falla, propagando sus dislocaciones a una velocidad constante. Dicho experimento mostró que mientras mayor es el número de hipocentros distribuidos sobre toda la superficie de falla, menor es la diferencia entre las curvas del *Run-Up* provocado por ellas y las generadas por el caso instantáneo. Esto sucede ya que una mayor concentración de sub-fuentes sobre el mismo espacio, impide que cada una se pueda propagar grandes distancias antes de que los frentes de propagación se toquen entre sí. La idea de este experimento fue observar la respuesta del tsunami al anular lo más posible el efecto de la directividad manteniendo una velocidad de ruptura constante, por lo que se concluye que al aumentar el número de hipocentros, los tsunamis tienden a comportarse de forma similar al caso de la fuente instantánea.

La respuesta que tienen las amplitudes del tsunami a cambios en la velocidad de ruptura es igual a la respuesta que tiene a cambios en la profundidad de la batimetría sobre la superficie de falla. Esto se observa en el comportamiento de dichos experimentos, al graficar sus curvas 2D de R_c/R_e con respecto al Número de Froude. La explicación de esta equivalencia tiene que ver con el hecho de que la excitación de los tsunamis no depende de forma absoluta de los valores que tome la velocidad de ruptura, sino que está condicionada a que tan parecidos son estos valores al de la velocidad de fase de las ondas de gravedad sobre la fuente. Esto implica que en diferentes partes del mundo los terremotos tsunamigénicos logran excitar las amplitudes de los tsunamis con diferentes velocidades de ruptura, las cuales dependen del valor que tome c producto de la profundidad de la batimetría sobre dicha fuente.

Los experimentos donde se estudia la reacción del tsunami a fuentes con velocidades de ruptura ralentizadas en los bordes, muestran que mientras mayor es el sector donde se genera la ralentización, mayor es la amplificación del tsunami en la costa. Esto se debe al hecho de que en estas zonas disminuye la velocidad de ruptura, por lo que el acoplamiento del sistema tierra-agua es mejor en la proyección horizontal de los márgenes de falla y si la superficie cubierta por esta zona es mayor, entonces también lo será su influencia sobre las amplitudes del tsunami. Si bien es cierto que en escenarios más realistas, la velocidad de ruptura es completamente variable, asumir que tiene un frenado en los bordes es una hipótesis con sentido físico, ya que se respeta la ley de inercia.

También se hicieron escenarios de tsunamis con fuentes generadas usando un modelo de velocidad mixta, en donde la ruptura comienza a propagarse de forma rápida y con un valor constante de 2.0 km/s , hasta la mitad de la superficie de falla en la zona Norte, para que luego frenar bruscamente a un segundo valor constante de 0.2 km/s en la mitad Sur. Los resultados de las pruebas hechas con esta fuente mostraron un gran incremento en las amplitudes de *Run-Up*, comparado con los casos de velocidad constante de 0.2 y 2.0 km/s y con el escenario que considera un decaimiento lineal de la velocidad de ruptura. Se piensa que el efecto del frenado brusco de la velocidad de ruptura puede influir en los valores de la amplitud del tsunami y se plantea la hipótesis de que esta distribución de velocidades de ruptura, puede explicar en parte el comportamiento de las amplitudes del tsunami generado en el año 2004 en Sumatra-Andamar.

Cuando se confrontan las curvas de *Run-Up* generado por fuentes con múltiples velocidades de ruptura sobre un *slip* estocástico y otro uniforme, se observa que el comportamiento de R_c/R_e con respecto a la velocidad de ruptura tiene igual distribución. Pero si se comparan las amplitudes del *Run-Up* con respecto a la latitud en la costa, se observan diferencias en la distribución de las amplitudes. Estas variaciones son explicadas por la correlación que hay entre las amplitudes del *Run-Up* y la distribución espacial del *slip*.

Algo similar ocurre cuando se comparan estas pruebas ya mencionadas con los escenarios de tsunamis generados por fuentes de distinta velocidad de ruptura, sobre la batimetría del

Norte de Chile. Las variaciones que tienen las curvas R_c/R_e con respecto a la velocidad de ruptura, siguen conservando la misma forma mostrada en la Figura 5.7. Pero las amplitudes de R_c/R_e con respecto a la latitud de la costa, tienen una mayor variación introducida por la forma de la batimetría. Por otro lado se presta especial atención al hecho de que en los tres casos se conserva la influencia de la directividad de la fuente sobre la distribución de las amplitudes de *Run-Up*.

Con respecto a las modelaciones de tsunamis que consideran variaciones de el *Rise Time* de la fuente, se generaron dos grupos de modelos, uno de los cuales tiene un pulso de *slip* que cumple con $\tau_R = cte$ y otro, $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$. Los tsunamis modelados a partir de distintos valores del *Rise Time* usado en estos dos modelos, muestran que no hay grandes variaciones en la amplitud del *Run-Up*, todos los casos muestran amplitudes menores a las del escenario con fuente instantánea y se observa que mientras menor sea el valor de *Rise Time*, menor será la diferencia entre ese tsunami y el del caso instantáneo. Por el contrario, mientras mayor sea el valor del *Rise Time*, las amplitudes del *Run-Up* son cada vez más pequeñas que las del caso instantáneo.

Otra observación acerca de estos modelos de *Rise Time* es que casi no se ven diferencias entre las amplitudes de *Run-Up* formadas por los casos con $\tau_R = cte$ y $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$, las cuales muestran variaciones del orden de $1 \times 10^{-2} m$ o menos. Por lo que se concluye que no es necesario utilizar una fuente cinemática cuya descripción del *Rise Time* se haga usando modelos no triviales como el de $\tau_R = \tau_R(\vec{k})$.

Bibliografía

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B4), 1561–1568.
- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research*, 72(4), 1217–1231.
- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11), 6140–6148.
- Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5867–5872.
- Aki, K., y Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*.
- Ammon, C. J., Ji, C., Thio, H.-K., Robinson, D., Ni, S., Hjorleifsdottir, V., . . . others (2005). Rupture process of the 2004 sumatra-andaman earthquake. *Science*, 308(5725), 1133–1139.
- Andrews, D. (1980). Fault impedance and earthquake energy in the fourier transform domain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(5), 1683–1698.
- Baba, T., Allgeyer, S., Hossen, J., Cummins, P. R., Tsushima, H., Imai, K., . . . Kato, T. (2017). Accurate numerical simulation of the far-field tsunami caused by the 2011 tohoku earthquake, including the effects of boussinesq dispersion, seawater density stratification, elastic loading, and gravitational potential change. *Ocean Modelling*, 111, 46–54.
- Baba, T., Ando, K., Matsuoka, D., Hyodo, M., Hori, T., Takahashi, N., . . . others (2016). Large-scale, high-speed tsunami prediction for the great nankai trough earthquake on the k computer. *The International Journal of High Performance Computing Applications*, 30(1), 71–84.
- Baba, T., y Cummins, P. R. (2016). Jagurs users guide, ver. 2016.10.24. *Tokushima University*, 1.
- Baba, T., Takahashi, N., Kaneda, Y., Ando, K., Matsuoka, D., y Kato, T. (2015). Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 tohoku tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 172(12), 3455–3472.
- Bernard, P., Herrero, A., y Berge, C. (1996). Modeling directivity of heterogeneous earth-

- quake ruptures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4), 1149–1160.
- Bernard, P., y Madariaga, R. (1984). A new asymptotic method for the modeling of near-field accelerograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(2), 539–557.
- Bouchon, M., y Karabulut, H. (2008). The aftershock signature of supershear earthquakes. *science*, 320(5881), 1323–1325.
- Choi, B. H., Hong, S. J., y Pelinovsky, E. (2006). Distribution of runup heights of the december 26, 2004 tsunami in the indian ocean. *Geophysical research letters*, 33(13).
- Dong, G., y Papageorgiou, A. S. (2002). Seismic radiation from a unidirectional asymmetrical circular crack model, part i: constant rupture velocity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(3), 945–961.
- Duputel, Z., Tsai, V. C., Rivera, L., y Kanamori, H. (2013). Using centroid time-delays to characterize source durations and identify earthquakes with unique characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 92–100.
- Eissler, H. K., y McNally, K. C. (1984). Seismicity and tectonics of the rivera plate and implications for the 1932 jalisco, mexico, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4520–4530.
- Fuentes, M., Riquelme, S., Ruiz, J., y Campos, J. (2018). Implications on 1+ 1 d tsunami runup modeling due to time features of the earthquake source. *Pure and Applied Geophysics*, 175(4), 1393–1404.
- Fujii, Y., y Satake, K. (2007). Tsunami source of the 2004 sumatra–andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S192–S207.
- Geist, E. L. (1998). Local tsunamis and earthquake source parameters. En *Advances in geophysics* (Vol. 39, pp. 117–209). Elsevier.
- Geist, E. L. (2002). Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5).
- Guatteri, M., y Spudich, P. (2000). What can strong-motion data tell us about slip-weakening fault-friction laws? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(1), 98–116.
- Hanks, T. C. (1974). The faulting mechanism of the san fernando earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 79(8), 1215–1229.
- Haskell, N. A. (1964). Radiation pattern of surface waves from point sources in a multi-layered medium. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(1), 377–393.
- Haskell, N. A. (1966). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56(1), 125–140.

- Haskell, N. A. (1969). Elastic displacements in the near-field of a propagating fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 865–908.
- Heaton, T. H. (1990). Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(1), 1–20.
- Herrero, A., y Bernard, P. (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 1216–1228.
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., Uchide, T., Ishii, M., Shearer, P. M., y Houston, H. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140), 76.
- Imai, K., Satake, K., y Furumura, T. (2010). Amplification of tsunami heights by delayed rupture of great earthquakes along the nankai trough. *Earth, planets and space*, 62(4), 427.
- Imamura, F., Shuto, N., Ide, S., Yoshida, Y., y Abe, K. (1993). Estimate of the tsunami source of the 1992 nicaraguan earthquake from tsunami data. *Geophysical Research Letters*, 20(14), 1515–1518.
- Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., Vidale, J. E., Bilek, S. L., y Aster, R. C. (2005). Extent, duration and speed of the 2004 sumatra–andaman earthquake imaged by the hi-net array. *Nature*, 435(7044), 933.
- Johnson, J. M., y Satake, K. (1997). Estimation of seismic moment and slip distribution of the april 1, 1946, aleutian tsunami earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6), 11765–11774.
- Joseph, A. (2011). *Tsunamis: Detection, monitoring, and early-warning technologies*. Academic Press.
- Kajiura, K. (1970). 45. tsunami source, energy and the directivity of wave radiation.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the earth and planetary interiors*, 6(5), 346–359.
- Kanamori, H., Rivera, L., y Lee, W. H. (2010). Historical seismograms for unravelling a mysterious earthquake: The 1907 sumatra earthquake. *Geophysical Journal International*, 183(1), 358–374.
- Kervella, Y., Dutykh, D., y Dias, F. (2007). Comparison between three-dimensional linear and nonlinear tsunami generation models. *Theoretical and computational fluid dynamics*, 21(4), 245–269.
- Kostrov, B. (1964). Selfsimilar problems of propagation of shear cracks. *PMM*, 28, 889–898.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R. C., ... others (2005). The great sumatra-andaman earthquake of 26 december 2004. *Science*, 308(5725), 1127–1133.

- Levin, B., Nosov, M., y cols. (2009). *Physics of tsunamis*. Springer.
- Lorito, S., Piatanesi, A., Cannelli, V., Romano, F., y Melini, D. (2010). Kinematics and source zone properties of the 2004 sumatra-andaman earthquake and tsunami: Nonlinear joint inversion of tide gauge, satellite altimetry, and gps data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B2).
- Mai, P. M., y Beroza, G. C. (2002). A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ESE-10.
- Mori, J., Mooney, W. D., Kurniawan, S., Anaya, A. I., y Widiyantoro, S. (2007). The 17 july 2006 tsunami earthquake in west java, indonesia. *Seismological Research Letters*, 78(2), 201-207.
- Newman, A. V., Hayes, G., Wei, Y., y Convers, J. (2011). The 25 october 2010 mentawai tsunami earthquake, from real-time discriminants, finite-fault rupture, and tsunami excitation. *Geophysical Research Letters*, 38(5).
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.
- Okal, E. A. (1988). Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: A review. *Natural Hazards*, 1(1), 67-96.
- Papageorgiou, A. S., y Aki, K. (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. i. description of the model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(3), 693-722.
- Pelayo, A. M., y Wiens, D. A. (1990). The november 20, 1960 peru tsunami earthquake: Source mechanism of a slow event. *Geophysical Research Letters*, 17(6), 661-664.
- Pelayo, A. M., y Wiens, D. A. (1992). Tsunami earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B11), 15321-15337.
- Plafker, G. (1997). Catastrophic tsunami generated by submarine slides and backarc thrusting during the 1992 earthquake on eastern flores i., indonesia. En *Geological society of america, cordilleran section, 93rd annual meeting* (Vol. 29, p. 57).
- Poisson, B., Oliveros, C., y Pedreros, R. (2011). Is there a best source model of the sumatra 2004 earthquake for simulating the consecutive tsunami? *Geophysical Journal International*, 185(3), 1365-1378.
- Ramillien, G., y Cazenave, A. (1997). Global bathymetry derived from altimeter data of the ers-1 geodetic mission. *Journal of Geodynamics*, 23(2), 129-149.
- Ruiz, J., Baumont, D., Bernard, P., y Berge-Thierry, C. (2007). New approach in the kinematic k- 2 source model for generating physical slip velocity functions. *Geophysical Journal International*, 171(2), 739-754.

- Ruiz, J., Fuentes, M., Riquelme, S., Campos, J., y Cisternas, A. (2015). Numerical simulation of tsunami runup in northern chile based on non-uniform k- 2 slip distributions. *Natural Hazards*, 79(2), 1177–1198.
- Satake, K. (1994). Mechanism of the 1992 nicaragua tsunami earthquake. *Geophysical Research Letters*, 21(23), 2519–2522.
- Seno, T. (2002). Tsunami earthquakes as transient phenomena. *Geophysical research letters*, 29(10).
- Suppasri, A., Imamura, F., y Koshimura, S. (2010). Effects of the rupture velocity of fault motion, ocean current and initial sea level on the transoceanic propagation of tsunami. *Coastal Engineering Journal*, 52(2), 107–132.
- Todorovska, M. I., y Trifunac, M. D. (2001). Generation of tsunamis by a slowly spreading uplift of the sea floor. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21(2), 151–167.
- Ward, S. N. (2001). Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B6), 11201–11215.