



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

PELIGRO DE TSUNAMI EN SUDAMÉRICA: EXTENSIÓN REGIONAL DE LA FASE
W Y CARACTERIZACIÓN DEL POTENCIAL MEDIANTE FUENTES
ESTOCÁSTICAS

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

MIGUEL MEDINA FLORES

PROFESOR GUÍA:
JAIME CAMPOS MUÑOZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SEBASTIÁN RIQUELME MUÑOZ
SERGIO RUIZ TAPIA

SANTIAGO DE CHILE
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: MIGUEL MEDINA FLORES
FECHA: SEPTIEMBRE 2019
PROF. GUÍA: JAIME CAMPOS MUÑOZ

PELIGRO DE TSUNAMI EN SUDAMÉRICA: EXTENSIÓN REGIONAL DE LA FASE
W Y CARACTERIZACIÓN DEL POTENCIAL MEDIANTE FUENTES
ESTOCÁSTICAS

En este trabajo de tesis se realiza un estudio referente al peligro de tsunami en Sudamérica desde dos perspectivas: Un pequeño estudio del comportamiento y desempeño de la fase w en el Centro Sismológico Nacional, entendiendo que este es un importante mecanismo de alerta temprana de tsunamis; y un estudio más extenso del potencial tsunamigénico en la región utilizando fuentes estocásticas en una geometría no planar.

Para el estudio de la fase w en el Centro Sismológico Nacional se estudian: los filtros utilizados actualmente, la distribución espacial de las estaciones y la cobertura que ellas ofrecen ante un sismo de gran magnitud, finalmente se realiza un estudio del catálogo de mecanismos focales obtenidos por la institución nacional en comparación con otras instituciones a nivel global. Los cambios propuestos a los filtros utilizados pueden inducir a problemas en la fase. Por otra parte los mecanismos obtenidos por la red local son similares en magnitud a los obtenidos en otras instituciones, pero presentan una discrepancia considerable en cuanto a la orientación de ellos. Finalmente la red se muestra robusta ante eventos de gran magnitud, sin embargo puede mejorar su cobertura con la inclusión de estaciones en la región de Atacama, lo que tendría como consecuencia directa una mejor cobertura para terremotos en el Norte de Chile y frente a las costas de Valparaíso.

Por otra parte el estudio del potencial tsunamigénico incluye una revisión bibliográfica para contextualizar la zona de subducción, con lo que se identifican 9 áreas posiblemente tsunamigénicas: 4 en Chile, 3 en Perú y 2 en Ecuador-Colombia. En cada una de las zonas se hace un estudio de la historia sísmica, acoplamiento sísmico, relieve batimétrico importante, entre otros para obtener un tamaño máximo de ruptura posible. En base a este valor se crean 100 escenarios estocásticos de ruptura siguiendo un modelo k^2 , con los cuales se realizan modelaciones numéricas de tsunami, obteniendo finalmente distribuciones de run up o inundación vertical para cada región estudiada. Se realiza una validación de las fuentes obtenidas y un estudio de la amplificación local o regional que se presenta en cada una de las zonas estudiadas, verificándose una relación entre la inclinación de la costa con el valor de run up. Se obtienen valores de run up de hasta 50 metros para Perú Central, sin embargo los valores más probables están por debajo de los 20 metros en la mayor parte de los escenarios. Finalmente se puede determinar que los resultados obtenidos en este trabajo muestran un nivel de peligrosidad alto a nivel local en toda la subducción sudamericana.

Para mis chatitos, Mimi y Yayo.

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar a mi familia por todo el cariño que me han dado a lo largo de mi vida, sin su apoyo esto no lo hubiera podido sacar adelante. A mi mamá, papá y mis hermanos la Gabi y el Salva.

A mis familiares y amigos en Coquimbo, mis abuelos la Mimi y el Yayo, mis tíos Lore y Jorge, y mis primos Jorgito y Javiera, son los mejores.

A la Tati por estar en todas conmigo, gracias por tanto perdón por tan etc.

Al Jaime, la Meli (y prontamente a la Fernanda), porque han sido excelentes amigos y siempre puedo contar con ustedes.

A todas las personas que conocí en mis primeros años en la universidad, gracias por lo compartido y por aguantarme lo desaparecido este último tiempo: Javi, Adrián, Alvin, Matrona, Gabriel y España.

A todas las personas del dgf, por los asados, la buena onda y en general todo, desde funcionaros a profesores. Mención honrosa a los que han sido los más apañadores: David, Efra, Tavito, Jojeda, Cata, Charlie, Andrea(s), Dani(s), Vale(s), Sebastian(es), Pancho, Kellen y a todos los que pueda olvidar en este momento.

Finalmente, pero no por eso menos importante, a todos los del grupo de tsunamis del departamento, en específico al Seba, Mauri y Jaime, por todas las oportunidades y apoyo que me han dado, siempre lo tendré presente y agradeceré.

Tabla de contenido

Introducción	1
1. Marco teórico y metodologías	3
1.1. Fase W	3
1.2. Estimación del potencial tsunamigenico	6
1.3. Ley de Gutenberg-Richter	7
1.3.1. Consideraciones	7
1.3.2. Regresión lineal de mínimos cuadrados	8
1.4. Acoplamiento sísmico	9
1.4.1. Cálculo del acoplamiento sísmico	10
1.4.2. Ciclos sísmicos y periodos de retorno	10
1.5. Modelo de placa subductante	11
1.6. Escenarios estocásticos de ruptura	13
1.6.1. Modelos estocásticos de ruptura sísmica	13
1.6.2. Modelo estocástico k^2	14
1.6.3. Elaboración de un escenario estocástico	15
1.6.4. Inclusión del acoplamiento sísmico	16
1.7. Campo de deformación superficial	19
1.7.1. Calculo de la deformación vertical y horizontal	19
1.7.2. Comparación entre modelo uniforme y estocástico	20
1.7.3. Dominio de cómputo	21
1.8. Modelamiento de tsunami regional	22
1.8.1. Marco teórico de la propagación de tsunamis	24
1.8.2. Modelamiento numérico utilizando NEOWAVE	29
1.9. Estudio estadístico y caracterización del runup	31
1.9.1. Ley de Plafker	31
1.9.2. Escalamiento del área de inundación con la magnitud	31
1.9.3. Distribuciones de probabilidad	32
2. Fase W	33
2.1. Energía y Patrón de Radiación	33
2.1.1. Energía de la fase W	33
2.1.2. Patrón de radiación	33
2.2. Caso chileno	36
2.2.1. Centro Sismológico Nacional	36
2.2.2. Caso regional	36

2.2.3.	Red de estaciones y su evolución	37
2.2.4.	Desempeño de la red	37
2.3.	Filtros	39
2.3.1.	Diferencias	40
2.3.2.	Problemas de usar filtros de orden superior	41
2.3.3.	Análisis de Catálogo	41
2.3.4.	Validación en magnitudes bajas	42
3.	Potencial tsunamigénico de Sudamérica	44
3.1.	Chile	46
3.1.1.	Zona Austral	49
3.1.2.	Zona Sur	51
3.1.3.	Zona Central	53
3.1.4.	Norte Chico	56
3.1.5.	Norte Grande	58
3.2.	Perú	60
3.2.1.	Perú Sur	62
3.2.2.	Perú Central	64
3.2.3.	Perú Norte	65
3.3.	Ecuador-Colombia	67
3.3.1.	Borde Ecuador-Colombia	69
3.3.2.	Colombia norte o Región del Darién	70
3.4.	Fuentes a utilizar	72
3.4.1.	Chile Central	74
3.4.2.	Chile Norte Chico	74
3.4.3.	Chile Norte grande	75
3.4.4.	Perú Sur	75
3.4.5.	Perú Central	76
3.4.6.	Perú Norte	76
3.4.7.	Ecuador-Colombia	77
3.4.8.	Colombia-Panamá	77
3.5.	Resultados	78
3.5.1.	Chile Central	79
3.5.2.	Chile Norte Chico	80
3.5.3.	Chile Norte Abajo	81
3.5.4.	Chile Norte Arriba	82
3.5.5.	Peru Sur	83
3.5.6.	Peru Central	84
3.5.7.	Peru Norte	85
3.5.8.	Ecuador-Colombia	86
3.5.9.	Colombia	87
3.5.10.	Distribuciones de runup para Sudamérica	88
4.	Discusión	90
4.1.	Validez de las fuentes	90
4.1.1.	Ley de Plafker para tsunamis Sudamericanos	90
4.1.2.	Escalamiento del área de inundación con la magnitud	91

4.2. Fenómenos de amplificación local y regional	92
4.2.1. Amplificaciones locales y regionales	93
4.2.2. Propagación de la ola de Tsunami	94
4.2.3. Pendiente de la batimetría	97
4.2.4. Forma de la costa	101
4.2.5. Resumen de causas identificadas	103
4.3. Incerteza en la magnitud estimada	105
4.4. Peligro de inundación según los valores obtenidos	106
5. Conclusiones	109
Bibliografía	110

Índice de Tablas

3.1. Resumen de magnitudes y fuentes simuladas.	73
4.1. Resumen de las amplificaciones locales observadas	93
4.2. Resumen de las amplificaciones locales observadas con valor de pendiente y ángulo de la costa	98
4.3. Causas posibles de la amplificación del run up	103

Índice de Ilustraciones

1.1. Esquema de la Fase W	3
1.2. Velocidades de grupo para modos esferoidales	4
1.3. Esquema ilustrativo de la creación del modelo de placa o grilla	12
1.4. Variabilidad en la ruptura sísmica	13
1.5. Modelo k^2 de Herrero y Bernard	15
1.6. Modelo estocástico de ruptura modulado: Caso real	18
1.7. Deformaciones superficiales en modelo homogéneo y estocástico	20
1.9. Esquema de la inundación por tsunami	22
1.10. Esquema de las variables físicas de un tsunami	25
1.11. Comparación entre generación activa y pasiva	27
1.12. Esquema de la advección horizontal	28
2.1. Espectrograma Fase W	34
2.2. Patrón de radiación de fase W	35
2.3. Ventana de tiempo de la Fase W	37
2.4. Red de estaciones del CSN y mecanismos focales	38
2.5. Evolución de la red del CSN	39
2.6. Respuesta de la red de estaciones del CSN	40
2.7. Comparación de mecanismos focales para diferentes filtros	41
2.8. Mecanismos de fase W en Chile (CSN)	42
2.9. Comparación de Catálogos: Magnitud	42
2.10. Comparación de Catálogos: Ángulo de Kagan	43
3.1. Mapa tectónico de Sudamérica	45
3.2. Sismicidad histórica y contexto sismotectónico de Chile	47
3.3. Sismicidad de la Zona Austral de Chile	49
3.4. Sismicidad histórica del sur de Chile	51
3.5. Sismicidad histórica en Chile Central	53
3.6. Modelos de ruptura para el terremoto de 1985	54
3.7. Acoplamiento zona central de Chile y secuencia sísmica de Valparaíso	54
3.8. Esquema de la estructura geodinámica de Chile central	56
3.9. Acoplamiento en el Norte Grande chileno	58
3.10. Sismicidad histórica y contexto sismotectónico de Perú	60
3.13. Sismicidad Perú Norte	65
3.15. Sismicidad histórica y contexto sismotectónico del borde Ecuador-Colombia	67
3.16. Acoplamiento intersísmico para la Ecuador-Colombia	68

3.17. Acoplamiento intersísmico para la Ecuador-Colombia	70
3.27. Distribuciones de run up para Chile Central	79
3.28. Distribuciones de run up para Chile Norte Chico	80
3.29. Distribuciones de run up para Chile Norte Grande (Escenario Abajo)	81
3.30. Distribuciones de run up para Chile Norte Grande (Escenario Arriba)	82
3.31. Distribuciones de run up para Perú Sur	83
3.32. Distribuciones de run up para Perú Central	84
3.33. Distribuciones de run up para Perú Norte	85
3.34. Distribuciones de run up para Ecuador-Colombia	86
3.35. Distribuciones de run up para Colombia	87
3.36. Distribuciones obtenidas de <i>runup</i> en Sudamérica	89
4.1. Ley de Plafker para las simulaciones	90
4.3. Amplificación local del run up	92
4.4. Patrón de radiación tsunami	94
4.5. Amplificación por directividad	95
4.6. Amplificación aparente por barrera costera.	96
4.7. Perfiles batimétricos de la costa sudamericana	99
4.8. Factor de amplificación versus pendiente de la costa y ángulo	100
4.9. Ángulo de la costa en función de la latitud	100
4.10. Resolución real de la grilla usada	101
4.11. <i>Zoom</i> de las costas con amplificación	102
4.12. Peligrosidad de la ola del tsunami	106
4.13. Velocidad máxima de tsunami en Coquimbo	107

Introducción

Sudamérica alberga un gran potencial sísmico-tsunamigenico debido a procesos de subducción, que gatillarían sismos de gran extensión e inmensos tsunamis asociados. Esto genera una gran vulnerabilidad para la población que habita en zonas costeras. Históricamente destacan los eventos de: 1730 en Chile central (Mw \sim 9), 1868 al sur del Perú (Mw \sim 8.8), 1877 en el norte de Chile (Mw \sim 8.8), 1906 en Ecuador-Colombia (Mw \sim 8.8), Valdivia 1960 en el sur de Chile (Mw \sim 9.5), entre otros.

En la última década, se han generado en Sudamérica 4 terremotos tsunamigenicos: Maule, Iquique, Illapel y Pedernales. El terremoto de Maule 2010 (Mw 8.8) generó un tsunami regional con un máximo de más de 25 metros de altura de inundación en zonas cercanas al terremoto[45] dejando más de un centenar de víctimas asociadas directamente al tsunami[25]. El terremoto Iquique 2014 (Mw 8.2) toma lugar en una región con un gran déficit sísmico en donde se esperaba un gran sismo[145], sin embargo no logró completar este déficit, teniendo un tsunami local pequeño, con lo que el potencial tsunamigénico en el Norte sigue siendo muy alto[62]. El terremoto de Illapel (Mw 8.3) generó un tsunami más local con alturas máximas en torno a los 10 metros, inundó las costas chilenas en tan sólo 5 o 7 minutos luego del evento principal[96], recalcando el carácter vertiginoso de estas catástrofes. Por su parte el terremoto de Pedernales 2016 (Mw 7.6) tuvo un tsunami moderado similar al caso de Iquique 2014. En este contexto de alta peligrosidad dos aspectos son esenciales: Primero caracterizar de buena manera estos fenómenos, es decir, identificar los focos de amenaza tsunamigénica, y en segundo lugar mejorar y estudiar la respuesta rápida ante un evento de estas características se hace apremiante.

Respecto al primer punto, en la región de Sudamérica existen numerosas zonas de brecha o lagunas sísmicas, es decir regiones con un alto déficit sísmico y en consecuencia un aumento en su potencial tsunamigénico[109][24][13]. Identificarlas y caracterizarlas permitiría establecer las principales fuentes tsunamigénicas de la región y de esta manera cuantificar de buena manera el peligro de tsunami en Sudamérica. Una manera de hacer esto es mediante el uso de fuentes estocásticas, metodología que ha sido utilizada en el norte de Chile[49][142], sin embargo, este tipo de metodología no toma en cuenta el estado actual de maduración de la región, por ejemplo, haciendo uso de modelos de acoplamiento sísmico geodésico, por lo que algunos de los escenarios pueden no ser del todo físicamente plausibles.

Por otra parte, la alerta temprana de terremotos actualmente está dada por el uso de la inversión de fase W como una manera de estimación rápida de los parámetros (Mw, mecanismo focal y centroide) de un sismo de gran magnitud[77][63]. Evaluar el desempeño de mecanismos de monitoreo sísmico como el este método en la red actual del Centro Sismológico Nacional (CSN) es importante considerando su importante expansión con nuevos instrumentos en los últimos años.

Es por lo expuesto anteriormente que esta tesis se desarrolla con la idea de reconocer y estudiar las principales lagunas sísmicas, identificando su potencial tsunamigénico y las zonas más vulnerables ante este fenómeno, utilizando un enfoque probabilístico con fuentes estocásticas, para esto se utilizará el acoplamiento sísmico-geodésico estimado para cada zona estudiada. Se busca además evaluar el uso de la fase W regional utilizada actualmente en el Centro Sismológico Nacional (CSN) como herramienta para la alerta temprana ante un eventual sismo tsunamigénico.

Se definen los siguientes objetivos generales y específicos para el trabajo de tesis:

- **Objetivos generales:**

Caracterizar el peligro de tsunami en Sudamérica asociado a los principales brecha o lagunas sísmicas utilizando modelos de ruptura estocásticos, implementando una metodología que permita tomar en cuenta el acoplamiento sísmico de las regiones estudiadas.

Estudiar y evaluar el desempeño de la inversión de fase W a distancias regionales, utilizando las estaciones disponibles de la red del CSN desde el año 2011 en adelante, año en el cual se implementó la fase W en Chile.

- **Objetivos específicos:**

Identificar los principales gaps sísmicos en Sudamérica, caracterizando los máximos sismos posibles en cada uno de ellos.

Generar modelos de ruptura utilizando fuentes estocásticas k2[95] que puedan tomar en cuenta el acoplamiento sísmico de la región.

Caracterizar el peligro de tsunami en cada región utilizando simulaciones numéricas para cada fuente estocástica, como ya se ha realizado para el norte de Chile[142].

Evaluar una posible modificación de los filtros actualmente usados por el CSN para la inversión de fase W regional[63][40], basado en un estudio de la magnitud y la distancia a un evento, para generar soluciones más robustas y estables.

Hacer un estudio del desempeño actual de la red de estaciones del CSN, para identificar por ejemplo zonas de gap con poca cobertura de estaciones para la inversión de la fase W, esto en función de la distancia a un sismo.

Capítulo 1

Marco teórico y metodologías

1.1. Fase W

En teoría todos los sismos, aún los más pequeños, liberan energía en grandes periodos, pero ésta es difícilmente identificable en las señales sísmicas puesto que se ve opacada por las grandes amplitudes de las ondas de mayor frecuencia. Por su parte, los sismos de gran extensión espacial y temporal, o los de ruptura lenta (*tsunami earthquakes*), liberan una cantidad significativa de su energía a bajas frecuencias, por lo que en ellos es posible identificar ondas de mayor periodo. Particularmente para el terremoto de 1992 en Nicaragua (Mw 7.6), debido a lo lento de su ruptura[75], fue posible identificar una onda de largo periodo que posteriormente se denominó como fase W (*W phase*).

La fase W entonces corresponde a un registro que emerge entre las llegadas de las ondas P y S (ver figura 1.1), y fue primeramente indetificada por Kanamori en el año 1993[71]. Ésta fase presenta largos periodos, entre 100 y 1000 segundos, y altas velocidades de grupo, variando entre 4.5 a 9 km/s[71].

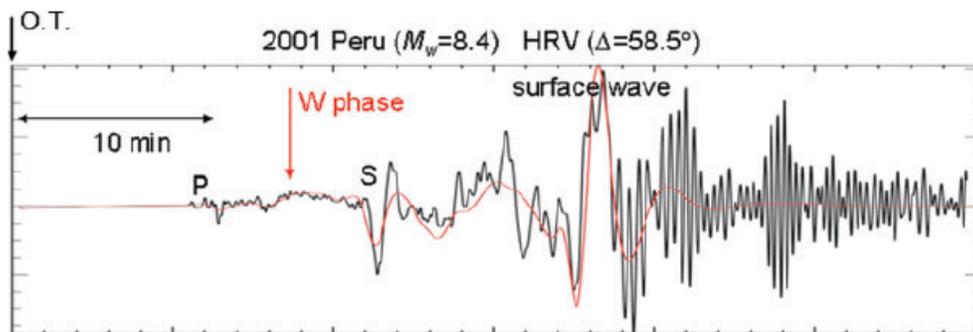


Figura 1.1: Figura esquemática de la fase W, se puede observar que emerge entre las ondas P y S en el registro de desplazamiento. Este registro corresponde al terremoto de 2001 Perú Mw 8.4 en la estación HRV, y la fase W se calculó utilizando su expresión en modos normales.

Teóricamente, representa la totalidad del campo de onda de la fuente en periodos largos, tanto en campo cercano como lejano. En la teoría de rayos sísmicos se puede expresar como la suma de muchas fases como la P, PP, SP y S, entre otras. En teoría de modos normales se puede interpretar como la superposición del modo fundamental esférico radial así como los primeros tres modos superiores (*overtones*) a grandes periodos (i.e. ondas Rayleigh), esto se puede apreciar en la figura 1.2. Debido al rango de periodo en que está contenida ésta fase, no se ve afectada por heterogeneidades someras en la estructura de la tierra que pudiesen ser causadas por el continente y oceano, esto debido a que en este rango de periodos una parte importante de la energía se propaga en el manto, donde las heterogeneidades son relativamente pequeñas. Esto se contrasta con las ondas superficiales en modos normales, que se ven directamente afectadas por variaciones estructurales fuertes cerca de la superficie.

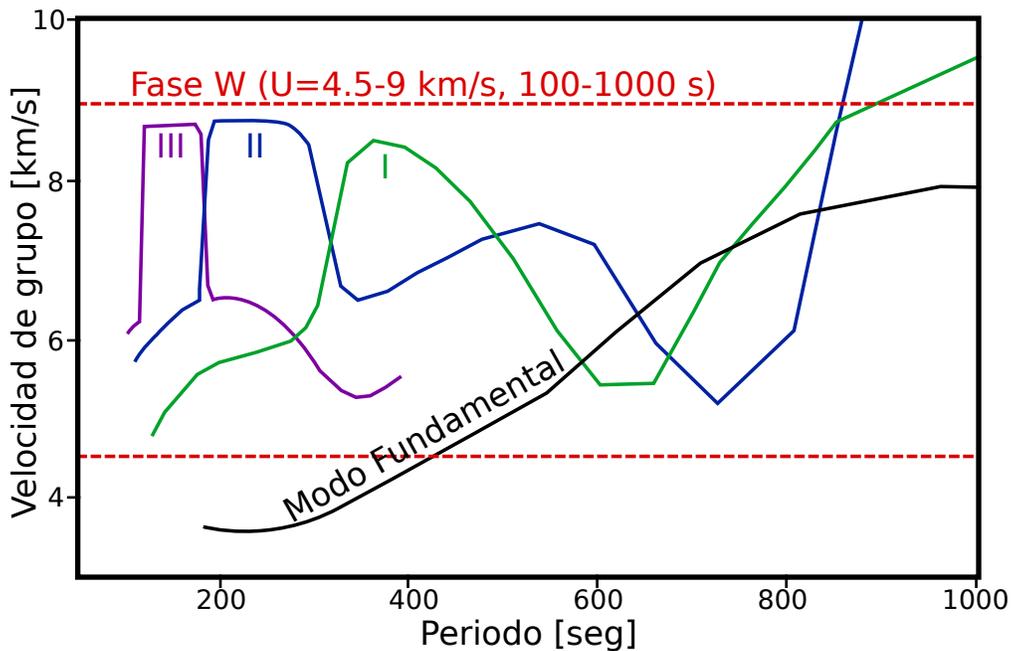


Figura 1.2: Velocidades de grupo del modo esferoidal fundamental y de los tres primeros modos superiores para el modelo PREM. Adaptado de Kanamori & Rivera (2008)[77].

Debido a lo anteriormente mencionado Kanamori propuso que ésta onda podría ser de utilidad para determinar la magnitud y mecanismo para grandes terremotos y en 2008 Kanamori & Rivera[77] mostraron un método desarrollado de inversión basado en la fase W el cual eventualmente fue adaptado en muchas instituciones a lo largo del mundo como sistema de alerta temprana: *National Earthquake Information Center*(NEIC) en Colorado, Estados Unidos; *Institut de Physique du Globe de Strasbourg*(IPGS) en Estrasburgo, Francia; *Pacific Tsunami Warning Center* (PTWC) en Hawaii, Estados Unidos; también opera en los servicios sismológicos de Japón, México, Australia, Taiwán y en Chile en el Centro Sismológico Nacional (CSN).

Particularmente en Chile la necesidad de un sistema de alerta temprana de tsunami es muy importante debido a que el tiempo de arribo de la primera ola es de alrededor de 15 minutos luego de iniciado el evento, registrado incluso en ocasiones tiempos menores, por lo que la inversión de tensor de momento por fase W se presenta como una gran herramienta

debido a las ventajas que tiene:

- Es rápido debido a la velocidad a la que viajan las ondas (4.5 a 9 km/s).
- Debido a que se trabaja sólo en el dominio temporal no importa si existen registros saturados mientras esto ocurra luego de la llegada de la onda S, lo que es común que ocurra en grandes terremotos para las ondas superficiales.
- No se necesita un modelo de velocidades local ya que la fase W es una onda de largo periodo y no se ve afectada por las heterogeneidades de la corteza, por lo que por ejemplo se puede usar un modelo global (i.e. PREM [41], u otro). Esto es particularmente importante ya que en Chile no existen modelos regionales de velocidad, si no más bien locales.
- Debido a que se estudian periodos largos, la fase W es capaz de detectar *tsunami earthquakes* o terremotos lentos que podrían no ser sentidos por la población pero generar tsunamis desproporcionados. No existen registros de éste tipo de fenómenos en Chile, sin embargo no se puede descartar su existencia a futuro debido a que se han detectado éstos eventos en la subducción sudamericana[66][124], y particularmente en Chile se han detectado otros tipos de eventos lentos (i.e. *slow slip event* para Iquique 2014 [145]).

Debido a lo anteriormente mencionado es que la fase W es actualmente en Chile, y a nivel mundial una de las herramientas más fuertes para la alerta temprana de tsunamis. Si bien se propone que la fase W es útil para obtener la magnitud de grandes terremotos ($M > 6.5$)[40], en la práctica es utilizada en magnitudes aún menores, por ejemplo en el CSN se usa para obtener mecanismos focales de terremotos hasta magnitud 5 con buenos resultados[134].

Una revisión preliminar de los filtros utilizados para la inversión de la fase W con las estaciones del CSN muestra que en algunos casos es posible mejorar el ajuste de ondas (RMS), y obtener mecanismos focales más cercanos a los de otras agencias como USGS y GCMT (Magnitud, ángulos de Kagan, etc.), lo que es relevante ya que éstas utilizan datos regionales con una mejor cobertura azimutal a diferencia del CSN que sólo utiliza datos regionales y tiene una cobertura azimutal relativamente pobre. En esta tesis se realiza un pequeño estudio del desempeño de la red del CSN y se proponen nuevos filtros para la inversión de la fase W así como también un catálogo de mecanismos focales en base a estas modificaciones.

1.2. Estimación del potencial tsunamigenico

En general, para estimar el potencial tsunamigénico en una zona de subducción dada, se realiza el siguiente procedimiento:

- Se estudia el ambiente sismotectónico de la región, con la intención de comprender y contextualizar la zona de estudio. Por lo general es importante entender cuáles son las principales fuentes y factores que inciden en la generación de tsunamis y si existen antecedentes importantes que caracterizan la energía sísmica de la región.
- En la misma línea del punto anterior, se estudia la sismicidad histórica de la región, para caracterizar la amenaza y existen precedentes de sismos tsunamigénicos y/o de gran extensión.
- De existir, se analizan también los estudios de geodesia realizados en la zona (GPS), principalmente para saber si en la región existen estudios realizados que permitan caracterizar el nivel de acoplamiento de la subducción. Será prioridad estudiar la regiones lo altamente acopladas para generar un terremoto de gran magnitud.
- Generar la Ley de Gutenberg-Richter (GR) para la región, utilizando los catálogos de sismicidad disponibles, incluyendo también la sismicidad histórica identificada. Esto para caracterizar la amenaza sísmica potencialmente asociada a tsunamis.
- Caracterizar analíticamente el acoplamiento sísmico usando el concepto de ciclo (o super-ciclos en algunas regiones) sísmico, comparándolo con el acoplamiento geodésico de la región.
- Identificación de las regiones tsunamigénicas, utilizando todos los resultados anteriores. Posteriormente se genera un modelo geométrico de la interfaz de subducción, para todas las regiones estudiadas.
- Generación de los modelos estocásticos de ruptura utilizando una distribución k^2 para cada uno de los escenarios.
- Modelamiento del campo de deformación superficial y posteriormente modelación numérica del tsunami para cada escenario.
- Estudio estadístico, y finalmente caracterización del riesgo tsunamigénico en la región.

La descripción de las metodologías empleadas en cada caso se encuentran a continuación en este capítulo, a excepción de los estudio de contexto sismotectónico y geodésico en la regiones, puesto que estos se encuentran en los capítulos particulares de cada zona de subducción estudiada.

1.3. Ley de Gutenberg-Richter

La ley de Gutenberg–Richter establece una relación de escala estadística entre la tasa de sismicidad y la magnitud de los eventos en una zona determinada[56][57][58]. Propone que el logaritmo de la tasa acumulada de sismicidad en una región, dada por la cantidad de sismos mayores o iguales a una magnitud y dividida por la cantidad de tiempo en que se tiene esta sismicidad, escala linealmente en función de la magnitud de los sismos, esto es:

$$\log_{10}(N) = a - bm \quad (1.1)$$

donde N es la tasa acumulada de sismicidad, m es la magnitud de un evento y tanto a como b son constantes que dependen de la región de estudio.

La ley de GR permite estimar las tasas de retorno u ocurrencia de los terremotos en una región dada, basándose en la sismicidad registrada en esta. El periodo de retorno T o de recurrencia para un sismo de una magnitud en particular se puede estimar como:

$$T \approx 10^{-(a-bm)} \quad (1.2)$$

1.3.1. Consideraciones

Existen ciertas consideraciones para asegurar la completitud del catálogo al momento de construir la ley de Gutenberg–Richter utilizando un catálogo de sismicidad: Magnitud de corte, tipo de sismicidad y sismicidad histórica.

- La magnitud de corte corresponde a la magnitud desde la cual el catálogo se encuentra completo, es decir, que no existe en toda la zona un sismo de magnitud igual o superior a este valor que no esté identificado. En general para sismos pequeños ($M < 3$) es difícil generar un catálogo completo sin una red de estaciones densa, y esto se aprecia al momento de construir la ley de GR como una parte plana o con déficit de sismicidad. Por ejemplo los catálogos del Centro Sismológico Nacional (CSN) y del *U.S. Geological Survey* (USGS) están completos para magnitudes mayores o iguales a 4, y como se utilizarán los datos reportados por estas agencias, esta será la magnitud de corte a utilizar.
- El tipo de sismicidad utilizada en las estadísticas debe ser coherente con el objetivo del estudio. En este caso se requiere caracterizar la sismicidad de origen interplaca, por lo que deben filtrarse los sismos intraplaca, superficiales y outer-rise. Esto se logra utilizando filtros espaciales, gracias a que las zonas en donde ocurre cada tipo de sismicidad se encuentran bien identificadas.
- La sismicidad histórica tiene relación con incluir en la estadística terremotos documentados en años donde no existía instrumentalización, ocurridos incluso cientos de años atrás. En función de esto, deben utilizarse al menos dos intervalos de tiempo para el catálogo de sismicidad, uno para los sismos en el periodo instrumental y otro para los terremotos históricos. De esta forma no se asume que el catálogo es completo para bajas magnitudes durante el período en donde no se tienen registros, evitando falsas suposiciones. Las magnitudes y tiempos utilizados para incluir los sismos históricos en el catálogo dependen de cada región y pueden ser revisadas en cada una de las secciones

correspondientes. Las magnitudes y extensiones espaciales de cada sismos se obtuvieron tras consultar diversas fuentes, ya sean: recopilaciones publicadas, documentos históricos, catálogos regionales de agencias sísmicas, entre otros. Esto con la intención de obtener la mejor estimación posible, sin embargo debido a la falta de información o poca documentación, en algunos casos se debe incurrir en ciertas suposiciones para estimar por ejemplo la extensión de algunos sismos o su magnitud (especificadas en cada caso).

1.3.2. Regresión lineal de mínimos cuadrados

A partir de un catálogo obtenido del USGS, el cual incluye la sismicidad desde 1973 hasta fines de 2016 de magnitud superior a 2.5, donde se considera una magnitud de corte igual a 4.0, ya que para esta magnitud se considera completo el catálogo en la red mundial, y, tomando en cuenta las consideraciones anteriormente mencionadas, se construye un catálogo para la sismicidad interplaca de cada región, con el que posteriormente se construye la Ley de Gutenberg-Richter en cada una de las zonas de subducción estudiada.

Para la obtención numérica de los parámetros a y b de la Ley de Gutenberg-Richter se realiza una regresión lineal de mínimos cuadrados a la ecuación para la Ley de GR:

Sea $Gm = d$ donde:

$$\underbrace{\begin{bmatrix} 1 & m_1 \\ 1 & m_2 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & m_n \end{bmatrix}}_{G(N \times 2)} \underbrace{\begin{bmatrix} a \\ -b \end{bmatrix}}_{m(2 \times 1)} = \underbrace{\begin{bmatrix} \log_{10}(N_{m_1}) \\ \log_{10}(N_{m_2}) \\ \dots \\ \log_{10}(N_{m_n}) \end{bmatrix}}_{d(N \times 1)} \quad (1.3)$$

Se estima m y C_m como [160]:

$$m = (G'G)^{-1}G'd, \quad C_m = (G'G)^{-1} \quad (1.4)$$

donde C_m es la matriz de covarianza y de ella podemos sacar el coeficiente ρ_{xy} de correlación de Pearson, con un valor entre -1 y 1:

$$\rho_{xy} = \frac{cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{C_m(1, 2)}{\sqrt{C_m(1, 1)} \sqrt{C_m(2, 2)}} \quad (1.5)$$

En el caso de una regresión lineal simple entre dos variables, el parámetro R^2 corresponde al cuadrado del coeficiente ρ_{xy} y en este caso un valor de $R^2 = 1$ indica que la totalidad de los datos se puede explicar como una relación lineal entre x e y , mientras que $R^2 = 0$ indica que no existe relación lineal entre ambas variables. Es común en la ley de GR usar el parámetro R^2 como una medida de la calidad del ajuste [137].

1.4. Acoplamiento sísmico

El acoplamiento sísmico es un parámetro escalar con valor entre 0 y 1, este valor depende en la estabilidad o inestabilidad de la ley constitutiva friccional en la interfaz[148], explicado originalmente por Ruff & Kanamori en 1980[140].

Este parámetro es relevante ya que en general los terremotos se emplazan en lugares de alto acoplamiento, teniendo su origen dentro o cerca de estas regiones[163], debido a que se encuentran en un régimen de equilibrio inestable en donde pueden nuclearse los sismos[150]. Identificar zonas con alto nivel de acoplamiento ha sido utilizado para caracterizar zonas donde se producirán grandes terremotos en el futuro cercano, ejemplo de esto es el del Maule 2010, en donde Ruegg et al. (2009)[139] identificó la región como un gap sísmico maduro, altamente acoplado y donde podría ocurrir evento de magnitud Mw 8.5 en la zona. En esta zona el 2010 ocurre el terremoto del Maule de magnitud Mw 8.8, un tanto más alta de la propuesta pero con el mecanismo esperado y en la región propuesta[84][35][93][167].

Para estudiar el acoplamiento sísmico se utilizan redes de GPS a lo largo de zonas de subducción, para obtener aproximaciones de este valor e indentificar regiones con alto nivel de acoplamiento, también denominadas como *maduras* o lo que es equivalente a decir que son capaces de generar grandes sismos[38][105][100].

Algunos de los términos más usados al hablar de acoplamiento son las barreras y las asperezas:

- Una barrera hace referencia a una estructura que como su nombre indica podría actuar ante un gran terremoto frenando la propagación de su ruptura[151]. Ejemplos de barreras sísmicas son los ridges, montes submarinos y zonas de fractura en subducción que actúan disminuyendo el acoplamiento local[33][127]. Sin embargo, aún con estas regiones de bajo acoplamiento actuando como barrera, si la cantidad de energía liberada por un terremoto es lo suficientemente grande, es posible que el frente de ruptura continúe propagándose hacia zonas de menor acoplamiento atravesándolas sin frenarse [76][86], como se ha observado en algunos casos en el mundo: Chile[28] y Ecuador[76], entre otros.
- Por su parte una aspereza hace referencia a una estructura fuerte que se resiste u opone al movimiento entre las dos placas[141] que se condice con sus grandes niveles de acoplamiento. Debido a esto es que las asperezas tienden a acumular grandes cantidades de energía por periodos largos de tiempo, lo que al momento de la ruptura se traduce en grandes cantidades de deslizamiento co-sísmico[86]. Al momento de la ruptura de un terremoto es posible que, debido a la distribución de las asperezas y a sus tamaños relativos, sólo alguna de ellas rompa o todas en conjunto [76][3], por lo que si bien identificar las asperezas en una región, o las regiones de alto nivel de acoplamiento, no es definitivo para determinar la forma final de un sismo.

1.4.1. Cálculo del acoplamiento sísmico

El acoplamiento sísmico de la región estudiada se estima utilizando la metodología propuesta por Scholz & Campos[149][150], en la que se estudia el momento sísmico como un flujo:

$$P_s = \frac{M_o}{\mu} = \int_S u \, dA \quad (1.6)$$

Donde P_S corresponde al flujo sísmico, M_o el momento sísmico de un terremoto, μ el módulo de corte o de rigidez y u corresponde al vector de desplazamiento en el área de ruptura S . Equivalentemente se puede escribir la variación del flujo sísmico de manera discreta como:

$$\dot{P}_S = \sum_{i=1}^n \frac{M_o^i}{\mu T^i} = \frac{\dot{M}_o^s}{\mu} \quad (1.7)$$

En donde M_o^i corresponde al momento sísmico liberado por el terremoto i -ésimo y, del mismo modo, T^i corresponde al periodo de retorno o recurrencia i -ésimo, asociado a su magnitud.

Además, el flujo tectónico (tasa a la que se carga la interfaz interplaca) se puede definir en función de la velocidad de convergencia entre las placas tectónicas v_p y el área de acoplamiento A_c como:

$$\dot{P}_T = v_p A_c \quad (1.8)$$

El área de acoplamiento A_c corresponde a la parte superior en la interfaz de placas que, como su nombre lo indica, puede considerarse como acoplada. En la aproximación más sencilla se puede caracterizar por un ancho y un largo, éste último corresponde sencillamente a la extensión latitudinal o longitudinal de la región estudiada, dependiendo si tiene una orientación norte-sur, o este-oeste respectivamente. El ancho del área acoplada no se puede estimar a priori de una manera tan sencilla, esto pues corresponde a la extensión de la interfaz hasta una profundidad en donde se puede considerar que no existe acoplamiento.

Con los valores mencionados se define el coeficiente de acoplamiento sísmico χ_S en función del flujo sísmico y el flujo tectónico:

$$\chi_S = \frac{\dot{P}_S}{\dot{P}_T} \quad (1.9)$$

1.4.2. Ciclos sísmicos y periodos de retorno

Esta metodología permite realizar un estudio teórico del acoplamiento sísmico basado en el ciclo sísmico identificable, cuyos resultados pueden contrastarse y validarse con los valores publicados de acoplamiento geodésicos en la región, esto utilizando arreglos de GPS en la corteza terrestre.

Para estimar el flujo sísmico P_S se debe definir en la región un ciclo sísmico o super ciclo, con un periodo de recurrencia T , donde se asume que el último gran terremoto libera el total del momento acumulado. Un super ciclo hace referencia a la serie temporal en la cual el estrés acumulado en la región de subducción

1.5. Modelo de placa subductante

Para una zona de subducción dada, y una vez que se tiene definida la región tsunamigénica, es necesario definir un modelo geométrico de placa subductante en el que se emplazarán los modelos estocásticos de ruptura.

La creación del modelo de placa se hace con el siguiente algoritmo:

- Se deben ingresar o definir las siguientes variables:
 - La esquina inferior izquierda (suroeste) de la grilla.
 - Se fija también la profundidad d_0 a la que se encontrará enterrada la grilla en su parte más somera, esto para que no exista ruptura en la superficie libre.
 - Se deben definir segmentos rectangulares (siendo N el total de ellos), cada uno con un largo L , un ancho W , con su respectivo strike y segmentación del dip. Además se definen N_x subsegmentos en el largo, N_y subsegmentos en el ancho, cada uno de ellos define un elemento rectangular que representa una subfalla en el modelo de placa subductante, correspondiente a una grilla regular.
- Algunas consideraciones acerca del algoritmo:
 - En cada segmento N -ésimo se tiene un strike propio, de manera tal que el strike no se conserva a lo largo de la grilla, pero en cada fila de ella sí.
 - En la grilla se tienen a su vez subsegmentos en el ancho W , cada uno con su propio dip. Sin embargo, estos subsegmentos son compartidos por toda la grilla, de manera que si bien no se conserva el dip en el ancho W , sí se tiene que a lo largo de una columna el dip es homogéneo.
 - Las divisiones o segmentación de la grilla estarán dadas por las curvas perpendiculares al strike definido en cada segmento N , de modo tal que simulen ser perpendiculares a la fosa. La segunda segmentación está dada perpendicular a la fosa o strike.
 - Por otra parte, el largo y ancho de cada subsegmento estará dado por el número de subdivisiones (N_x y N_y) ingresadas, así como el largo y ancho de cada segmento.
 - La profundidad de cada subsegmento se calcula con trigonometría básica usando el ancho y el dip de cada subsegmento.
- El algoritmo opera de la siguiente manera
 - A partir de la esquina inferior izquierda se calcula la posición de las 4 esquinas que definen el primer segmento ($N = 1$). Esto se hace con trigonometría simple usando L , W , *strike*, *dip*.
 - De aquí en adelante cada segmento rectangular debe ser continuo al anterior, para ello se define el siguiente criterio: Si el strike aumenta de un segmento a otro entonces la esquina inferior derecha será la continua, en caso contrario (strike disminuye) es la esquina inferior izquierda la continua.
 - Con esta esquina calculada se pueden calcular las otras 3 que permitirán definir el segmento rectangular actual.
 - Con esta simple metodología se obtiene algo similar a lo que se observa en la Figura 1.3b.

- Para unir los segmentos con cambio de strike, se generan las bisectrices en los bordes correspondientes, de tal manera de obtener un modelo suave como el de la Figura 1.3c.
- Adicionalmente para evitar que existan elementos mucho más grandes que otros, en los puntos de discontinuidad se utilizan promedios ponderados de los ángulos para generar así una transición más suave como se ve en la Figura 1.3d.

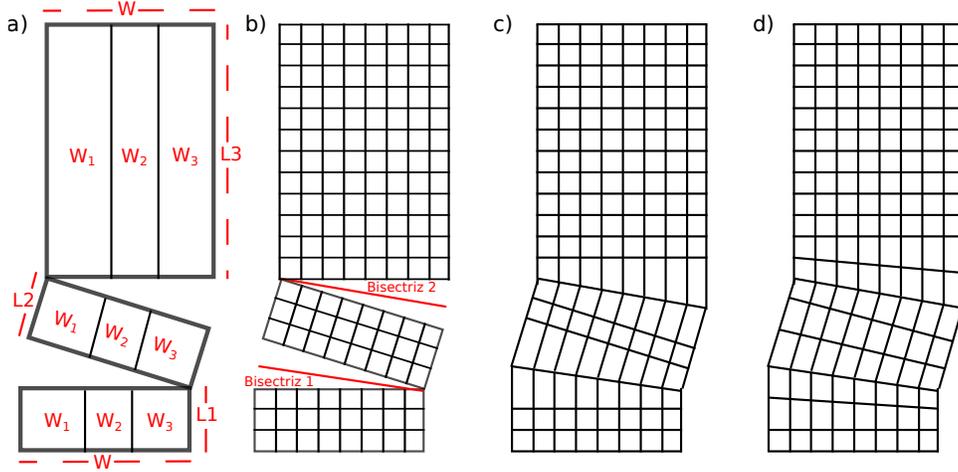


Figura 1.3: Esquema ilustrativo de la creación del modelo de placa o grilla. **a)** Se definen 3 segmentos de largo L_i cada uno, con 3 subdivisiones para el dip cada una de ancho W_i , de manera tal que el ancho total de la grilla es W . A partir de ello se crea la grilla 3D en tres etapas: **b)** Modelo basico discontinuo, **c)** Modelo continuo basico y **d)** Modelo con bordes suaves.

La metodología usada es del tipo *forward*, por lo que para constreñir el modelo creado se compara con el modelo global Slab 1.0[64] tratando de ajustarlo de buena manera en todos los segmentos creados. Dado a que como se mencionó el modelo Slab 1.0 es global, por lo que esta metodología es extendible a cualquier zona de subducción que se desee estudiar.

Finalmente es importante que al momento de modelar la región de subducción se utilicen elementos de pequeño tamaño, de manera tal que cada uno de ellos se puede aproximar como una falla puntual al momento de calcular la deformación superficial que genera, de esta forma la contribución total del modelo corresponde a la suma del aporte de cada subfalla. En general se utilizaron subfallas de 2×2 [km²] como fallas puntuales.

1.6. Escenarios estocásticos de ruptura

A diferencia de los tsunamis en campo lejano, que pueden ser estimados de buena manera simplemente con la magnitud del sismo[49][115], los tsunamis regionales dependen altamente de la variación en la distribución espacial de un sismo[50][49]: en particular, mientras que la variación del slip en la dirección del dip afecta la condición inicial del tsunami en cuanto a su perfil, las variaciones en strike generan variaciones en amplitud paralelas al frente de ondas que se preservan en la propagación a la costa debido a la refracción[49].

Por otra parte, como se expondrá en la sección referente a la propagación de tsunamis, debido a que el fenómeno de tsunamis es un fenómeno de gran longitud de onda[172][171], y si suponemos que el tiempo total de ruptura para un terremoto tsunamigénico típico es más pequeño que el periodo de ondas de agua que se propaga, entonces el detalle estático de la ruptura sísmica controla la condición inicial para la forma de onda del agua, lo que se conoce como generación pasiva[70].

Finalmente, el usar fuentes sísmicas del tipo homogéneas siempre subestimaré el potencial tsunamigénico de una región[50][49][142].

Es debido a todo esto, que se generarán escenarios estáticos estocásticos para tomar en cuenta los efectos que la variabilidad en la ruptura sísmica tienen en la generación de tsunamis.

1.6.1. Modelos estocásticos de ruptura sísmica

La ruptura sísmica es un proceso complejo y con mucha variabilidad (ver Figura 1.4), es por esto que los modelos estocásticos de ruptura nacen de la motivación de estudiar dicha variabilidad y las consecuencias que esto trae para la humanidad. Algunos de los primeros estudios en esta materia son el estudio de Frankel en 1991[43] y Zeng en 1994[180].

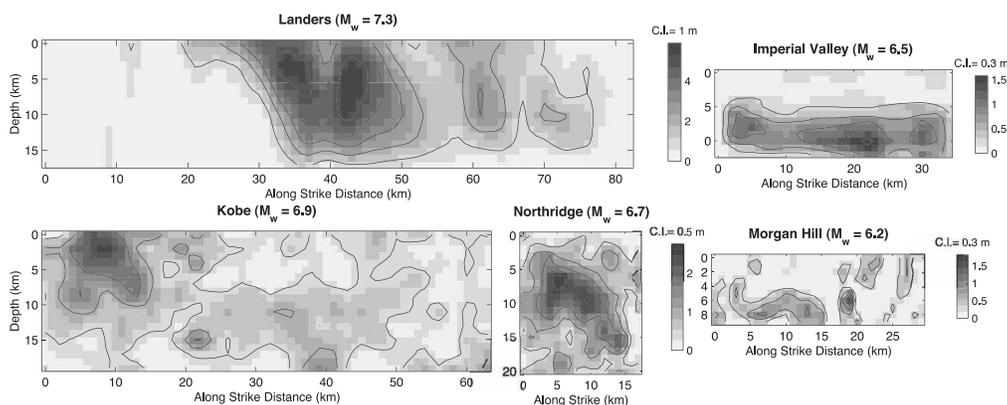


Figura 1.4: Variabilidad en la ruptura sísmica para diferentes terremotos, todos los modelos de rupturas están aproximadamente a escala. Adaptado de Mai & Beroza (2002)[95].

Frankel propuso un modelo de ruptura auto similar, que se compone de una superposición jerárquica de subeventos de menor a mayor tamaño bajo el supuesto de *stress drop* o caída de tensión independiente de la escala. Este modelo permitía generar modelos con decaimiento

ω^{-2} y un valor b de 1 para sus réplicas (Ley de G-R), lo que indicaría que la independencia de la caída de tensión con el tamaño de la ruptura sería el factor responsable de la aparición de estos fenómenos en la naturaleza.

Por su parte Zeng presenta un modelo de fuente compuesto que, al ser convolucionado con funciones de Green, genera registros de *strong motion* sintéticos. La ruptura está formada por subeventos distribuidos por una ley de potencia localizados de manera aleatoria, y genera resultados de orden realista, con amplitudes apropiadas, así como duración y contenido de frecuencia.

Mientras que el primer estudio da indicios de propiedades o leyes físicas que rigen la sismología, el segundo tiene una utilidad y aplicación directamente en la mitigación del riesgo sísmico, algo de lo que se sacará provecho en este trabajo, donde se utilizan modelos de ruptura estocásticos para simular las fuentes sísmicas que dan origen a los tsunamis en zonas de subducción.

1.6.2. Modelo estocástico k^2

Andrews mostró que un espectro de slip que decae como k^2 (número de onda en el Fourier espacial) genera espectros en campo lejano que decaen como ω^2 (frecuencia)[6][7]. Esto asume que la caída de tensión $\Delta\sigma$ es independiente de la escala. Esto es lo que motivo el trabajo de Herrero & Bernard[67].

Estos autores supusieron que la auto-similitud y las leyes espectrales de la radiación de ondas de cuerpo (ω^2) debía tener un origen simple de auto-similitud en la ruptura. Con esto en mente crearon un modelo cinemático auto similar definido por la siguiente ecuación:

$$\Delta\bar{u}_L(k) = C \frac{\Delta\sigma}{\mu} \frac{L}{k^2}, \quad \text{para } k > 1/L \quad (1.10)$$

En donde relacionaron la transformada de Fourier espacial del desplazamiento ($\Delta\bar{u}_L(k)$) con un decaimiento en el número de onda para valores superiores a $1/L$ con L el largo de la falla.

La utilidad de este modelo es la de generar señales sintéticas para estudio de peligro sísmico y generar espectros aleatorios que cumplan leyes físicas (como se puede ver en la Figura 1.5), sin embargo las dos grandes desventajas en las que incurrió es que se asume velocidad de ruptura constante y el modelo de dislocación es instantáneo.

Mai & Beroza[95] notaron que los modelos hasta la fecha incluían sólo una distribución fractal para el *slip*, pero no incluían alguna manera de describir las asperezas que normalmente se ven en un deslizamiento real. De esta manera perfeccionaron la metodología incluyendo un largo de escala para el tamaño de las asperezas, de manera tal que este largo característico de escala parametriza una función de autocorrelación en el espacio o bien una función de densidad de potencia espectral en el dominio del número de onda. Con esto lograron reconstruir la complejidad de la ruptura que se aprecia al momento de realizar una inversión de la dislocación (ver por ejemplo la Figura 1.4).

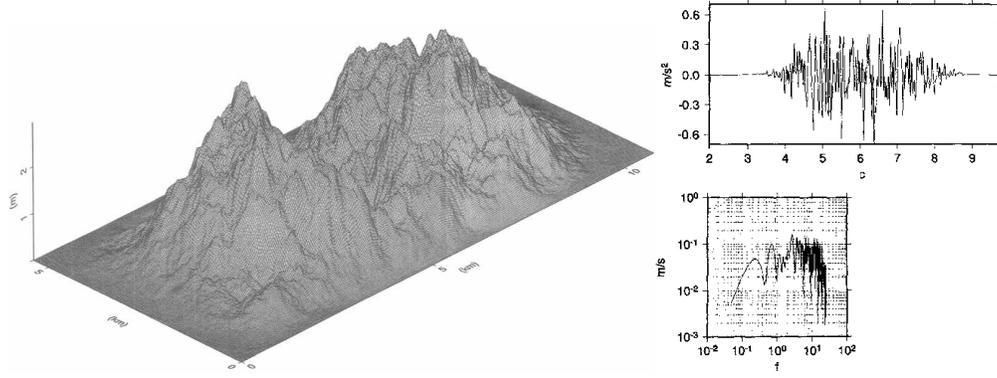


Figura 1.5: Realización estocástica del modelo Herrero & Bernard 1994. Modelo de ruptura, señal producida y espectro de Fourier. Adaptado de Herrero & Bernard (1994)[67].

El modelo más consistente que encontraron para parametrizar las rupturas sísmicas fue la función de autocorrelación de von Karman:

$$VK = \frac{G_H(r)}{G_H(0)} \iff \frac{a_x a_z}{(1 + k^2)^{H+1}} \quad (1.11)$$

La expresión a la izquierda corresponde a la función de correlación, en donde $G_H(r) = r^H K_H(r)$, con H el exponente de Hurst y K_H es la función de Bessel modificada del primer tipo y orden H . Por otra parte la función a la derecha corresponde a la expresión en Fourier o a la función de densidad de potencia espectral. La escala característica para las asperezas sale de las constantes a_x y a_z , para el largo característico a lo largo del strike y a lo largo del dip, respectivamente. Finalmente, las variables espaciales r y en número de onda k están definidas como sigue:

$$r = \sqrt{\frac{x^2}{a_x^2} + \frac{z^2}{a_z^2}} \quad (1.12)$$

$$k = \sqrt{a_x^2 k_x^2 + a_z^2 k_z^2} \quad (1.13)$$

En donde k_x y k_z son los números de onda en la horizontal y vertical, respectivamente.

1.6.3. Elaboración de un escenario estocástico

La ruptura del tipo k^2 es entonces el modelo escogido para la generación de los escenarios estocásticos, no sólo por su utilidad práctica y robustez física, si no que además ya se ha utilizado en el pasado específicamente en Chile para estudiar el potencial en el Norte Grande con buenos resultados[142]. La idea es generar una fuente sísmica que tenga contenido espectral real y a la vez permita estudiar cómo la variabilidad de la distribución de slip genera una variabilidad en el run up del tsunami.

Se sigue la metodología de Mai & Beroza [95] para obtener fuentes estocásticas, generando una fuente que siga la distribución k^2 en el número de onda a la cual se le agrega ruido con una función de auto correlación de Von Karman.

Para generar una realización estocástica se realiza lo siguiente:

- Se calculan los números de onda k_x y k_y en función del largo L y ancho W y los números de subgrillas N_x y N_y , respectivamente.
- Se generan los largos de auto correlación a_x y a_y de manera aleatoria con valores entre 0.26 a 0.42 veces L y 0.48 a 0.64 veces W , respectivamente.
- Se normalizan estos valores por la norma del vector $[a_x, a_y]$.
- Se genera el número de onda k según la expresión 1.13
- Se escoge un origen de la falla (x_0, y_0) en algún punto aleatorio dentro de la geometría.
- Se define la fase ϕ según la siguiente expresión:

$$\phi = \begin{cases} i(k_x x_0 + k_y y_0) & , k \leq k_c \\ i(k_x(\text{rand}(-L/2, L/2)) + k_y(\text{rand}(-W/2, W/2))) & , \end{cases} \quad (1.14)$$

Donde rand es un número aleatorio entre los valores indicados entre paréntesis. Esto que significa que para números de onda menores a k_c la fase se mantiene intacta, y para números de onda mayor se ingresa un ruido asociado a los largos característicos L y W .

- Se define la amplitud del espectro H como:

$$H = \frac{\Delta\sigma}{\mu k_c^3} \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^2} \quad (1.15)$$

- Se obtiene el desplazamiento ΔU usando la transformada inversa de Fourier a la expresión $H e^{\phi}$
- Se le agrega ruido blanco a ΔU con media en la desviación estándar del desplazamiento. Los valores que resulten en negativos se igualan a cero.
- Finalmente se escala el desplazamiento ΔU según la magnitud del sismo, para tener un momento sísmico acorde.

1.6.4. Inclusión del acoplamiento sísmico

La metodología descrita anteriormente si bien permite caracterizar de buena manera el potencial tsunamigénico de una región cualquiera, no toma en cuenta el estado de madurez actual de ella, por el contrario asume que toda la región definida tiene igual potencial sísmico, lo que es una suposición fuerte y no necesariamente cierta.

Una manera de tomar en cuenta cuáles son las zonas con mayor potencial sísmico es utilizando el acoplamiento como una medida de qué tan madura es una región con respecto a otra. Esto pues, como se mencionó anteriormente, los terremotos tienden a generarse en zonas con un nivel alto de acoplamiento[163] y son estas mismas regiones las más propensas a generar mayores deslizamientos co-sísmicos al momento de la ruptura[86].

Sin embargo, en la actualidad los modelos de acoplamiento no son del todo certeros, en el sentido que existen numerosos casos en los que grandes terremotos se emplazan en regiones medianamente acopladas en lugar de regiones cercanas que presentan mayores niveles de acoplamiento. Para ello sólo basta ver en donde se emplazan el terremoto de Illapel 2015 (Mw 8.3)[144][96][46] en comparación al modelo de Metois para la zona[101][99], y lo mismo para Pedernales, Ecuador 2016 (Mw 7.8)[65][179] con el modelo de Chlieh [20], ambos ocurriendo en lugares con acoplamiento medio en lugar de en zonas cercanas casi totalmente acopladas o con valores muy altos de este parámetro.

Esto nace del hecho que los modelos de acoplamiento sísmico definen sistemas intrínsecamente inestables, problema que debe ser resuelto con algún tipo de regularización que implica el suavizamiento de las familias de soluciones posibles[98][160], por lo que el detalle de cuáles regiones están más acopladas que otras no es robusto y depende fuertemente de las constantes utilizadas al momento de definir el problema, por ejemplo el suavizamiento (Ver por ejemplo Chlieh et al. 2014[20] y Metois et al. 2016[101]). Esto se ve evidenciado con la falta de resolución hacia la fosa, por falta de cobertura de estaciones en mar, ya que las estaciones se ubican en tierra[73], lo cual es contraproducente debido a que los deslizamientos cercanos a la fosa son los con mayor potencial para generar tsunamis. Sin embargo, lo más robusto de estos modelos es el acoplamiento promedio, ya que si bien no se tiene buena definición de los valores punto a punto del acoplamiento (o con grillas muy pequeñas) sí se tiene cierto grado de definición para la suma de todos los valores en una región, lo que se ve reflejado en valores promedio[98][21][101][99]. Tomando en cuenta éste último punto, utilizar la variación latitudinal del acoplamiento promedio se presenta como una buena alternativa, pero esto presupone que en la región existe un modelo de acoplamiento de buena calidad y que los datos estén disponibles, lo que no siempre será cierto, por lo que en algunas regiones esto simplemente no se podrá implementar.

Los requerimientos que esta metodología debe tener son:

- Se busca que el resultado final tenga una distribución latitudinal similar a la curva de acoplamiento promedio, por lo que no se constreñirá el resultado en longitud y el modelo podrá tener el slip repartido libremente en el ancho de la falla.
- En este mismo sentido, el modelo final no debe ser idéntico al modelo de acoplamiento, ya que esto es contraproducente a la hora de generar fallas estocásticas. El generar fallas estocásticas muy similares unas de otras evita que el análisis estadístico posterior sea significativo.
- Así mismo, se requiere que el modelo tenga la suficiente libertad para considerar slip en zonas con un acoplamiento no tan alto, esto para evitar que los modelos estén fuertemente sesgados por el acoplamiento sísmico, generando slip alto sólo en regiones altamente acopladas, y evitando totalmente que exista en zonas con acoplamiento bajo.

Para cumplir con estas necesidades es que se utilizará la curva de acoplamiento promedio latitudinal para modular el ruido estocástico a lo largo de la falla, el que es ingresado al modelo de ruptura posterior a su creación. Puesto a que como el modelo ya tiene cierta variabilidad previo a ingresarle el ruido, se podrán generar realizaciones estocásticas distintas unas de otra y sin embargo que éstas estén en armonía con el modelo de acoplamiento entregado.

En la siguiente figura se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos al utilizar un modelo de acoplamiento modular

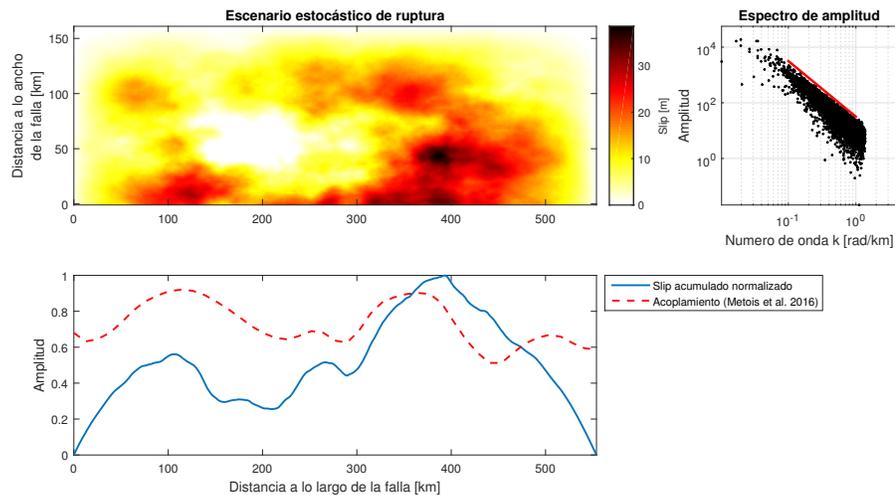


Figura 1.6: Escenario estocástico con modelo real de acoplamiento. **Arriba-izquierda:** Modelo de ruptura estocástico. **Abajo-izquierda:** En azul la dislocación cosísmica acumulada (en el ancho) del modelo a la izquierda y en rojo segmentado la función que modula el desplazamiento, correspondiente a una sección del modelo de acoplamiento de Metois et al. 2016. **Derecha:** En negro se tiene el espectro de amplitud del modelo de ruptura en función del número de onda radial k [rad/km], en rojo se aprecia un decaimiento del tipo k^{-2} .

1.7. Campo de deformación superficial

Si bien los terremotos ocurren en profundidad, su campo de deformación no está acotado solamente a la fuente al interior de la tierra, sino que éstos son capaces de generar deformaciones en la superficie. Dicha deformación puede ser estimada de diferentes maneras: numéricamente usando un modelo de velocidades, analíticamente usando ciertas suposiciones sobre el medio, simplificada si asumimos un sismo puntual, entre otras formas.

La manera más ampliamente usada para calcular la deformación superficial corresponde a emplear las ecuaciones de Okada en su trabajo de 1985[114]. Este modelo elástico supone una fuente puntual o una falla finita rectangular, ambas enterradas en profundidad en un semiespacio homogéneo e isotrópico, con mecanismos que pueden ser del tipo cizalle (*shear*), para modelar rupturas de terremotos, o bien como una fuente expansiva (*tensile*), para modelar rupturas del tipo *crack* o explosiones.

Esta metodología, si bien básica, permite obtener una muy buena aproximación en primer orden de la deformación superficial vertical y horizontal, a pesar de que se simplifique el modelo de tierra. Además, en general no se tienen modelos tridimensionales para la totalidad de la región sudamericana y los modelos disponibles son más bien locales, imposibilitando el uso de metodologías más complejas. Por otra parte el amplio uso de estas fórmulas nace del hecho que los modelos de fuente sísmica no son singulares, y siempre existen múltiples modelos capaces de explicar una misma deformación.

1.7.1. Cálculo de la deformación vertical y horizontal

Como se verá más adelante la condición inicial de la propagación de tsunamis se puede asumir como la deformación superficial vertical producida por un terremoto, sumado a la componente de advección horizontal. Esta última necesita de la componente de deformación superficial horizontal para ser calculada, por lo que ambas, la deformación vertical y horizontal, deben ser computadas.

La metodología usada para calcular las deformaciones consiste en usar un modelo de falla grillado, en el que cada subfalla tenga dimensiones de $2 \times 2 \text{ km}^2$, de manera tal que éstas sean lo suficientemente chicas para poder ser aproximadas por una ruptura puntual en el centro del plano descrito por la subfalla y así usar las fórmulas de Okada (1985)[114] para fallas puntuales. Esto permite ahorrar tiempo de cómputo debido a que la contribución de cada subfalla corresponde a una expresión analítica sencilla y la deformación total corresponde entonces a la suma de todas estas contribuciones.

1.7.2. Comparación entre modelo uniforme y estocástico

En este trabajo se estudiarán terremotos del tipo inverso (subducción), cuyo patrón típico de deformación se puede ver en la figura 1.7, donde también se pueden comparar las semejanzas y diferencias entre un modelo homogéneo (con bordes suavizados) y un modelo estocástico: En primer lugar el patrón común es de alzamiento sobre la ruptura y depresión en el lado opuesto al movimiento de la ruptura; el patrón de la dislocación uniforme es parejo sin mayores diferencias a lo largo de la ruptura, estas pequeñas variaciones nacen de la inclusión de una batimetría real para incluir la advección horizontal; el patrón estocástico tiene variaciones a lo largo del *strike* con alzamientos y depresiones altas en torno a las asperezas de la ruptura; finalmente el modelo uniforme tiene deformaciones superficiales muy inferiores a las producidas por el modelo aleatorio (máximos de 0.9 metros y 2.4 metros, respectivamente) a pesar de tener la misma magnitud, esto producto que el segundo modelo concentra el slip en parches y no a lo largo de toda la falla, produciendo dislocaciones mucho más grandes (~ 2 metros y ~ 8 metros, respectivamente).

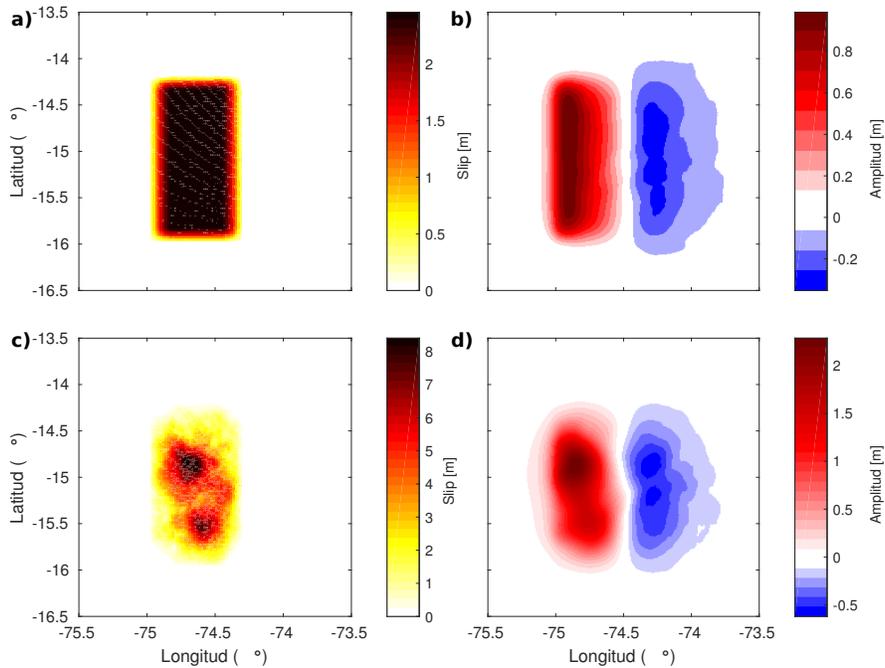


Figura 1.7: Modelos de ruptura y deformación superficial para un terremoto tipo inverso (*strike*: 0° , *dip*: 20° , *rake*: 90°) magnitud Mw 8.0 con 200 kilómetros de largo y 80 de ancho. **a)** y **b)** corresponden a un modelo del tipo homogéneo con bordes suavizados, mientras que **c)** y **d)** a un modelo estocástico.

1.7.3. Dominio de cómputo

En la práctica, calcular la deformación superficial producto de un sismo en todo el dominio de la simulación de tsunamis es un proceso computacionalmente caro, esto puesto que supone calcular el aporte de cada subfalla (cada terremoto tiene miles de ellas) en cada punto del dominio de tsunamis (del orden de millones). Además, la deformación superficial decae rápidamente en las lejanías de la ruptura, como se puede apreciar en la figura 1.7, donde a más de 1 grado de la ruptura ya sólo se ven contribuciones en torno a cero. Es por esto que se define un dominio de cómputo interior en el que se calculan realmente las deformaciones superficiales, dejándose en cero la deformación en el resto del dominio total, como se ve en la Figura 1.8.

El criterio usado será de dejar 1.5 a 2° de separación entre la falla y los bordes del dominio de cálculo, dependiendo del tamaño del sismo, ya que sismos de magnitud muy elevada ($M \sim 9$) pueden tener deformaciones más extensas.

La siguiente Figura muestra un ejemplo para Chile Central, en donde en blanco se tiene el dominio interior en donde se calculan las deformaciones de Okada y el dominio total en rojo, es la región en donde se calcula la modelación de tsunamis usando NEOWAVE.

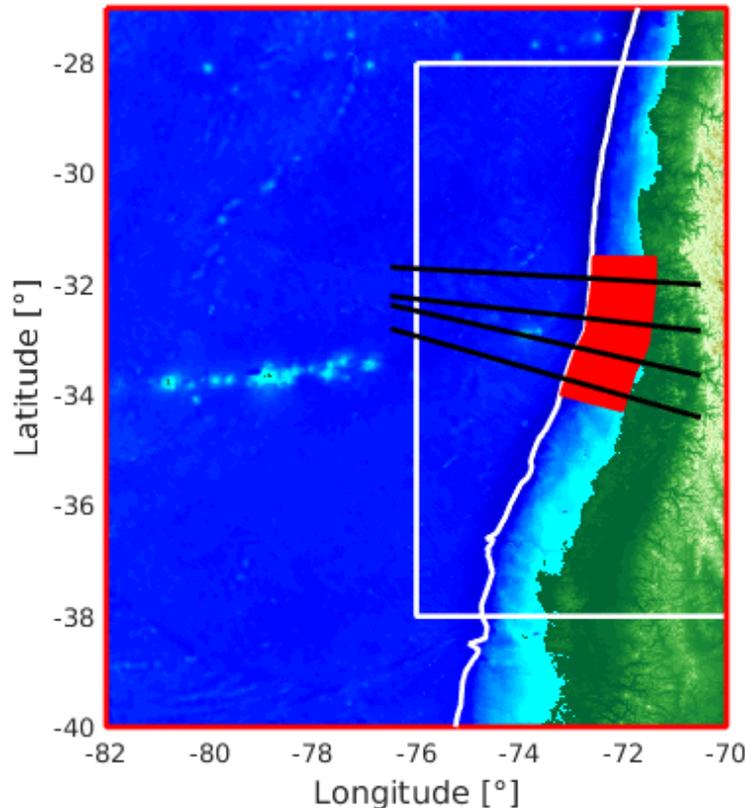


Figura 1.8: Esquema con los dominios de cálculo: Dominio interior en blanco y dominio total de modelamiento en rojo.

1.8. Modelamiento de tsunami regional

En esta tesis se estudiarán los tsunamis producidos nétamente por terremotos regionales, es decir los provocados por terremotos que ocurren en la placa de nazca sólamente y en particular el resultado buscado es el *runup* o altura de inundación.

Como se verá más adelante, incluso simplificando el problema de la propagación del tsunami se obtienen ecuaciones no lineales por lo que lo que se hace muy complejo tener una idea de qué tanto puede afectar un tsunami a una región en particular y es por esto que las simulaciones numéricas son usadas en este tipo de estudio como herramienta para cuantificar el problema.

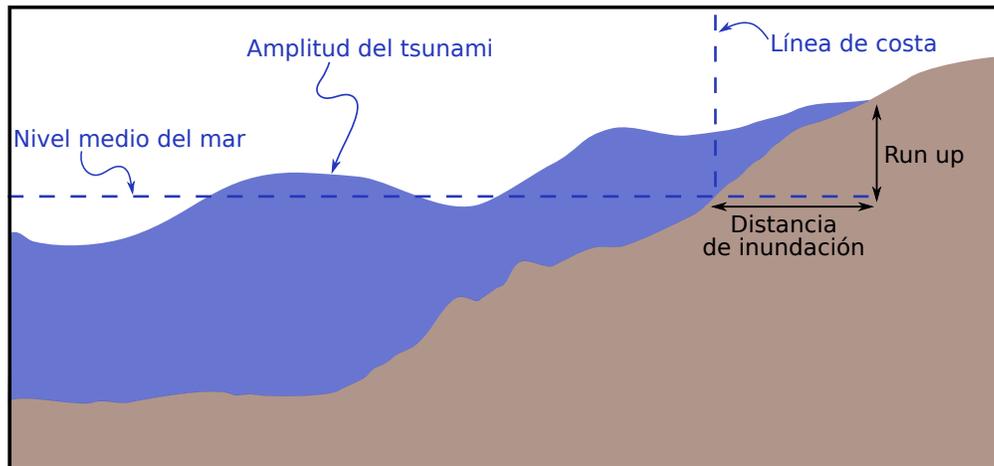


Figura 1.9: Esquema de la inundación por tsunami.

Finalmente, es importante comprender que en el estudio de peligro de tsunami no son sólo los terremotos regionales (o que ocurren en la misma costa chilena) los que son capaces de generar daños locales de tsunami, si no que además hay que tener presente que los tsunamis que ocurren a grandes distancias, o en el denominado campo lejano, pueden dañar las costas chilenas. Ejemplo de esto es el caso del terremoto de Tohoku en 2011, donde un terremoto magnitud Mw 9.1 a más de 17.000 km de distancia generó un tsunami que llegó a las costas chilenas más de 20 horas luego de ocurrido el evento principal[55]. Este fenómeno, denominado tsunami transoceánico, se produce debido a que las ondas de tsunami tienen muy poca pérdida energética en su paso por el océano, por lo que sismos producidos a lo largo de todo el Pacífico tienen el potencial de afectarnos, especialmente Japón por su ubicación geométrica con respecto a Chile. El estudio de tsunamis transoceánicos se puede realizar de manera probabilística asumiendo una tasa de ocurrencia de sismos en el pacífico y/o utilizando simulaciones numéricas[51][54][118].

Más aún, los terremotos de subducción no son los únicos capaces de formar tsunamis. Otro tipo de generación es la que se produce cuando grandes masas de material (sea roca, hielo, fluidos, etc) ingresan de manera repentina a la superficie del agua generando los denominados tsunamis por deslizamiento. Este tipo de catástrofes tienen el potencial de ser igual o incluso más destructivas que un tsunami por subducción. Ejemplos de esto es el tsunami en el Fiordo de Aysén en 2007 con olas de más de 6 metros[88][153] producidas luego de una seguidilla de sismos, siendo el máximo de ellos de magnitud 6.1, que generó el desprendimiento de un

cerro y su entrada al agua. Este tipo de eventos tiene un efecto nétamente local, aledaño a la entrada de material al agua, y por lo general tiene amplitudes muy superiores a los tsunamis de subducción, siendo el caso más emblemático el tsunami ocurrido en Bahía Lituya en 1958 con más de 520 metros de altura de inundación[103]. El estudio de tsunamis por deslizamiento requiere emplear una metodología totalmente a la descrita en este trabajo, usando no sólo datos geológicos para determinar la cantidad de flujo de material esperable en una zona dada, si no que además el uso de modelos numéricos que permitan modelar el ingreso de dicho fluido al agua, cambiando la batimetría en cada momento.

1.8.1. Marco teórico de la propagación de tsunamis

Existen diversas maneras de describir el movimiento local de un fluido dependiendo de su viscosidad, turbulencia, profundidad y otras variables. Entender este tipo de problemas requiere por lo general resolver sistemas de ecuaciones muy complejos, lo que requiere el uso de matemática muy compleja o modelos numéricos avanzados. Sin embargo, este tipo de problemas pueden ser simplificados al hacer algunas simplificaciones considerando que el fluido en cuestión es agua salada para el caso de la modelación de tsunamis.

Ecuación de movimiento

Para un fluido no viscoso que satisface las ecuaciones de Euler, las ecuaciones de movimiento que rigen su flujo están dadas como sigue:

$$\rho \left(\frac{\partial}{\partial t} + u \cdot \nabla \right) u + \nabla p + \rho g \hat{k} = 0, \quad (1.16)$$

en donde la expresión $\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \cdot \nabla \right)$ corresponde a la derivada material, ρ representa la densidad del agua marina, la cual no es constante y depende de su posición en la columna de agua y su temperatura, u el campo de velocidad, p el campo de presión y g la gravedad terrestre que para este tipo de cálculos se asume homogénea.

Además se asumirá que el agua se comporta como fluido incompresible, por lo que también se tiene que:

$$\nabla \cdot u = 0 \quad (1.17)$$

Variables físicas

Se utiliza el sistema de referencia mostrado en la Figura 1.10, en el cual se tiene un sistema tridimensional ordenado con z apuntando hacia arriba y con $z = 0$ en el nivel medio del mar (n.m.m.). Por otra parte se tiene la variable $\eta(x, y, t)$ que describe la variación en amplitud del agua sobre el n.m.m. que representa la variable de interés, y $h(x, y)$ que representa la batimetría.

Para integrar la generación de tsunami por un terremoto es que se incluye la variable $\zeta(x, y, t)$, la cual representa una variación en el fondo oceánico que por este momento no tiene forma definida ni en el espacio o tiempo.

Para encontrar las ecuaciones que gobiernan el sistema se deben incluir dos condiciones de borde:

$$z = \eta(x, y, t) \quad (1.18)$$

$$z = -h(x, y) + \zeta(x, y, t) \quad (1.19)$$

La primera corresponde a la condición de borde en la superficie del agua y la segunda a la condición en el fondo oceánico.

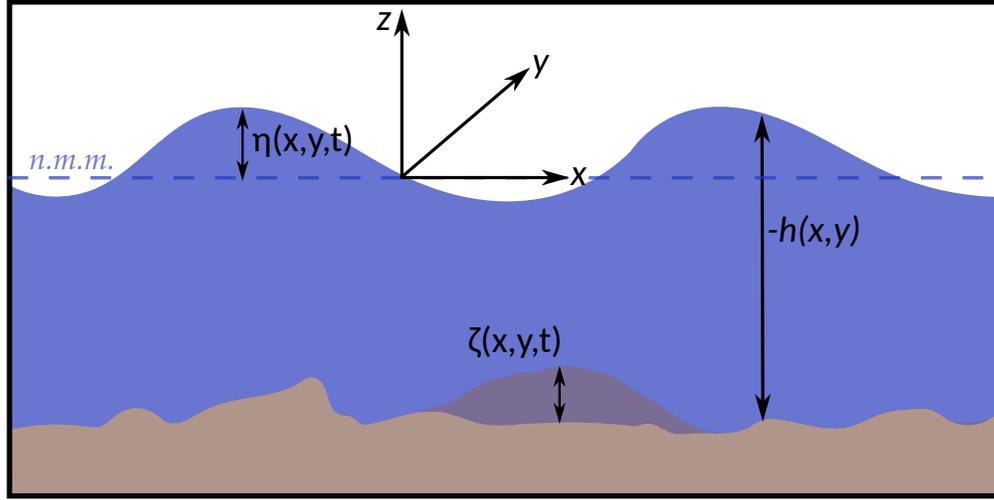


Figura 1.10: Esquema de las variables físicas en la teoría clásica de tsunami.

Aplicando derivada material a la ecuación 1.18 y recordando que $u = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$ se obtiene la siguiente expresión:

$$w(x, y, \eta) = \eta_t + u(x, y, \eta)\eta_x + v(x, y, \eta)\eta_y \quad (1.20)$$

Ahora bien, en el fondo oceánico también se aplica la derivada material y se obtiene la siguiente expresión:

$$w(x, y, -h + \zeta) = \zeta_t + u \cdot (-h + \eta)_x - v \cdot (-h + \eta)_y \quad (1.21)$$

Shallow water equations o ecuaciones de aguas someras

Bajo el supuesto de velocidades horizontales (u y v) independientes, así como también una presión hidrostática (i.e. aumento lineal por profundidad) se obtiene el sistema de ecuaciones de aguas someras o *shallow water equations* que describen el movimiento del agua para la generación de un tsunami. Estas ecuaciones se obtienen si tomamos la ecuación 1.17 e integramos desde el fondo marino hasta la superficie del agua y finalmente juntamos el resultado obtenido con las condiciones de borde.

El sistema de *shallow water equations* es el que sigue:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}((\eta + h)u) + \frac{\partial}{\partial y}((\eta + h)v) &= 0 \end{aligned} \quad (1.22)$$

Un punto muy importante es que el sistema que se obtiene luego de todas las simplificaciones utilizadas es uno no lineal y acoplado. En términos prácticos esto significa que por ejemplo si tenemos dos terremotos y uno genera el doble de deformación que el otro, el tsunami generado no tiene por qué ser el doble de grande, pudiendo ser mayor o menor. El acoplamiento de las variables por su parte también aumenta la dificultad a la hora de resolver el sistema.

Sistema de ecuaciones no hidrostático integrado en profundidad

En el caso de no utilizar una presión hidrostática el sistema se complejiza, puesto que es esta simplificación la que permite obtener el sistema anterior.

Yamazaki[178] demostró que a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido incompresible es posible llegar a un sistema análogo al de las *shallow water equations* en el caso de presión no hidrostática:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{2} \frac{1}{\rho} \frac{\partial q}{\partial x} - \frac{1}{2} \frac{q}{D \rho} \frac{\partial}{\partial x} (\zeta - h) - n^2 \frac{g}{D^{1/3}} \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho D} \\
 \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{2} \frac{1}{\rho} \frac{\partial q}{\partial y} - \frac{1}{2} \frac{q}{D \rho} \frac{\partial}{\partial y} (\zeta - h) - n^2 \frac{g}{D^{1/3}} \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{\rho D} \\
 \frac{\partial W}{\partial t} &= \frac{q}{\rho D} \\
 \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(UD)}{\partial x} + \frac{\partial(VD)}{\partial y} &= 0
 \end{aligned} \tag{1.23}$$

Este sistema es conocido como el *Depth integrated, non-hydrostatic equations* o sistema de ecuaciones no hidrostático integrado en profundidad. En este sistema U , V y W son las velocidades promediadas en profundidad (u, v y w), ζ es la elevación del agua por sobre el n.m.m., q representa a la presión no hidrostática, D es la profundidad de flujo ($D = \zeta + h$) y n es el coeficiente de rugosidad de Manning que para el caso de tsunamis es comunmente usado un valor de 0.025 determinado por Kotani[83].

La ventaja de este sistema de ecuaciones frente al modelo de aguas someras es que el último es no conservativo, lo que resulta en pérdida de volumen y disipación de energía.

Condicion inicial: Propagacion activa y pasiva

Como se ha visto anteriormente el sistema no lineal acoplado de la propagación de tsunamis está completamente definido salvo por la condición inicial, que depende netamente de la variable $\zeta(x, y, t)$ y principalmente en su comportamiento temporal. Existen dos maneras de abordar el problema de condición inicial: la propagación activa y pasiva.

En la primera se asume que el fondo oceánico se mueve en el tiempo siguiendo la deformación provocada por el terremoto, mientras que en la generación pasiva la deformación en el fondo oceánico se traslada directamente a la superficie libre del agua.

La propagación activa es la manera de abordar el problema que tiene más sentido físico, al menos intuitivamente y, sin embargo, ambas formas de abordar el problema son relativamente equivalentes. Kervella[80] mostró que existen diferencias entre las formas de onda en el agua formadas por estos dos tipos de mecanismos, pero como se puede ver en la figura 1.11 estas diferencias son mínimas y la forma de onda se conserva de buena manera.

Este fenómeno se debe a que la columna de agua sobre la deformación del fondo actúa como un filtro pasa bajo, de manera tal que las frecuencias altas se atenúan en la solución de fondo móvil (activa) y sólo la deformación de gran número de onda se mantiene intacta hacia la superficie marina, haciendo que las dos formas de abordar el problema sean muy similares.

Dado a que el tiempo total de ruptura de un terremoto típico ($\sim 100-200s$) es inferior al periodo de onda que se propaga en el agua ($>1000s$), es que es posible entender que la propagación de la deformación producida por un terremoto hacia la superficie marina puede ser asumida como instantánea.

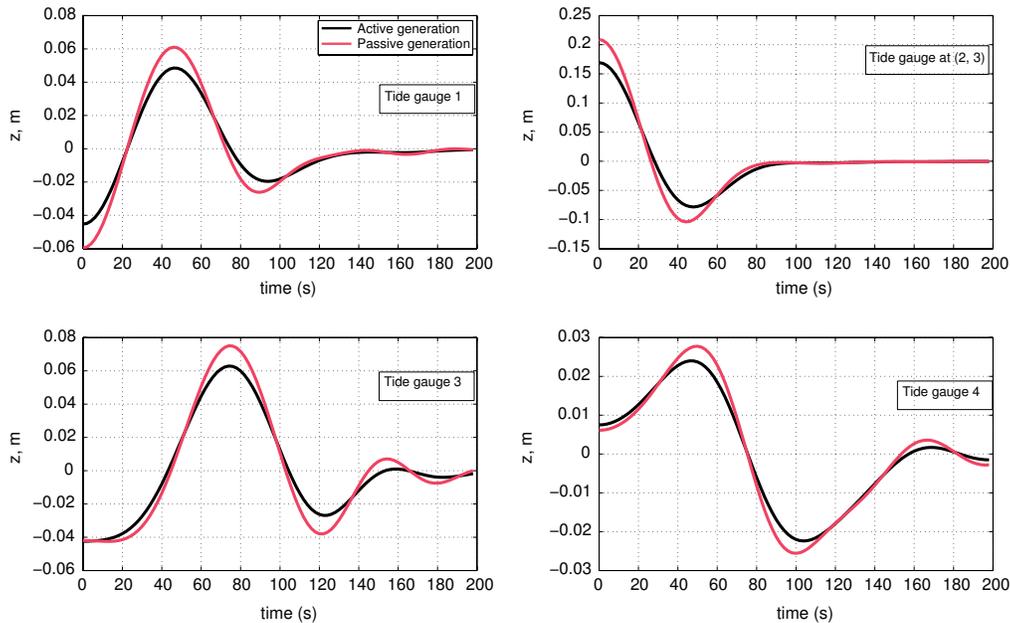


Figura 1.11: Comparacion de forma de onda en el agua para generaciones pasivas y activas. Modificado de Kervella et al. 2007[80].

Advección horizontal

Si bien se determinó en la sección anterior que la condición inicial de un tsunami puede ser considerada como la deformación vertical producida por un terremoto en el fondo marino, como se aprecia en la Figura 1.11a, esto deja afuera la contribución que pudiese tener el movimiento horizontal de grandes estructuras submarinas en la generación de un tsunami, como se aprecia en la Figura 1.11b.

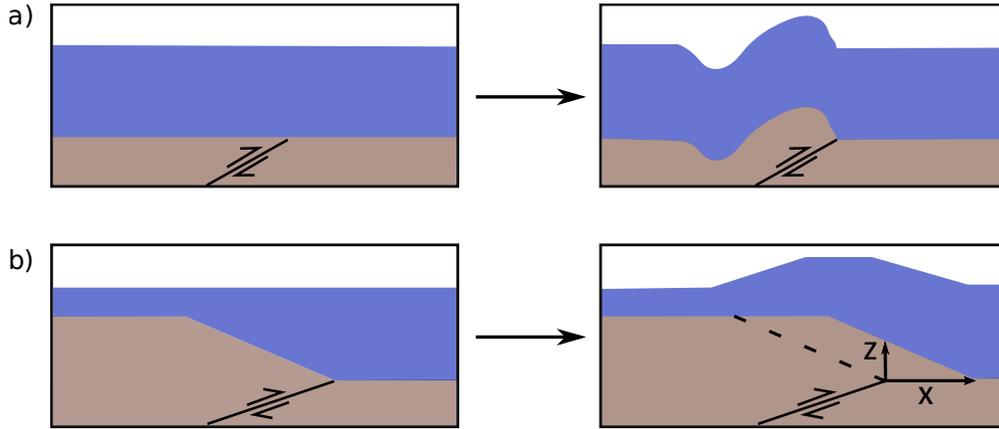


Figura 1.12: Diferentes génesis de un tsunami. **a)** Generación por deformación vertical. **a)** Generación por advección horizontal. Adaptado de Tanioka & Satake (1996)[159].

Tanioka & Satake[159] estudiaron este problema y establecieron una metodología para incluir este fenómeno en la simulación de tsunamis. Este tipo de fenómeno se conoce como advección y el resultado final del estudio se aprecia en la siguiente ecuación:

$$u_h = u_x \frac{\partial H}{\partial x} + u_y \frac{\partial H}{\partial y}, \quad (1.24)$$

donde u_h representa la variación vertical de la columna de agua debido a las deformaciones horizontales u_x y u_y . Por otra parte H representa la profundidad del fondo oceánico o la batimetría en otras palabras. Una observación importante es que los autores consideran a u_h positivo hacia arriba y H positivo hacia abajo, por lo que al momento de implementar esta fórmula se debe tener precaución.

Este fenómeno se implementa fácilmente, usando la batimetría para la modelación del tsunami y calculando sus derivadas espaciales de manera numérica, cuidando de suavizar previamente la batimetría para evitar artefactos. Este suavizamiento no tiene mayores problemas ya que busca eliminar elementos de alta frecuencia que como se vió anteriormente son invisibles ante la propagación de un tsunami (fenómeno de onda larga).

Por último el resultado de las derivadas espaciales se multiplica por las deformaciones horizontales y se suma a la deformación vertical, siendo este cómputo final la condición inicial del problema de modelación numérica de tsunami.

1.8.2. Modelamiento numérico utilizando NEOWAVE

La modelación numérica del tsunami se lleva a cabo utilizando NEOWAVE, cuyas siglas vienen del inglés *Non-hydrostatic Evolution of Ocean WAVES*. Este programa desarrollado por Yamazaki[178][176] resuelve el sistema de ecuaciones no hidrostático integrado en profundidad (ver Ecuaciones 1.23) para simular la evolución de un tsunami desde su generación, propagación e inundación. Este programa considera dispersión de onda, ruptura de olas, propagación de ola de marea (*bore propagation*), simulaciones anilladas, entre otros.

Este programa ya ha sido usado existosamente en simulaciones de tsunamis para estudios sísmicos y también de caracterización de peligro: Lay[87] usó NEOWAVE para estudiar el tsunami del terremoto de Tohoku Mw 9.1 en 2011; el mismo evento fue estudiado por Yamazaki[177] para verificar su modelo numérico y analizar un efecto de resonancia en la costa de Honolulu; el terremoto de Mentawai Mw 7.9 en fue estudiado por Lay[85], esta vez un terremoto lento; y, probablemente el ejemplo más importante, fue usado por Ruiz[142] para caracterizar el peligro tsunamigénico en el norte chileno.

Descripción del programa y dominios de cómputo

NEOWAVE utiliza un algoritmo de diferencias finitas para resolver el sistema no lineal acoplado para el movimiento del agua. Su código está en el lenguaje computacional Fortran lo que garantiza la eficiencia al utilizar librerías optimizadas para cálculos matemáticos en matrices y otras operaciones complejas[131].

Condición de Courant

Dependiendo de la resolución utilizada, tanto en el espacio como en el tiempo, el problema de resolver el flujo marino puede ser altamente inestable. Esto nace del esquema utilizado para resolver el sistema de ecuaciones no lineales, ya que como se explica en los trabajos de Courant et al. [30][31], a medida que el grillado tiende a cero, es decir aumentamos la resolución de la solución, nace una inestabilidad inherente a los problemas de ecuaciones diferenciales.

La manera intuitiva de entender esta condición es la siguiente: Si queremos simular una onda de tsunami moviéndose por una grilla discreta, el intervalo de tiempo utilizado para calcular la posición de esta onda tiene que ser menor que el tiempo que le toma a esta onda avanzar de un punto de la grilla o uno adyacente. En otras palabras, la onda no puede moverse más rápido de lo que la puedo calcular. Para garantizar la estabilidad del sistema se debe respetar la condición de Courant-Friedrichs-Lewy (nombrada de esta manera por los 3 autores que la establecieron):

$$\frac{v_{max}\Delta t}{\Delta x} = \frac{\sqrt{gh_{max}}\Delta t}{\Delta x} \leq C_{max} \quad (1.25)$$

En el caso de un tsunami, la velocidad máxima v_{max} de la propagación se dará en la profundidad máxima h_{max} (recordar que $v_{tsunami} = \sqrt{gh}$). Tanto Δx como Δt representan el largo del intervalo usado espacial y temporal, respetivamente. Finalmente, C_{max} , depende

nétamente del método utilizado para resolver la ecuación discretizada y por lo general se utiliza un valor cercano o igual a 1.

NEOWAVE es áltamente inestable, esto pues resuelve un problema no lineal con un esquema de diferencias finitas, por lo que en general se utiliza un valor para C_{max} muy inferior a 1. Este valor depende del lugar de simulación, ya que la profundidad máxima está asociada a la fosa de subducción y ésta varía a lo largo de la subducción Nazca-Sudamericana. En Chile, frente a la península de Mejillones se tiene el punto más profundo de la fosa en torno a los 23°S con un valor en torno a los 8 km .

Para un grillado de 30 segundos de arco ($\sim 925m$), usando una gravedad de $9,8\frac{m}{s^2}$, y un valor de 0.3 para C_{max} se tiene que un espaciado de 1 segundo garantiza la estabilidad del sistema, sin embargo algunas simulaciones particulares tienden a presentar inestabilidad para las cuales se utiliza una condición de 0.15 y un espaciado temporal de 0.5 segundos. No se utiliza un espaciado de 0.5 segundos para todas las simulaciones ya que eso aumenta al doble el tiempo de cálculo y el tamaño de los archivos generados por NEOWAVE.

1.9. Estudio estadístico y caracterización del runup

1.9.1. Ley de Plafker

Plafker en 1997[125] propuso una conjetura, en que el máximo *runup* de un tsunami es cuando mucho del orden del máximo deslizamiento del terremoto que lo genera, o sea que existe una relación lineal del tipo:

$$\Delta u \propto \mathcal{R} \quad (1.26)$$

Esta relación es conocida como la ley o conjetura de Plafker (*Plafker's law* o *Plafker's rule of thumb*).

En 2004 Okal & Synolakis[117] comprobaron numéricamente esta relación utilizando simulaciones de tsunami para diferentes modelos de fuente, también lo comprobó experimentalmente Rosenau et al. en 2010 [138] con simulaciones análogas en laboratorio.

De modo que una manera de comprobar la veracidad física de las simulaciones es verificar que cumplan esta relación matemática o, dicho de otro modo, esta relación nos indica qué tan realistas son las simulaciones que se realizan.

1.9.2. Escalamiento del área de inundación con la magnitud

Se verifica también que el tamaño promedio del área inundada escale con la magnitud del sismo, para esto definimos como área inundada a la región del campo cercano (en este caso 1° de distancia desde la fuente) bajo la curva del run-up (ver Figura 1.13) normalizado por el largo de dicha área.

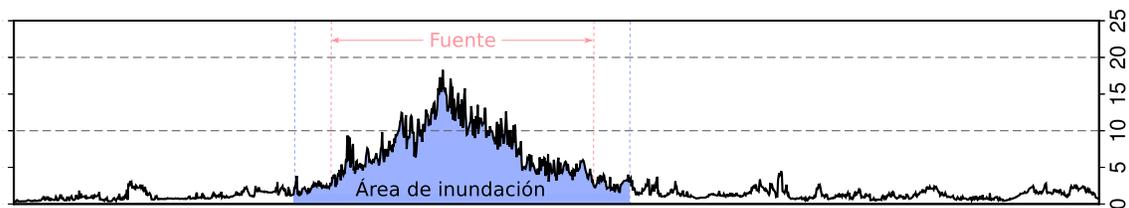


Figura 1.13: Área de Inundación del Tsunami definida como el área bajo la curva de run-up a 1° de distancia de la fuente.

1.9.3. Distribuciones de probabilidad

Se utilizan los datos latitudinales obtenidos para el run up para a su vez obtener una pseudo distribución de probabilidad. El proceso se basa en aplicar un histograma 2D a la totalidad de las distribuciones de run up en cada zona de subducción: Se toman los datos de run up obtenidos para cada región por separado y se verifica cuántas simulaciones están dentro de un rango de altura (cada 0.5 metros) para cada latitud, de manera que al normalizar por el total de las simulaciones realizadas (en este caso 100) se obtiene el porcentaje de simulaciones que caen en esta región o una probabilidad empírica de ocurrencia para este run up en esta latitud. De modo tal que se puede construir un mapa de calor en donde los valores más altos o con colores más calidos indicarían los escenarios más probables para una latitud y altura de run up dada.

Con estos datos también se pueden construir curvas de probabilidad de excedencia, si sumamos acumulativamente sobre la altura del run up manteniendo la latitud fija. La probabilidad de excedencia $P(R \geq X)$ en este caso indicará cuál es la probabilidad de obtener una inundación vertical R de a lo menos X metros, o sea, cuántos casos existen en que el run up es X metros o más.

Capítulo 2

Fase W

Como se introdujo anteriormente, la fase W es actualmente el estándar en cuanto a inversión de mecanismos focales para alerta temprana en caso de tsunamis.

2.1. Energía y Patrón de Radiación

Alguno de los puntos técnicos importantes a entender en cuanto a la fase W tienen que ver en: la energía que radía un terremoto y en cómo se reparte ésta. Con respecto a lo primero se puede analizar un espectrograma de un registro sísmico para observar la fase W y entender de mejor manera la energía que usa para la inversión del mecanismo focal, con respecto al segundo punto, para entender cómo se reparte la energía de un terremoto se puede estudiar el patrón de radiación de la fase W.

2.1.1. Energía de la fase W

Para analizar la energía de la fase W en primera instancia se observa cómo se reparte la energía de un registro sísmico cualquiera, en este caso corresponde al registro sísmico de la estación VA01 para el terremoto de Melinka 2016 a unos 10.5° de distancia. Como se aprecia de la Figura 2.1, la mayor parte de la energía del registro sísmico se encuentra concentrada en las ondas superficiales, que llegan posterior a la llegada de las ondas P y S, en torno a los 300 segundos, lo que se aprecia en el espectrograma del centro en donde los mayores peaks de energía están entre los 250 segundos en adelante. Sin embargo, si filtramos el registro en bajas frecuencias podemos ver que una parte considerable de la energía se encuentra entre la llegada de la onda P y S, lo que corresponde a la fase W. A pesar de ser proporcionalmente menor a la energía de otro tipo de ondas podemos ver que es fácilmente identificable, y llega antes que las ondas superficiales evitando el traslape de esta energía, lo que posibilita la inversión de esta onda de manera relativamente sencilla.

2.1.2. Patrón de radiación

En cuanto al patrón de radiación de la fase W se pueden observar algunos ejemplos para terremotos de gran magnitud en el mundo y Chile, en específico: Sumatra 2004 (Mw 9.1),

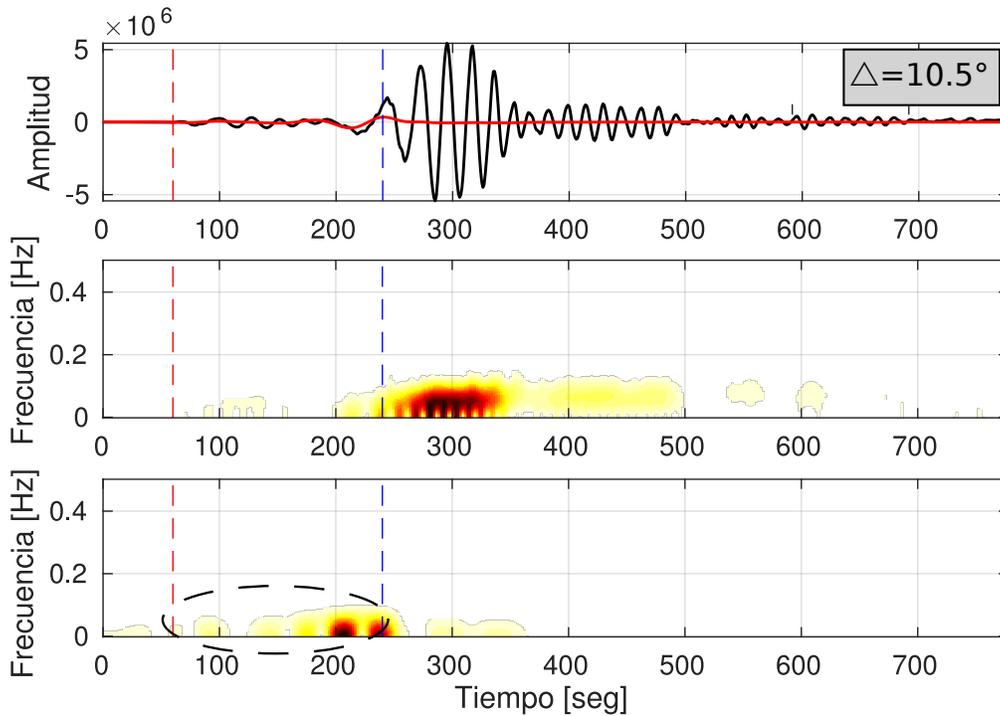


Figura 2.1: Espectrograma del terremoto de Melinka. **Arriba:** En negro el registro en estación VA01 para el terremoto de Melinka, en rojo el registro filtrado en el rango de la fase W. **Centro:** Espectrograma del registro. **Abajo:** Espectrograma del registro filtrado en el rango de la fase W.

Maule 2010 (Mw 8.8), Tohoku 2011 (Mw 9.1) e Illapel 2015 (Mw 8.3). En la figura 4.4 se aprecian gráficos radiales con el patrón de radiación observado en la red de estaciones global, en los que se observa que las mayores amplitudes (color azul o rojo) están alineados en dos lóbulos similar al patrón de radiación de una onda Rayleigh[77], sin embargo no se observa ningún otro patrón en cuanto a la distancia epicentral (distancia radial en el gráfico), tampoco con respecto al cambio de signo de la onda (azul vs rojo), lo cual podría haber tenido mayor información respecto a la forma de ruptura, por ejemplo podría contener alguna información con respecto a la directividad de la ruptura.

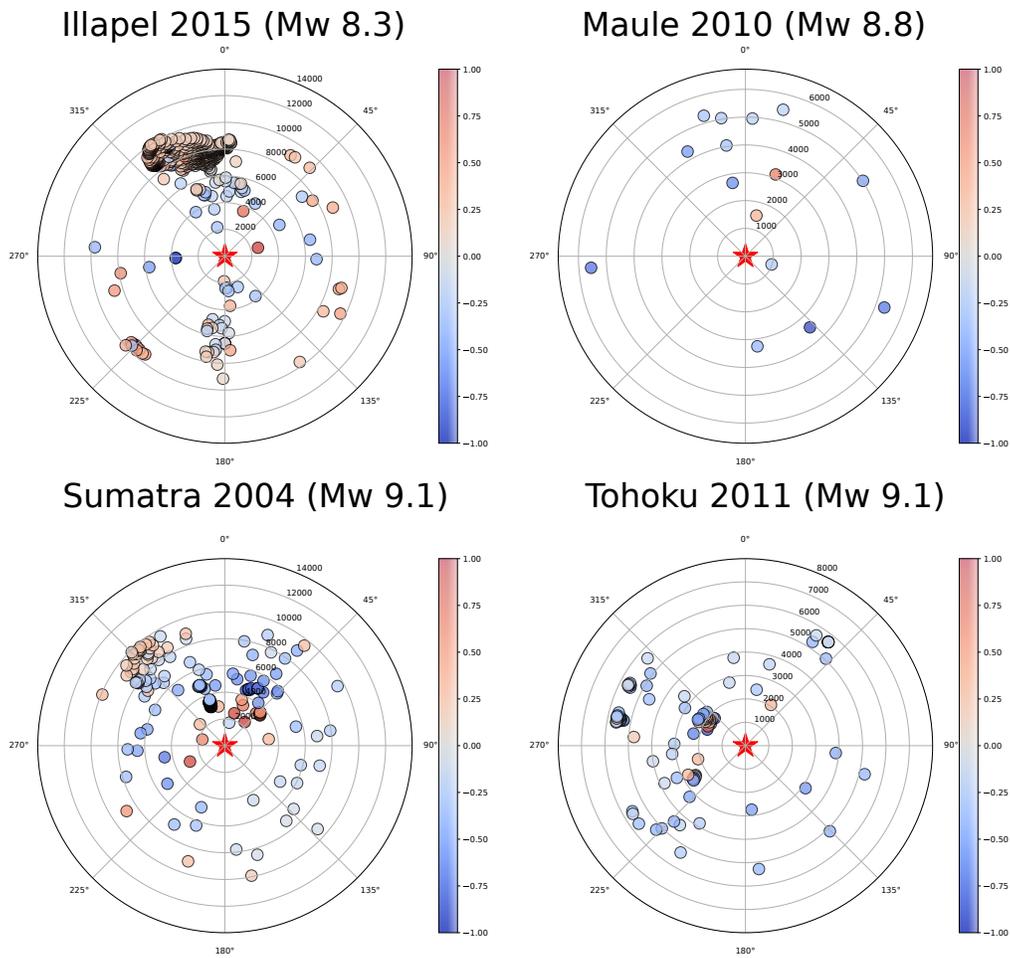


Figura 2.2: Patrón de radiación de la fase W para los dos más grandes terremotos chilenos de la década y dos grandes terremotos en el mundo.

2.2. Caso chileno

En el caso chileno, la fase W se utiliza como un método de inversión a distancias regionales menores a 12° de distancia, a diferencia de otras instituciones (e.g. USGS) en las cuales se utilizan datos a distancias telesísmicas. Esto tiene algunas implicancias que se analizan en lo siguiente.

2.2.1. Centro Sismológico Nacional

El Centro Sismológico Nacional (antiguamente Servicio Sismológico Nacional) el 2010 luego del terremoto del Maule, comienza una etapa de fortalecimiento de la red sismológica pasando de 36 en 2010 a más de 100 en la actualidad (ver Figura 2.4). Esto va de la mano con la implementación de la fase W como un mecanismo de inversión rápido del tensor de momento por Sebastián Riquelme como parte de su tesis de Magíster.

2.2.2. Caso regional

En el caso de utilizar registros a distancias cortas (entre 5 a 12°) se tiene que el tiempo respuesta debe ser muy corto, en este caso el Centro Sismológico debe obtener una primera aproximación a la magnitud y mecanismo del sismo tan solo a 5 minutos de que este ocurre, para poder tener una respuesta correcta de los organismos gubernamentales a cargo de organizar la evacuación en caso de que el sismo presente una amenaza de tsunami.

Para analizar este problema de respuesta rápida tenemos que tener en cuenta dos puntos: ¿Cuánto se demora en llegar la onda a una estación? y por otra parte ¿Cuánto tiempo debe pasar desde que llega la onda hasta que esta estación es utilizable para la inversión?. Sabemos que la fase W llega entre las ondas P y S, por lo que el tiempo de llegada está dado por el tiempo de llegada de la onda P y en distancias regionales se utiliza un *delta* de tiempo pasado de la onda P dado por 15 segundos por cada grado de distancia radial ($15 \times \Delta$), para distancias regionales por otra parte se utiliza una ventana fija de 180 segundos tras la llegada de la onda P (ver Figura 2.3).

En terminos prácticos, una estación, que está a aproximadamente 8.6° de distancia desde la fuente, puede ser utilizada para la inversión luego de 300 segundos, es decir la onda P tarda unos 120 segundos en llegar a la estación y dada la ventana fija de 180 segundos se tiene que esta es la mayor distancia a la que se pueden utilizar estaciones si se quiere una solución en los primeros 5 minutos, la distancia real es menor si se considera el tiempo de cómputo de la fase W, el cual es pequeño por lo que se aproxima a cero en este cálculo.

Otra de las dificultades de utilizar una red de estaciones locales para la inversión de fase W es la de tener una buena cobertura azimutal para el sismo que ocurre. En el caso específico de Chile esto es un problema realmente difícil puesto que para un terremoto tsunamigénico que ocurre en la costa, todas las estaciones estarán hacia el Oeste en el continente, salvo Juan Fernández e Isla de Pascua, por lo que las soluciones encontradas tienen este sesgo en ellas y en teoría contienen una mayor incertidumbre que las obtenidas por instituciones que utilizan registros telesísmicos.

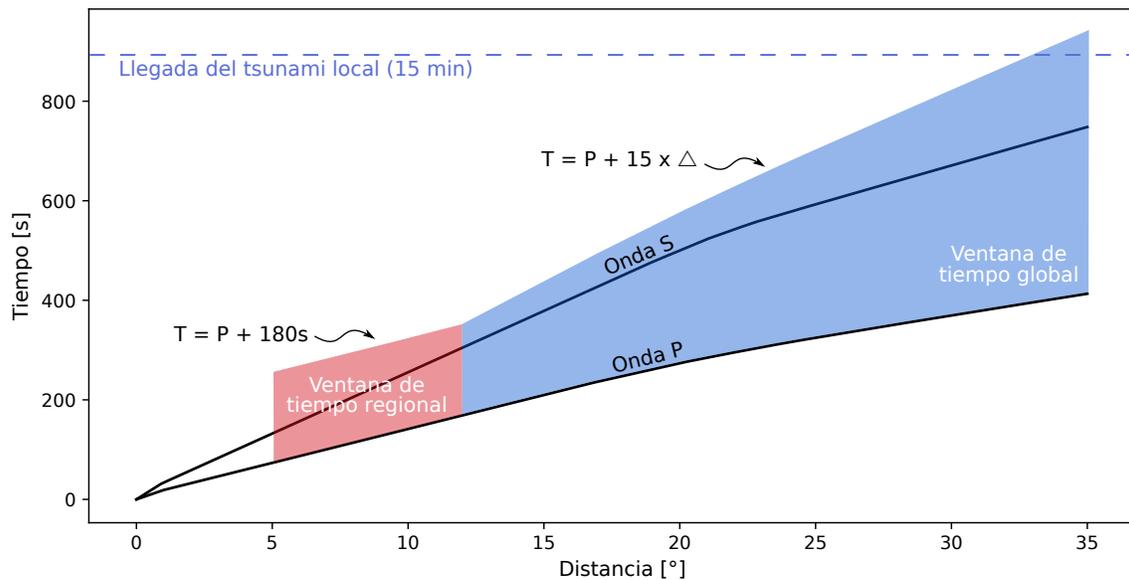


Figura 2.3: Ventana de tiempo de la Fase W para el caso regional (rojo) y el caso global (azul).

2.2.3. Red de estaciones y su evolución

Como se mencionó anteriormente la red de estaciones del CSN (ver Figura 2.4) comenzó a expandirse a lo largo de los años posteriormente al 2010 con el terremoto del Maule, y es en 2013 cuando comienza realmente a verse un aumento en el número de las estaciones y en consecuencia al número de eventos que se pueden invertir usando este método (ver Figura 2.5).

Como se aprecia en la Figura 2.4, la mayor parte de las estaciones corresponden a estaciones instaladas en el Norte Chileno y en la zona Central, sin embargo Chile continental tiene cobertura en su totalidad, e incluso existen estaciones en el Archipiélago de Juan Fernández y la Isla de Pascua. La mayor densidad de estaciones en el Centro probablemente responde a una mayor densidad poblacional en el área y el área del norte chileno corresponde a una red previa al terremoto de Iquique 2014 debido a que ésta región había sido identificada como un gap altamente maduro en el pasado y existía mucha anticipación nacional e internacional en cuanto a lo que pudiese ocurrir en esta región.

Si bien la cobertura de estaciones en Chile se puede considerar bastante buena, sobretodo si se considera la pobre cobertura que existía hace menos de una década, como se explicará en la siguiente sección, una cobertura más densa a lo largo de regiones poco sísmicas o incluso en países aledaños puede mejorar el tiempo de respuesta y la calidad de las soluciones obtenidas.

2.2.4. Desempeño de la red

Para estudiar el desempeño de la red sísmica ante un terremoto, se utiliza un modelo simple de respuesta ante un evento hipotético:

- En primer lugar se simula la ocurrencia de un evento con hipocentro en algún punto de la

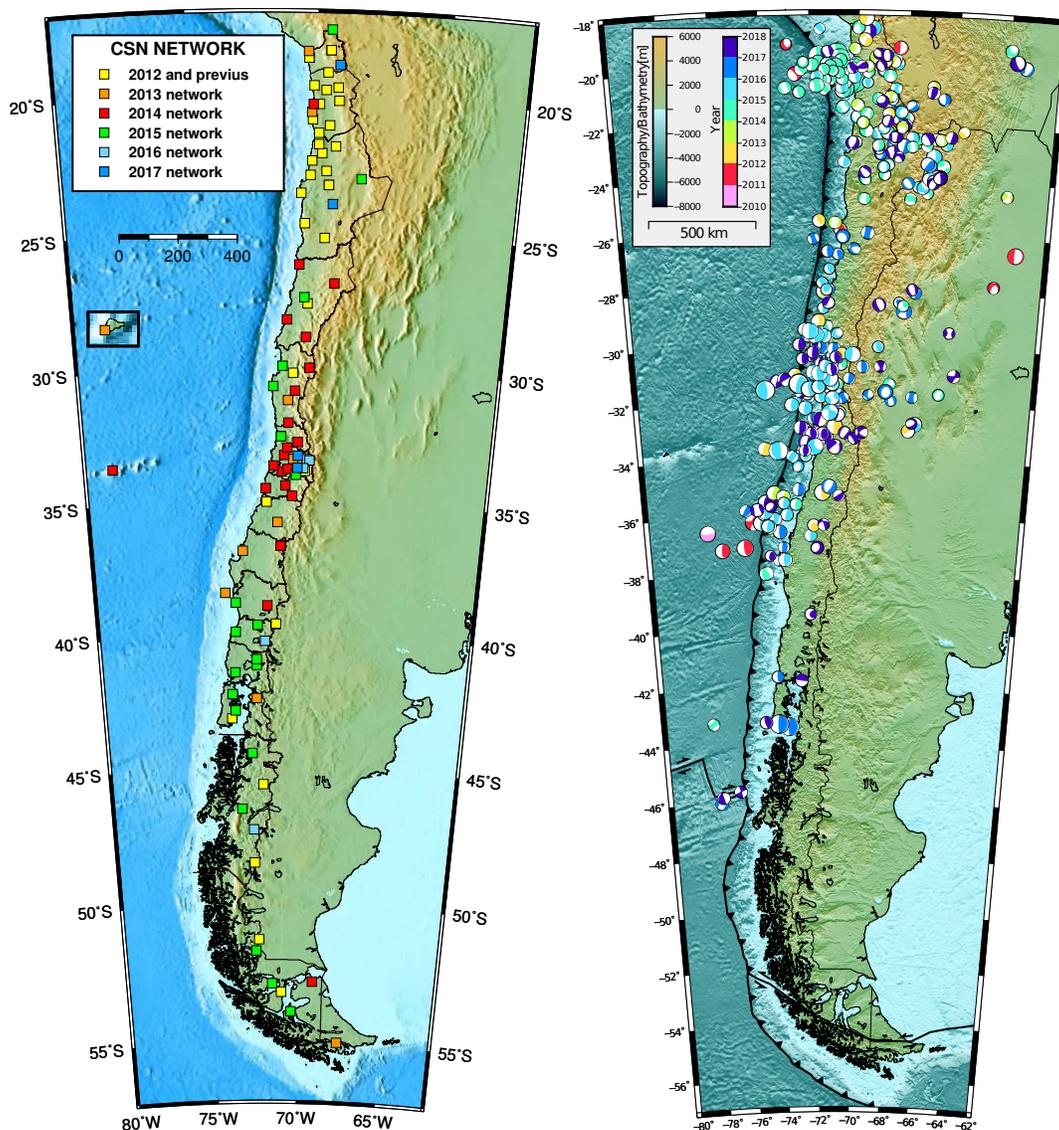


Figura 2.4: Red de estaciones del CSN y su evolución en el tiempo, y terremotos con mecanismos focales de la sismicidad registrada a lo largo de la última década.

subducción, para ello se utiliza el Slab 2.0 como geometría de referencia en los primeros 50 kms de profundidad, lo que se considera como eventos posiblemente tsunamigénicos.

- Para cada uno de estos eventos se calcula el tiempo de llegada de la onda P en cada una de las estaciones de la red sísmica, para ello se utiliza un modelo de capas simples (modelo PREM) y un trazado de rayos sísmicos.
- Para cada estación se calcula el tiempo necesario luego de la llegada de ondas P para el cálculo de la fase W, en estos casos particulares se tiene que éste tiempo es de 3 minutos (180 s) fijos.
- Se descartan las estaciones cuyo tiempo de respuesta sea mayor a un criterio establecido (e.g. 5 min, 10 min, etc.). Además de cualquier estación a menos de 5 grados de distancia.

En términos prácticos se tiene que para tener una respuesta a menos de 5 minutos sólo

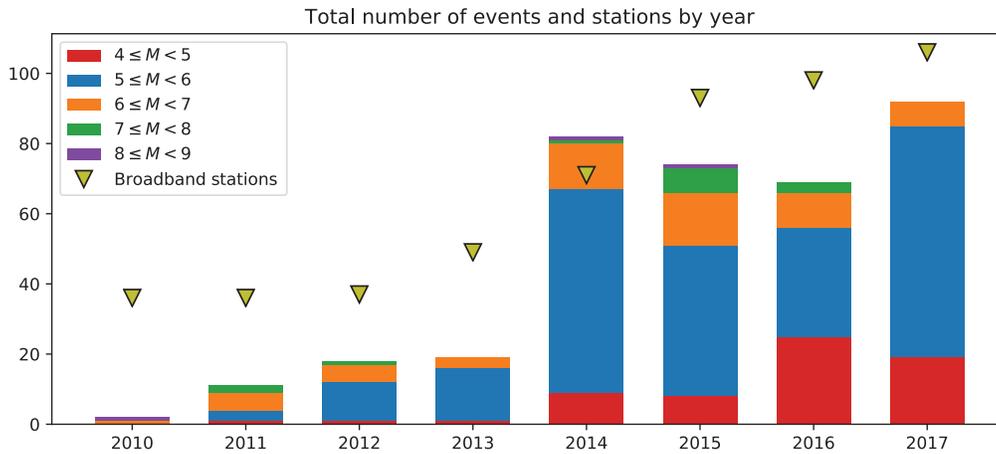


Figura 2.5: Cantidad de estaciones banda ancha y eventos invertidos con fase W a lo largo de los años.

las estaciones entre 5 y 8.6° sirven para la respuesta rápida. Para una solución a 8 minutos las estaciones entre 5 y 16.7° aproximadamente son las que pueden ser utilizadas y para una respuesta a 10 minutos las estaciones a más de 21.1° no entregan información a tiempo. En la Figura 2.6 se puede apreciar un esquema explicando las estaciones que se encuentran disponibles para obtener una solución a 300 segundos o 5 minutos. Un mínimo de 10 estaciones es necesario para poder obtener una inversión satisfactoria, sin embargo un número mucho mayor es recomendable para obtener menores incertezas y con ello una mejor respuesta.

Se puede ver entonces de la Figura 2.6 que los lugares con una mejor respuesta son las regiones de Atacama y la del Maule, esto puesto la primera tiene a una distancia ideal la red del norte chileno y la red del centro, que como se explicaron anteriormente, son las más densas; la región del Maule por otro lado tiene principalmente la red del centro a una distancia ideal. Esto deja ver entonces que el norte chileno a pesar de ser una región de gap importante, no tiene buena cobertura para una respuesta rápida. Esta región se podría beneficiar de una mayor cobertura en Atacama o el sur Peruano o incluso en Argentina. Así mismo el Centro chileno, frente a Valparaíso tiene una cobertura relativamente baja, por lo que se podría beneficiar de mayor cobertura en Atacama, la región del Maule o Argentina. En ambos casos una mayor cobertura en Atacama podría significar una mejora considerable de la respuesta.

2.3. Filtros

Se evalúa la posibilidad de modificar los filtros usados actualmente por el CSN, estos corresponden a los propuestos por Duputel [40] para una red de estaciones a distancias telesísmicas. Debido a que en el CSN se utiliza una red local y con una cobertura azimutal más limitada, tal vez es posible modificar estos filtros para adecuarlos a la realidad local. En este trabajo se propone un filtro de doble pasada o mayor orden, lo que significa una caída más pronunciada de la amplitud del filtro en el dominio de fourier, esto tiene implicancias directas en la forma de onda obtenida luego de aplicar el filtro.

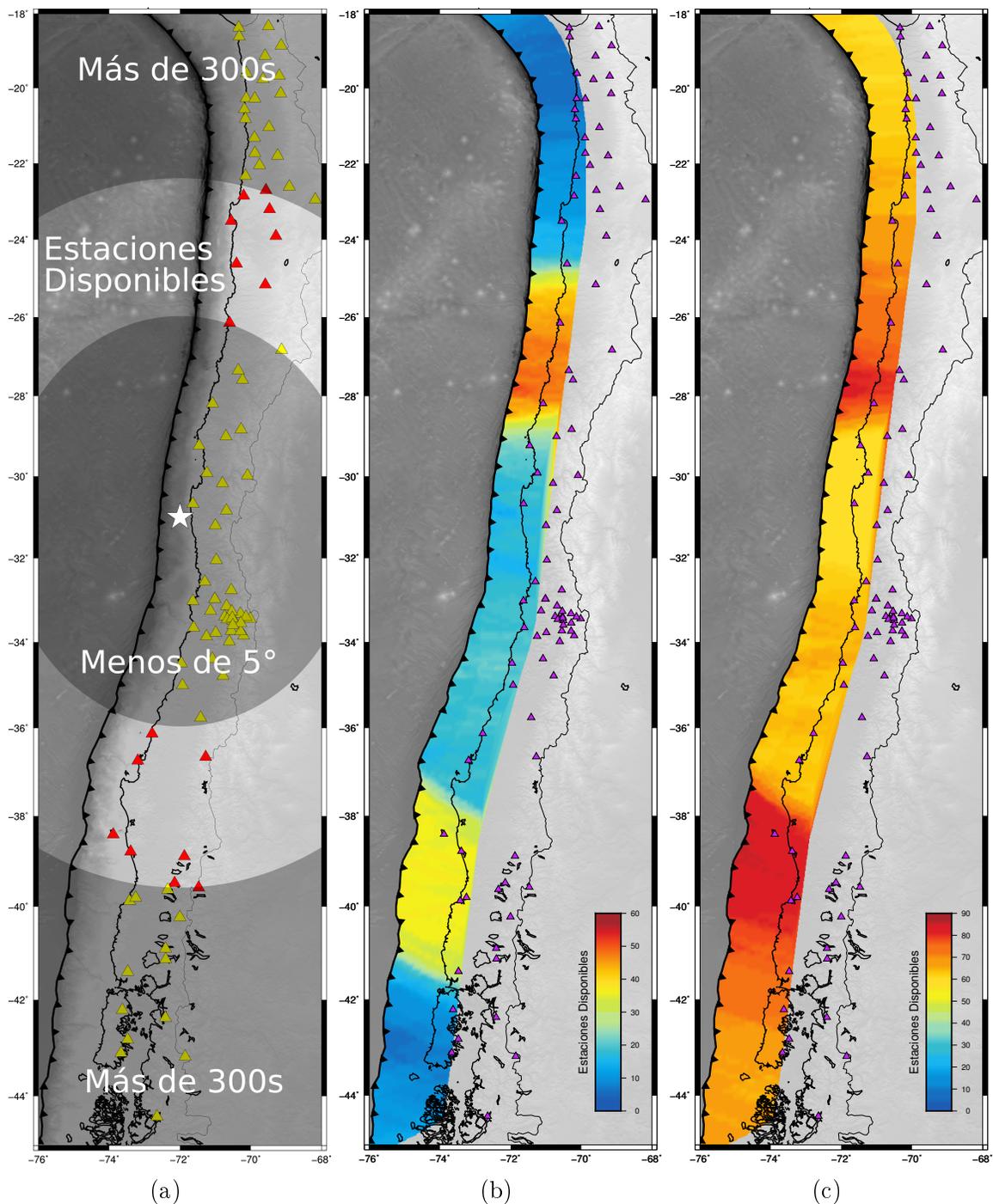


Figura 2.6: Respuesta de la red de estaciones del CSN ante un sismo. (a) Diagrama explicando las estaciones disponibles para tener una solución en 5 min (300 s), (b) resultado de estaciones disponibles para solución a 5 min, (c) lo mismo que (b) pero para 10 min.

2.3.1. Diferencias

En el siguiente ejemplo se puede observar que para un sismo inverso de magnitud 6.0 los filtros actualmente utilizados (Filtro 1) tienen una diferencia en ángulos de kagan de 13.6 y 10.9 con respecto a los mecanismos focales de GCMT y USGS, respectivamente, mientras que los filtros de orden mayor tienen una diferencia de 10.6 y 6.8, significando una leve mejora

en el ángulo de este mecanismo focal. Por otro lado la magnitud obtenida se mantiene más o menos estable pasando de 6.02 a 6.04.

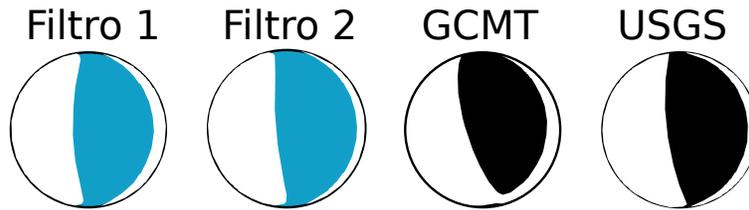


Figura 2.7: Comparación de mecanismos focales para diferentes filtros. De izquierda a derecha: Mecanismos obtenido mediante inversión de fase W usando un filtro simple, usando un filtro de orden mayor, obtenido por el GCMT y, finalmente, USGS.

2.3.2. Problemas de usar filtros de orden superior

Si bien como pudimos observar en el ejemplo anterior, la inclusión de filtros de orden superior permite obtener una leve mejora en la orientación de los mecanismos focales, esto no siempre es cierto. La inclusión de mecanismos de orden superior puede significar una mejora en cuanto a la amplitud en Fourier, pero puede significar una alteración de la fase. Esto es principalmente importante en sismos de gran magnitud, donde la forma de onda no es simplemente un pulso como en sismos menores, por lo que un desfase puede traer mayores problemas de los que una mejora en la amplitud de Fourier pueda ganar. En este sentido un análisis mayor y diferentes pruebas deben ser realizadas antes de implementar un cambio tan severo en los filtros utilizados, puesto que tal vez hay aristas que no han sido exploradas aun, incluso sin contar el problema en la fase.

2.3.3. Análisis de Catálogo

Se analiza el catálogo sísmico del CSN de fase W, con los filtros que se utilizan actualmente, desde el año 2011 en adelante. Como se aprecia en la Figura 2.8, los mecanismos focales son los esperables para una zona de subducción: mecanismos principalmente inversos orientados con la subducción. Mecanismos focales someros en la cordillera asociado a sismicidad cortical, mecanismos normales en profundidad asociado a sismicidad intraplaca de profundidad intermedia y mecanismos costas afuera asociado a sismicidad outer rise. Los mecanismos muestran buen ajuste con el Slab 1 en profundidad.

Por otra parte se observa un muy buen ajuste de la magnitud (Figura 2.9) en comparación con USGS y GCMT en todas las magnitudes, donde casi todos los sismos tienen una diferencia menor a 0.2, con unos pocos outliers escapando de este valor y tan sólo un sismo con una diferencia mayor a 1.0, asociado a un sismo con poca cobertura en los comienzos de la red. Sin embargo en cuanto a la orientación de estos mecanismos se observan discrepancias importantes en los ángulos de Kagan (Figura 2.10) con ambas agencias, especialmente en magnitudes menores a Mw 7.0, donde se obtienen ángulos mayores a 35° , que es considerado el límite de aceptabilidad.

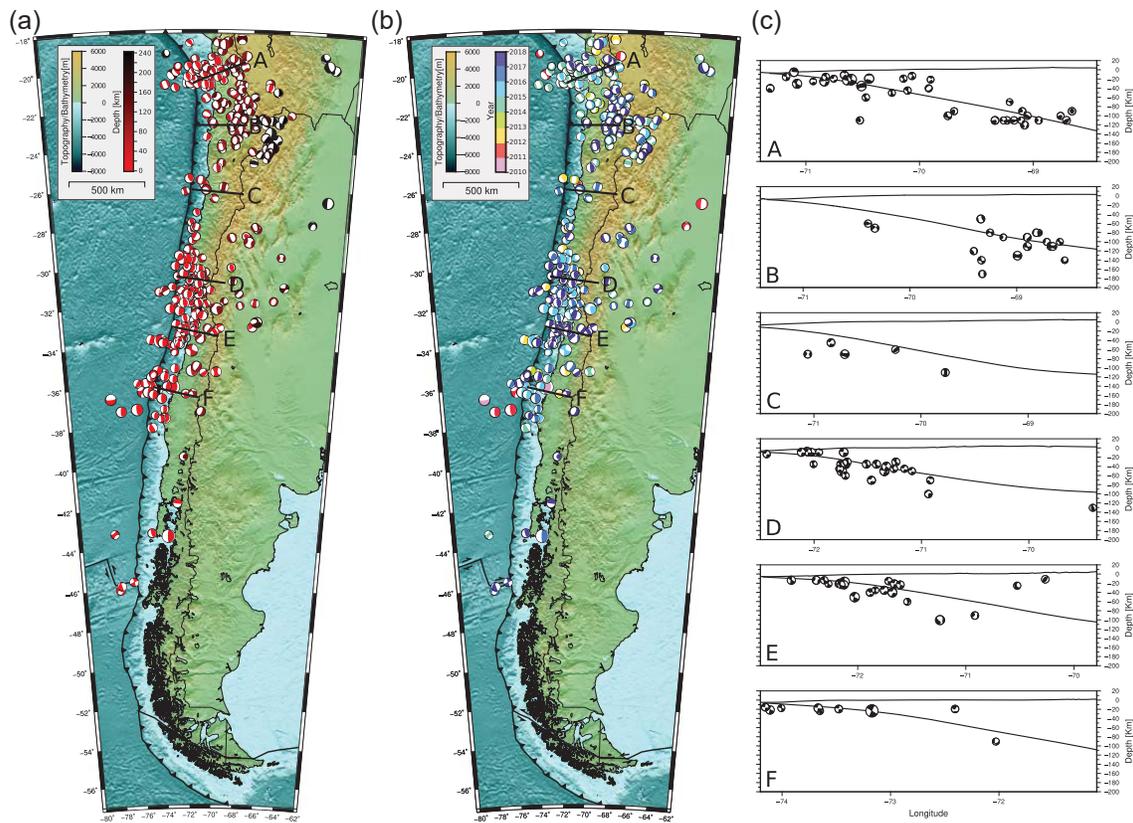


Figura 2.8: Catálogo de mecanismos de fase W del CSN en Chile. **a)** Sismos en profundidad, **b)** Sismos por año y **c)** Perfiles en profundidad como se indican en **a)** y **b)**.

2.3.4. Validación en magnitudes bajas

Otra utilidad de la inversión de fase W es la utilización en magnitudes bajas. Duputel et al.[40] demostraron que es posible implementar la fase W para magnitudes inferiores a las pensadas originalmente, llegando hasta magnitud Mw 6.0 con la modificación de los filtros utilizados para invertir. En la actualidad la fase W se utiliza en el centro sismológico incluso para magnitudes inferiores, en torno a Mw 4.8 en adelante (comunicación personal con Sebastián Riquelme) con buenos resultados. Esto se verifica al mirar la siguiente Figura:

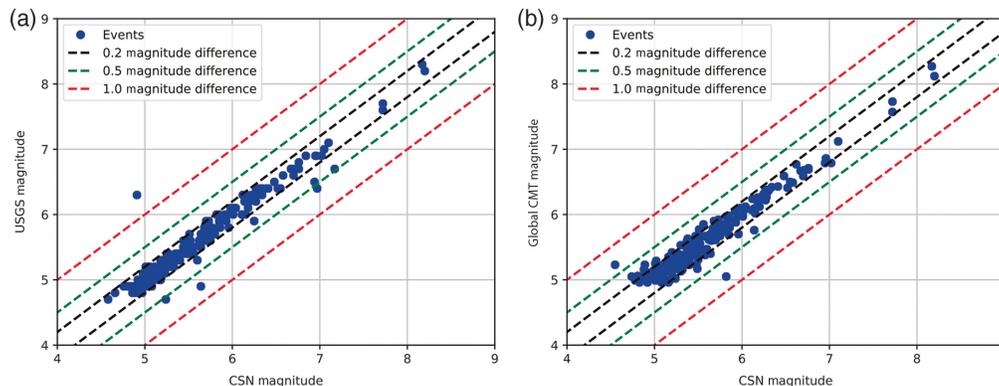


Figura 2.9: Comparación de Catálogos: Magnitud.

En esta figura se aprecia que la concordancia de la fase W en magnitudes bajas (en el

rango 4.5 - 6.0) es muy buena con los catálogos internacionales (USGS y GCMT), ya que en general las diferencias de magnitudes es inferior a 0.2 , por lo que se puede considerar que las inversiones en estas magnitudes es de buena calidad.

En cuanto a los mecanismos focales obtenidos se puede hacer un análisis similar al mirar la diferencia en el ángulo de Kagan entre los mecanismos focales obtenidos y los presentados por otras agencias. Un valor de 35° por lo general se considera como un valor prudente de diferencia. En este caso y como se observa en la Figura 2.10 se tiene una buena concordancia en general entre el catálogo del CSN y el catálogo de otras agencias, las mayores discrepancias se obtienen en magnitudes bajas, lo que es esperable ya que son las que tienen mayor incerteza. Como conclusión entonces se puede decir que se obtiene una buena concordancia en cuanto a la magnitud, por otro lado es generalmente buena en cuanto a los mecanismos focales obtenidos.

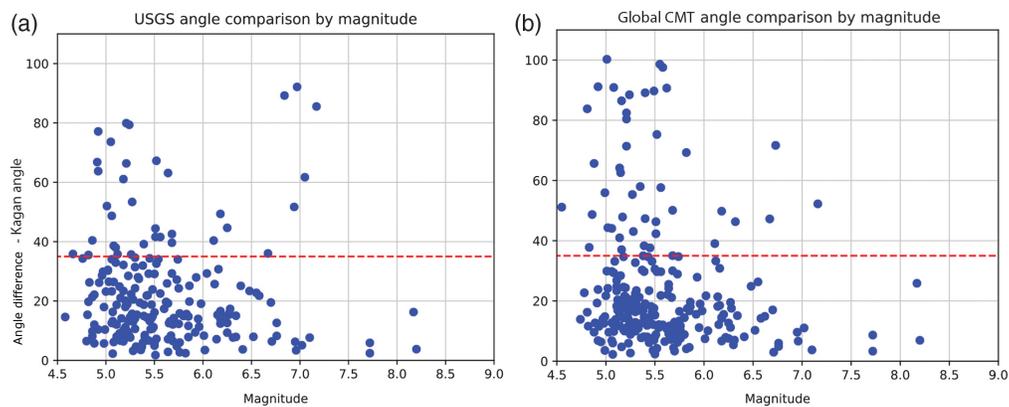


Figura 2.10: Comparación de Catálogos: Ángulo de Kagan.

Capítulo 3

Potencial tsunamigénico de Sudamérica

Sudamérica alberga un inmenso potencial tsunamigénico, esto se refleja en que cada localidad costera se tiene al menos un terremoto de gran extensión con un tsunami asociado. Con tan sólo 7 eventos se cubre casi en su totalidad la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, tomemos de sur a norte: Valdivia 1960 (Mw 9.5)[72], Valparaíso 1730 (Mw~9.0)[92][164], Atacama 1922 (Mw~8.5)[10][18][92], Iquique 1877 (Mw~8.8)[24], Arica 1986 (Mw~8.8)[24][39], Lima 1746 (Mw~8.8)[39] y Ecuador-Colombia 1906 (Mw~8.8)[1][76][78].

Además de contar con terremotos históricamente destructivos, Sudamérica cuenta con eventos igualmente importantes en la última década: Pisco 2007 (Mw 8.0)[107], con alturas de tsunami local de casi de 10 metros[44]; Maule 2010 (Mw 8.8)[35][106] con una altura máxima de *runup* superior a 15 metros[45], dejando más de un centenar de víctimas asociadas directamente al tsunami [25]; Iquique 2014 (Mw 8.2)[62][145], que si bien tuvo un tsunami poco destructivo[5], no alcanza a cubrir el déficit de momento esperado en el norte de Chile[62]; Illapel 2015 (Mw 8.3)[144] con *runup* en torno a los 10 metros[26][46]; y finalmente, Quito 2016 (Mw 7.8)[179] que reactiva una zona previamente afectada en 1942 y 1906[76]. Todos estos eventos son un cruel recordatorio de que el peligro de tsunami en Sudamérica será una constante a lo largo de nuestra historia.

En este sentido estudiar y cuantificar las principales fuentes tsunamigénicas de la región se vuelve una herramienta muy importante a la hora de minimizar el riesgo en localidades costeras. Con esto en mente es que en este capítulo se estudiará toda la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, es decir toda la subducción que se aprecia en la Figura 3.1 para encontrar los focos principales de subducción que se presentan como una amenaza latente a futuro. La región de estudio se dividirá en tres márgenes separados principalmente por sus delimitaciones políticas: Chile, Perú y Ecuador-Colombia.

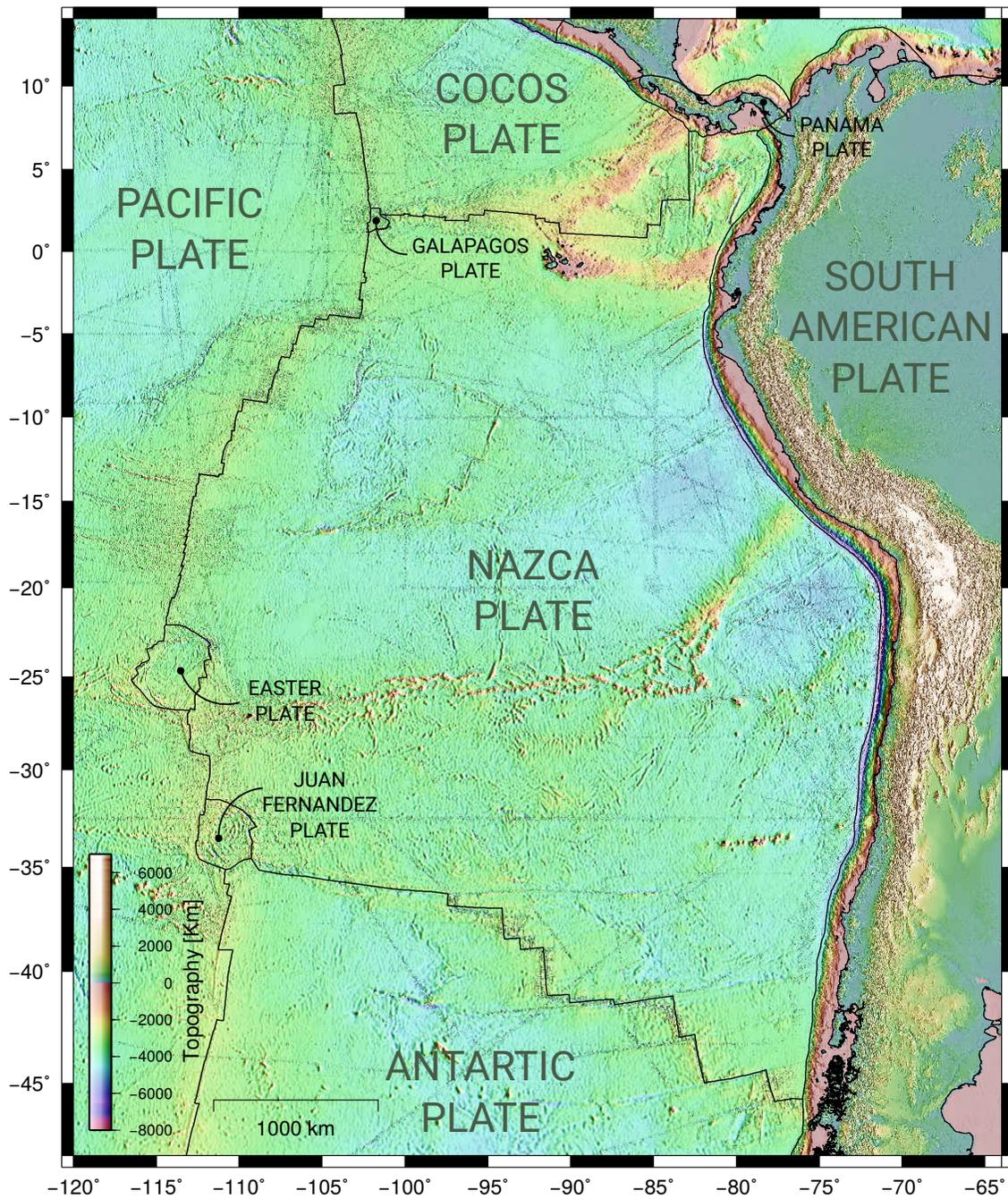


Figura 3.1: Mapa tectónico de Sudamérica, principales placas tectónicas en interacción y topografía/batimetría. La región a estudiar corresponde a toda la zona de subducción entre la placa de Nazca y la Sudamericana

3.1. Chile

Chile posee aproximadamente 6435km de costa, situados en las cercanías de una extensa fosa oceánica, que marca el límite convergente entre dos placas tectónicas (ver Figura 3.2). La alta tasa de convergencia entre estas placas hacen de este país uno de los más sísmicos del mundo[94], contando con un amplio historial de grandes terremotos[92].

Con un porcentaje importante de la población habitando en zonas costeras[34], estos eventos suponen un gran riesgo no sólo por la capacidad destructiva del sismo, sino que además por el potencial de generar el súbito desplazamiento de enormes masas de agua a través del océano. Los registros históricos de tsunamis asociados a terremotos en Chile pueden remontarse hasta varios siglos atrás hasta aproximadamente 1540 con el comienzo de la Conquista española (1540-1598)[168], pero la historia sísmica puede ir mucho más atrás si contamos con la tradición hablada: el mito de Trentren-Vilu y Caicai-Vilu de la mitología mapuche [37] da cuentas de la existencia de terremotos devastadores y tsunamis inmensos en el *Wallmapu* o cono sur de América del Sur. Pero estos sismos locales no sólo han causado estragos en las costas aledañas, algunos de ellos han sido capaces de generar cuantiosos daños en costas separadas por miles de kilómetros, como por ejemplo el sismo de Valdivia 1960, que fue capaz de causar daños en las costas de Japón[108][173] a más de 15.000 kilómetros de distancia.

En Chile, desde su extremo norte hasta el punto triple en la Península de Taitao, se ubica en un límite convergente donde la Placa de Nazca subducta bajo la Placa Sudamericana, a tasas de entre 6 a 8 cm/año en dirección N78°E [36][79][156]. El margen entre las placas es segmentado en dos tramos por el Ridge de Juan Fernández, frente a las costas de Valparaíso, que actúa como barrera para el transporte de sedimentos a través de la fosa hacia el norte. Esto separa una zona rellena de sedimentos al sur, que corresponde a un margen acrecionario, de un tramo con escaso aporte de material al norte, correspondiendo a un margen erosivo [170].

En general se tiene un prisma de acreción de tamaño reducido[113], en el extremo norte es inexistente debido a que existe poco flujo de sedimentos y en el sur debido a que muchos de estos sedimentos entran en subducción[28]. Cabe destacar que el año 2010 Contreras-Reyes y colaboradores[29] proponen que, para los eventos de 1960 y 2010, las diferencias en la magnitud del terremoto y de los tsunamis asociados pueden explicarse por el tamaño del prisma frontal en los segmentos donde ocurrieron, ya que este factor controlaría la ubicación del límite superior de la zona sismogénica. En otras palabras, un prisma de menor escala permitiría la propagación de la ruptura más cerca de la fosa, generando un tsunami de proporciones mayores.

Uno de los factores fundamentales en esta subducción es la notoria presencia de grandes estructuras batimétricas en subducción (ver Figura 3.2), de norte a sur se tiene[162]: Ridge de Iquique (IR), Ridge de Taltal (TR), Ridge de Copiapó (CR), la zona de fractura de Challenger (CFZ), Ridge de Juan Fernández (JFR), Zonas de fractura de Mocha (MFZ), Valdivia (VFZ), Chiloé (CHFZ), Guafo (GFZ) y, finalmente, la subducción del Chile Rise (ChR) que corresponde a la subducción de una dorsal oceánica en torno a los 47°S.

Todas estas discontinuidades oceánicas y alzamiento causan una aparente segmentación

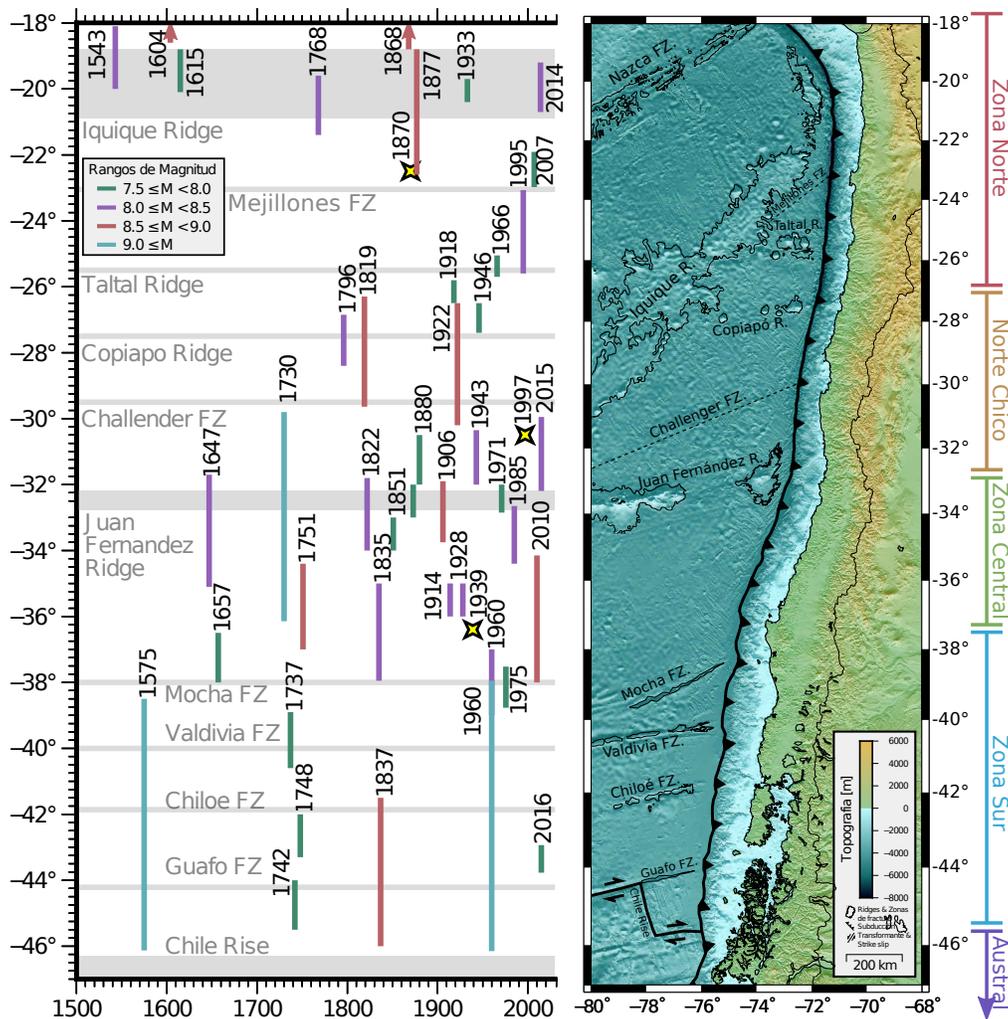


Figura 3.2: **Izquierda:** Sismicidad histórica de la región, cada línea representa el largo estimado para los sismos interplaca históricos y calculados para los sismos más recientes. Las estrellas representan sismos intraplaca. **Derecha:** Contexto sismotectónico de la región, principales límites de placa en negro, áreas de ruptura para los principales sismos históricos: punteada para áreas estimadas y línea continua para áreas calculadas. Ver leyenda para mayor detalle.

de la sismicidad en Chile ya que, como se mencionó anteriormente, estas estructuras podrían actuar como barreras evitando que la ruptura de un terremoto se propague más allá de este borde[28][86][151][127]. Sin embargo, el tener esta idea en mente puede haber causado que la sismicidad histórica se haya localizado convenientemente acorde a las estructuras batimétricas, es decir puede ser que las rupturas se hayan extendido al norte o sur para calzar con estas divisiones preconcebidas, este es un grado de incertidumbre que hay que manejar para no desestimar el potencial tsunamigénico de una región basado en premisas falsas.

Dentro de la región existe también la denominada “Subducción plana pampeana” (Pampean flat slab), que se encuentra entre los 26 y 33°S; donde la litósfera subductante, a unos 100km de profundidad, reduce su ángulo de inclinación hasta volverse casi horizontal por más de 250km hacia el este, evento relacionado a la subducción del Ridge de Juan Fernández

y que explicaría la ausencia reciente de magmatismo de arco en la región [68][121][161].

El margen Nazca – Sudamérica posee uno de los niveles de sismicidad más altos del planeta, donde eventos de gran magnitud acontecen en periodos relativamente cortos de tiempo. Esto queda en evidencia con los terremotos ocurridos en los últimos años: Tocopilla 2007 (Mw 7.7), Maule 2010 (Mw 8.8), Iquique 2014 (Mw 8.1), Illapel 2015 (Mw 8.3) y Chiloé 2016 (Mw 7.6).

La sismicidad, corresponde a la clásica de una zona de subducción. Según Madariaga (1998)[94] y Scholz (2004)[147] ésta puede separarse en sismos de interplaca, intraplaca, outer-rise y corticales. Los sismos interplaca se generan en la zona de contacto entre las placas tectónicas producto del roce entre éstas, generalmente en los primeros 50 a 60 km de profundidad y corresponden principalmente a sismos de tipo inverso o compresivos; los sismos intraplaca corresponden a sismos que ocurren dentro de la placa subductante a mayor profundidad y son del tipo normal o tensional. Los outer-rise se producen por el abombamiento de la placa oceánica al flexionarse debido a la subducción (al oeste de la fosa) y pueden ser del tipo normal o inverso dependiendo de su profundidad. La sismicidad cortical por su parte corresponde a sismos superficiales que ocurren en la corteza continental con mecanismo variable asociado a fallas corticales.

En términos generales, los terremotos de tipo interplaca y outer-rise son los que poseen el mayor potencial tsunamigénico en la zona, ya que dada su ubicación cercana al fondo oceánico pueden desplazar una columna de agua de tamaño considerable. Sin embargo, los sismos outer-rise son menos comunes y por lo general de menor tamaño que los interplaca, e históricamente en Chile los daños por tsunami se han asociado a terremotos de este último tipo[24][92]. Por este motivo, el estudio del potencial tsunamigénico de la zona se centrará en terremotos de interplaca.

Debido a lo largo y extenso del territorio chileno, éste se dividirá en 5 regiones de estudio: Zona Austral, Zona Sur, Zona Central, Norte Chico y Norte Grande o Zona Norte (ver Figura 3.2 para mayor detalle).

3.1.1. Zona Austral

El extremo austral de Chile corresponde a la región al sur del Seno de Reloncaví en torno a los 42°S, hasta el extremo sur de Chile continental cercano a los 56°S, y es la región menos habitada de Chile[34]. Además de tener una historia sísmica muy pobre, cuenta con muy pocos estudios sísmicos en la zona. Dentro de esta región y en torno a los 46°S se ubica el punto triple, que corresponde a la unión de las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana, por lo que al norte de este punto se tiene la subducción usual Nazca-Sudamericana y al sur comienza la subducción de la placa Antártica bajo la placa Sudamericana y posteriormente bajo la placa de Scotia.

Al norte del punto triple y en el año 2007 ocurre un tsunami en el Fiordo de Aysén[88][153], sin embargo éste corresponde a un tsunami por remoción en masa (no considerado en este estudio) causado por una seguidilla de terremotos, siendo el más grandes de ellos uno de magnitud M_w 6.2 el 21 de abril, asociado a la zona de falla de Liquiñe–Ofqui[19].

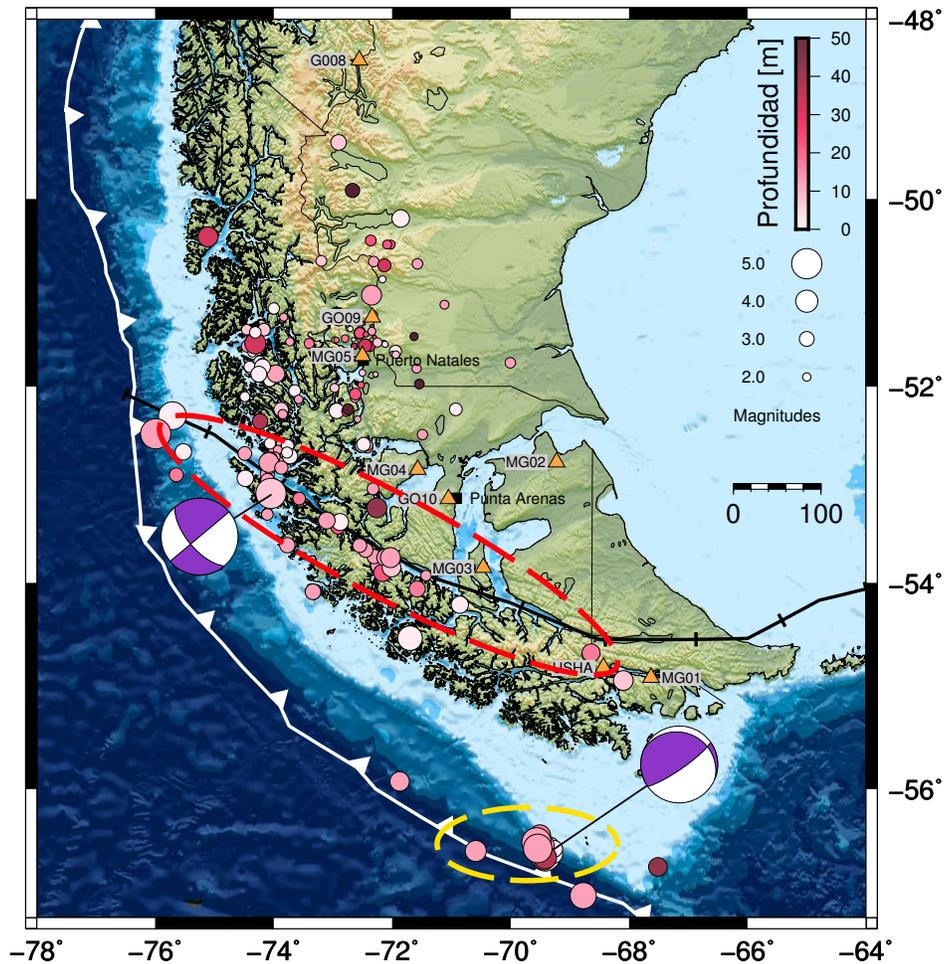


Figura 3.3: Mapa con la sismicidad localizada en la Zona Austral de Chile durante los años 2015-2016 y mecanismos focales para los sismos de mayor magnitud. Se puede apreciar la abundante sismicidad asociada a la falla de Magallanes-Fagnano(en rojo) y la escasa sismicidad de subducción(en amarillo). Adaptado de Flores et al. (2016)[42].

Por otra parte, al sur, en la subducción de la placa Antártica bajo la placa Sudamericana,

a una tasa de 11-20 [mm/año][2], un valor mucho menor a lo visto en la subducción de Nazca-Sudamérica (67 [mm/año]), lo que podría explicar una menor tasa de sismicidad y la falta de sismos históricos de magnitud considerable en la región. Se tiene también el sistema de fallas de Magallanes-Fagnano[90][82], una falla del tipo rumbo-sinistral a una profundidad de 15 km y con una tasa de movimiento de $\tilde{6}.3$ [cm/año][155], y es probablemente la estructura geológica más importante en la región. Un estudio reciente de Flores (ver Figura 3.3) ayudaría a apoyar la idea que la sismicidad de la región está fuertemente ligada a la falla de Magallanes-Fagnano, siendo escasa la sismicidad de subducción y de baja magnitud.

Históricamente sólo se tienen 3 sismos: dos de ellos el 17 de Diciembre de 1949[91] el mayor con magnitud $M \sim 7.75$ [123] que, debido a la incerteza de localización, podrían estar asociados más bien a un sismo rumbo-sinistral que a un sismo de subducción; el otro sismo corresponde a uno ocurrido el 1 de Febrero de 1879 y que tendría un epicentro cercano a la zona de falla [120]. Probablemente la combinación entre la baja densidad poblacional, la inferior tasa de convergencia y la presencia de una sismicidad fuertemente asociada a la falla de Magallanes-Fagnano (i.e. del tipo rumbo-sinistral), han favorecido a que se produzca esta ausencia de sismos históricos de subducción en la zona.

Debido a la gran incerteza en la sismicidad histórica y a la falta de registros de tsunamis de subducción en la región, es que el potencial tsunamigénico la zona se mantendrá indeterminado, y probablemente éste esté fuertemente ligado a tsunamis por deslizamiento.

3.1.2. Zona Sur

La Zona Sur se extiende entre el Río Biobío (37°S) y hasta el extremo sur de Chiloé (44°S), y cuenta con grandes ciudades costeras, entre ellas: Valdivia (154.000 habitantes), Puerto Montt (238.000 habitantes) y todo el archipiélago de Chiloé (167.000 habitantes). Con una industria acuícola y pesquera fuerte, además de la alta densidad poblacional en zonas costeras, la Zona Sur de Chile se presenta como vulnerable a desastres naturales asociados al mar.

La región se caracteriza por una fosa rellena de sedimentos, un prisma frontal pequeño y un canal de subducción ancho y relleno de sedimentos, factores que podrían favorecer la ruptura de grandes sismos en la cercanía de la fosa [29]. Como se aprecia en la Figura 3.2 se tiene también una gran presencia de estructuras batimétricas en subducción, con 4 zonas de fractura (Mocha, Valdivia, Chiloé y Guafo), y una dorsal oceánica (Chile Rise).

Debido a que en la subducción del Chile Rise se tiene un fracturamiento de la placa subductante, el punto triple sería posiblemente un punto de quiebre para las rupturas de terremotos en el sur. Por otra parte, el límite al norte viene a estar dado por la zona de fractura de Mocha, que actúa como la división entre el terremoto de 2010 y el de 1960, y por ende también representa el límite entre la Zona Central y Sur de Chile, lo que no necesariamente imposibilita que una ruptura se pueda propagar a través de ella. Sin perjuicio de lo anterior, históricamente la Zona de Fractura de Mocha parece actuar como una barrera, frenando la ruptura de los sismos al sur de ella (i.e. 1127, 1319, 1575 y 1960) y al norte de ella (i.e. 1657, 1835 y 2010), por lo que se puede asumir que el segmento Mocha-Chile Rise tiene cualidades físicas distintas a los segmentos superiores e inferiores, y en consecuencia se asume que la mayor ruptura posible en la región es la de todo este segmento (i.e. 1960, Mw 9.5).

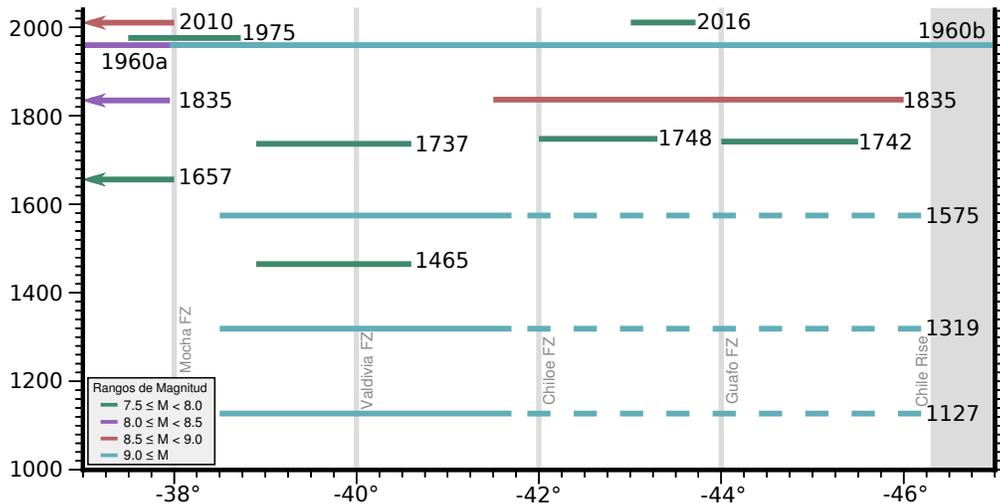


Figura 3.4: Mapa con la sismicidad histórica a lo largo del sur de Chile. Líneas continuas representan los largos de ruptura estimados, mientras que las líneas punteadas dan cuenta de los largos probables para los sismos en el segmento Mocha-Chile Rise. Adaptado de Moernaut et al., 2014. [104]

Como se puede apreciar de la figura 3.4, el sur de Chile tiene una extensa historia sísmica contando con los sismos más grandes de toda la región, siendo uno de ellos el terremoto

de Valdivia en 1960[126] con una magnitud M_w 9.5[8], el terremoto más grande registrado instrumentalmente hasta la fecha. Además de esto existen estudios en la zona que indicarían la presencia de terremotos similares a 1960 ($M_w \sim 9.5$) en 1575[22], ~ 1319 y ~ 1127 [104] (ver Figura 3.4), rompiendo probablemente todo el segmento Mocha-Chile Rise. Estos estudios de paleosismología son realizados utilizando depósitos de sedimentos asociados a tsunamis posteriores a los sismos, y por lo mismo la región se perfila como una de un elevado riesgo histórico de tsunamis.

Tomando en cuenta que el terremoto de Valdivia liberó todo el déficit de momento acumulado en la región desde 1575 (incluyendo el terremoto de 1837)[104], es bastante seguro asumir que esta zona se descargó por completo en 1960, es decir que todo el déficit sísmico presente en ella se estabilizó en 1960. Si esto es cierto, y debido a la cercanía temporal desde 1960 a la fecha, es difícil asumir una ruptura de grandes dimensiones en la región, tal vez sí rupturas de menor envergadura como lo ocurrido el 2016 en Melinka-Quellón (M_w 7.6)[97], fenómeno que se ha visto en la zona en el pasado con los terremotos de 1737, 1742 y 1748, todos $M_w \sim 7.5$ [104], posterior al terremoto de 1575 (muy similar a 1960).

3.1.3. Zona Central

La Zona Central de Chile ubicada entre los 33°S y 37°S cuenta con una extensa historia sísmica, con terremotos datados hasta 1647 (Ver Figura 3.5). La zona se encuentra delimitada aproximadamente por el Ridge de Juan Fernández (~33°S) en el extremo superior y la zona de fractura de Mocha (~38°S) en su parte inferior. Debido al alzamiento producido por el Ridge de Juan Fernández la zona se encuentra en constante acumulación de sedimentos en la fosa, por lo que se considera un márgen acrecionario. Sin perjuicio de lo anterior, el prisma frontal de acreción es de un tamaño relativamente pequeño en la zona, con una extensión en torno a los 20km [29], por lo que las rupturas de grandes terremotos pueden emplazarse hasta muy cerca de la fosa y es por esto el alzado potencial tsunamigénico de la zona.

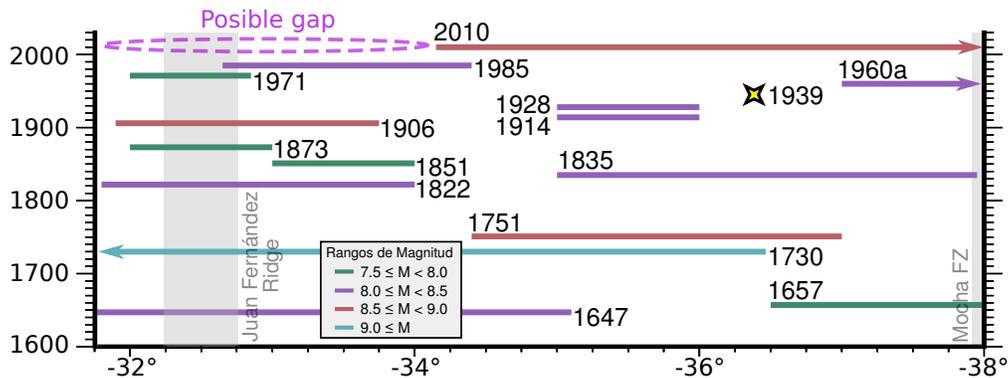


Figura 3.5: Mapa con la sismicidad histórica a lo largo de Chile central, además en morado y punteado se tiene la región con un posible déficit sísmico.

Dentro de los grandes terremotos ocurridos en la zona, el mayor de ellos corresponde al gran sismo de Valparaíso en 1730, con una magnitud de momento (M_w) ~ 9.0 [92] y alturas máximas de inundación en torno a los 10 metros[16][164][165]. Estudios recientes lo perfilan como un terremoto de hasta una magnitud de momento 9.3[17] con unos 14 metros de slip promedio y extendiéndose hasta la zona de fractura de Challenger por el norte y hasta Concepción($\sim 36,5^\circ S$) aproximadamente.

Sin contar el terremoto de 1730, se reconocen dos secuencias de grandes terremotos, al sur del Ridge de J.F. y norte de la zona de fractura de Mocha separadas aproximadamente en torno a los 34°S: La primera está compuesta por los terremotos de 1822, 1906 y 1985, mientras que la segunda se compone por los terremotos de 1751, 1835 y 2010.

Respecto a la primera secuencia se tienen los terremotos de: 1822 ($M_w \sim 8.0-8.5$)[92] un sismo de tamaño considerable, con 72 muertos asociados, pero sin daños de tsunami reportado (amplitud en torno a los 4 metros)[92]; 1906 ($M_w \sim 8.6$)[92] un terremoto extenso con más de 3800 muertos producto de la gran intensidad sentida en las cercanías, pero sin daños mayores asociados a tsunamis[92]; finalmente el terremoto de 1985 ($M_w \sim 8.2$)[23] tampoco presenta daños asociados a tsunamis, lo que se condice con el modelo reciente de F. Bravo (ver figura 3.6) que ubicaría la ruptura del sismo en la parte inferior de la interfaz interplaca. En resumen todos los sismos en esta secuencia se caracterizan por liberar el momento acumulado (desde 1730) y por tener tsunamis muy pequeños asociados, lo que se puede asociar a que probablemente sólo liberaron el momento acumulado en la parte inferior de la interfaz (similar a 1985).

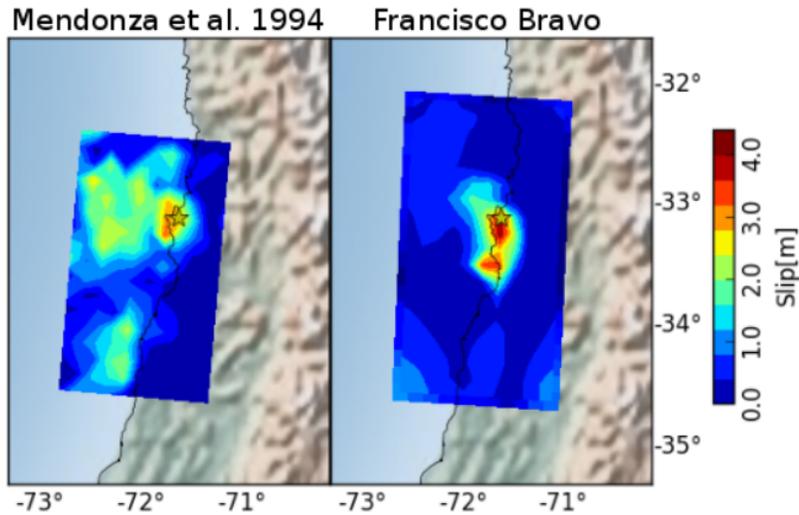


Figura 3.6: Modelos de ruptura para el terremoto de 1985. A la izquierda el modelo de Mendoza et al. 1994 y a la izquierda el modelo de Francisco Bravo (comunicación personal) obtenido mediante la inversión conjunta entre datos telesísmicos y geodéticos de campo cercano.

Con respecto a la segunda secuencia sísmica ubicada más al sur, ésta se compone de los terremotos de: Concepción 1751 ($M_w \sim 8.5$), éste sismo produjo la destrucción de Concepción producto de un tsunami considerablemente más grande que para 1730; Concepción 1835 ($M_w \sim 8.0-8.5$) con gran destrucción asociada al evento y posterior tsunami, que tuvo alturas de inundación cercanas a los 12 metros como máximo; y finalmente, Maule 2010 ($M_w 8.8$) [106] produjo más de un centenar de víctimas asociadas sólo al tsunami posterior [25], con una altura máxima de *runup* de casi 30 metros. Debido a la gran extensión de estos sismos y los numerosos tsunamis asociados se cree que esta zona ya cumple el déficit sísmico esperable y en consecuencia tiene un bajo potencial tsunamigénico en el futuro cercano.

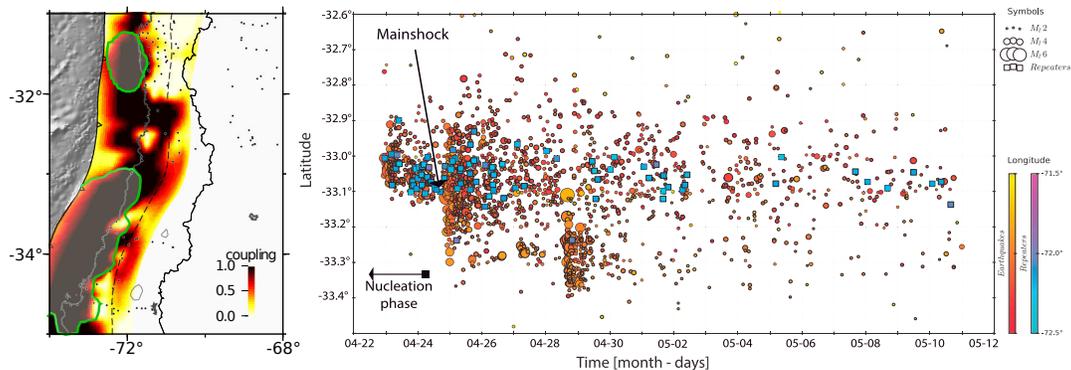


Figura 3.7: A la izquierda el modelo de acoplamiento para la zona, modificado de Metois et al. 2016. A la derecha la secuencia sísmica entre abril y mayo de 2017 en las costas de Valparaíso, modificado de Ruiz et al. 2017. Para mayor detalle de las figuras ver los artículos originales.

Como se mencionó anteriormente, posiblemente en la parte norte de Chile central sólo se ha liberado el momento acumulado en la zona inferior de la interfaz a diferencia de la secuencia directamente al sur, por lo que en caso de que esta hipótesis sea cierta, aun queda

una cantidad considerable de momento a liberar en la parte superior de la interfaz sísmica, muy cercana a la fosa, por lo que el potencial tsunamigénico de la región es considerablemente alto. Esto acompañado del gran grado de acoplamiento en la región, con valores muy altos y cercanos a 1, como se puede ver en los modelos estimados para la región[101][106], y de la secuencia sísmica observada en abril de 2017[143] (ver Figura 3.7) hacen pensar que esta es una de las zonas más apremiantes a estudiar.

El escenario propuesto se encuentra entre los sismos de 2015 y 2010 (ver elipse punteada en Figura 3.5), condicionado a liberar la mayor parte del momento en la parte superior de la interfaz o el *updip* aumentando así su peligrosidad[142].

3.1.4. Norte Chico

El denominado Norte Chico (ver Figura 3.2) corresponde a las regiones de Atacama y Coquimbo y en lo que viene a ser el sector centro-norte de Chile, aproximadamente al sur del Copiapó Ridge y al norte del Juan Fernández Ridge (JFR) entre los 27 y 32.5°S.

Al estar al norte del JFR esta zona se encuentra en una zona carente de flujo de sedimentos. En consecuencia este sector se caracteriza por tener una fosa profunda, un pequeño prisma frontal, un talud medio deprimido, un talud superior con fuerte inclinación hacia el oeste y una estrecha plataforma continental[9][130][69]. El talud continental presenta un importante fallamiento normal, con una serie de fallas extensionales de vergencia oeste en el talud superior y fallas extensionales de vergencia este en el talud medio [9][130]. Se puede apreciar un esquema descriptivo de la estructura interna del antearco en la Figura 3.8.

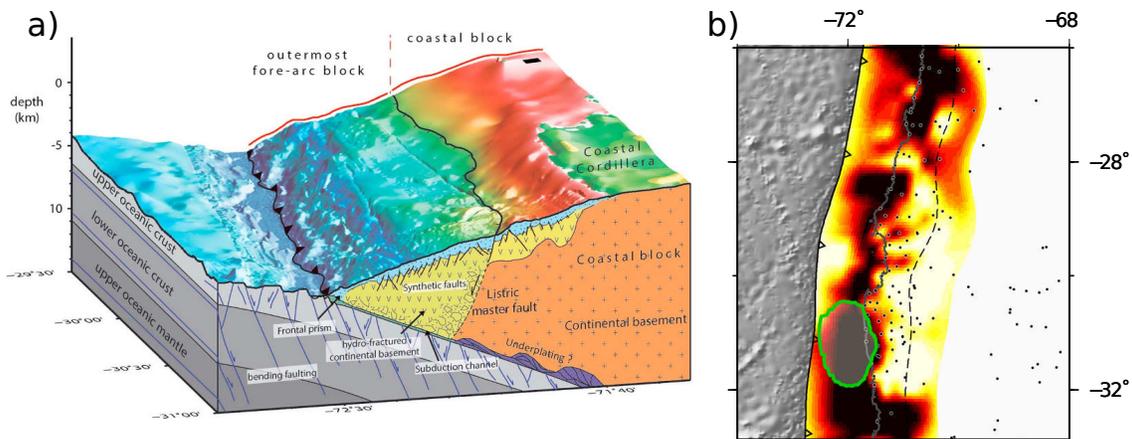


Figura 3.8: Esquema que muestra la estructura interna del antearco a los 31°S. Adaptada de a) Contreras-Reyes et al., 2014[27] y b) Metois et al., 2016[101].

Con respecto a la sismicidad histórica en la región se tienen antecedentes de al menos tres grandes sismos regionales con tsunami asociado: 1819 (Mw 8.5), 1922 (Mw 8.6) y 2015 (Mw 8.3). Los dos primeros se emplazaron en regiones similares, directamente en el centro de la región estudiada, abarcando entre la región de Coquimbo y Atacama. No se han tenido eventos importantes en esta zona por casi 100 años. Por otra parte el reciente evento de Illapel 2015 (Mw 8.3) ocurre al sur de esta región, por lo que no libera energía directamente en las zonas de ruptura de 1922 y 1819.

Estudios geodéticos[81][101] de la zona muestran la existencia de dos *gaps* medianamente maduros separados por una zona de bajo acoplamiento alrededor de los 28°S denominada Barranquilla LCZ (*Low Coupling Zone*). En estos estudios se señala la posibilidad de la ocurrencia de un sismo de grandes dimensiones en el caso de romper las dos regiones en un gran sismo de magnitud 8.6, lo que concuerda con el cálculo del déficit sísmico que arroja una magnitud de momento en torno a los 8.6 a 8.7.

Un estudio reciente de Carvajal[18] se hizo una reevaluación del tamaño del sismo de 1922

con datos de tsunami a distancias telesísmicas (Japón), determinando que el tamaño más probable es de un sismo con magnitud de momento 8.6 con un tsunami asociado de dimensiones considerables, esto presupone un fuerte antecedente al evaluar el potencial tsunamigénico a futuro de la región.

Basado en todos estos antecedentes se genera una ruptura sísmica en toda la zona de ruptura del terremoto de 1922 sumado a la ruptura de 1918 al norte, generando un terremoto que rompa las dos asperezas más maduras en la región considerando que la ruptura tiene suficiente energía como para atravesar la región de bajo acoplamiento de Barranquillas. Esta ruptura supone un terremoto de magnitud 8.7 con 6.9 metros promedio de deslizamiento.

3.1.5. Norte Grande

El Norte Grande de Chile es de las zonas más fácilmente identificables como un *gap* sísmico, debido a que si descontamos el terremoto de Iquique 2014 (Mw 8.1), no se ha tenido actividad sísmica de nivel significativo desde la ocurrencia de los terremotos de 1868 y 1877, ambos con magnitud de momento 8.8, inferida a base de los registros históricos[24]. Este hecho ha sido estudiado numerosas veces en el pasado y es por ello que se cuenta con una gran densidad de estaciones y datos geofísicos en esta región, a espera de la ocurrencia de un gran sismo.

Es por este mismo motivo que muchísimos estudios de sismicidad se han llevado a cabo en las últimas décadas en la región y existen numerosos estudios de GPS, acoplamiento[100][101] y otros. Es más, es por este motivo que el terremoto de 2014 fue el primer evento chileno en ser estudiado con gran detalle, desde su preparación, el evento co-sísmico y postsísmico[145].

Si bien el terremoto de Iquique 2014 (Mw 8.1) significa un gran evento para la región, no cambia mucho el panorama que se tenía hasta entonces para ella. En cuanto a energía a liberar en esta región se esperaba un sismo de magnitud 9.0, por lo que el sismo 8.1 del 2014 libera menos de un 5% de la energía esperada. Es posible sí que este evento suponga una relajación local postsísmica, generando que se tenga un realzado potencial al norte y sur de esta zona de ruptura[62].

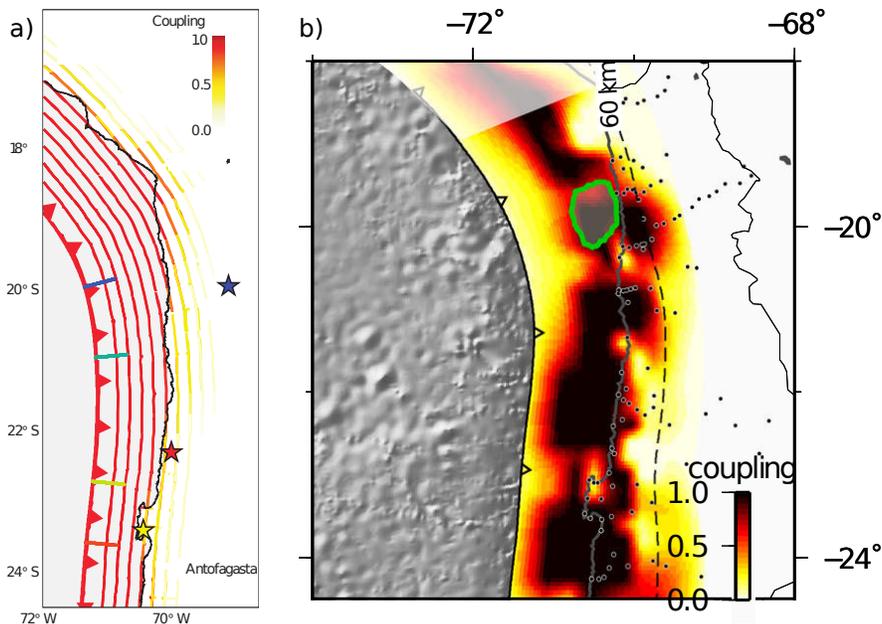


Figura 3.9: Esquema que muestra el acoplamiento intersísmico en el norte chileno. Adaptada de **a)** Béjar-Pizarro et al. 2013[12] y **b)** Metois et al. 2016[101].

Con respecto al acoplamiento, todos los estudios muestran una zona alta o completamente acoplada[12][100][101], con una o más asperezas maduras, en cualquier caso con un altísimo nivel de acoplamiento como se puede ver en la Figura 3.9. Esto supone un alto potencial

tsunamigénico en la región, debido a la alta probabilidad de ocurrencia de sismos de grandes dimensiones. La configuración geodinámica es similar a la del norte chico chileno, con un prisma de acreción pequeño debido a la falta de sedimentos en toda la región, por lo que la ruptura sísmica podría llegar muy cercano a la fosa.

Con todo esto en mente se tienen 2 posibles escenarios propuestos: un terremoto de gran extensión en toda la región acoplada, lo que supone un evento de magnitud en torno a M_w 9.0; el otro escenario corresponde a dos rupturas de menor magnitud al norte y sur del evento de 2014, suponiendo que éste último recarga las zonas generando dos rupturas independientes. La primera posibilidad fue estudiada por Ruiz et al. (2015)[142] usando una metodología similar, por lo que no se estudiará en detalle, y se prestará atención a la posibilidad de los dos sismos de magnitud considerable ($M \approx 8.5$).

3.2. Perú

De acuerdo a las últimas cifras, un poco más de la mitad de la población peruana vive a lo largo de su costa, esto significa que más de 16 millones de personas viven expuestas en alguna medida ante los tsunamis, transformándolo en uno de los países más vulnerables ante estos desastres en Sudamérica y el mundo.

Por otro lado la historia escrita sísmica de Perú comienza al igual que en el resto de Sudamérica con la llegada de los españoles, y la Conquista del Imperio Inca entre el año 1532 y el 1535. La tradición hablada da cuenta de la existencia de sismos anterior a este periodo, el mito de Pachácamac cuenta que su furia se manifestaba con temblores destructores, la que era apaciguada con sacrificios y ofrendas de alimentos.

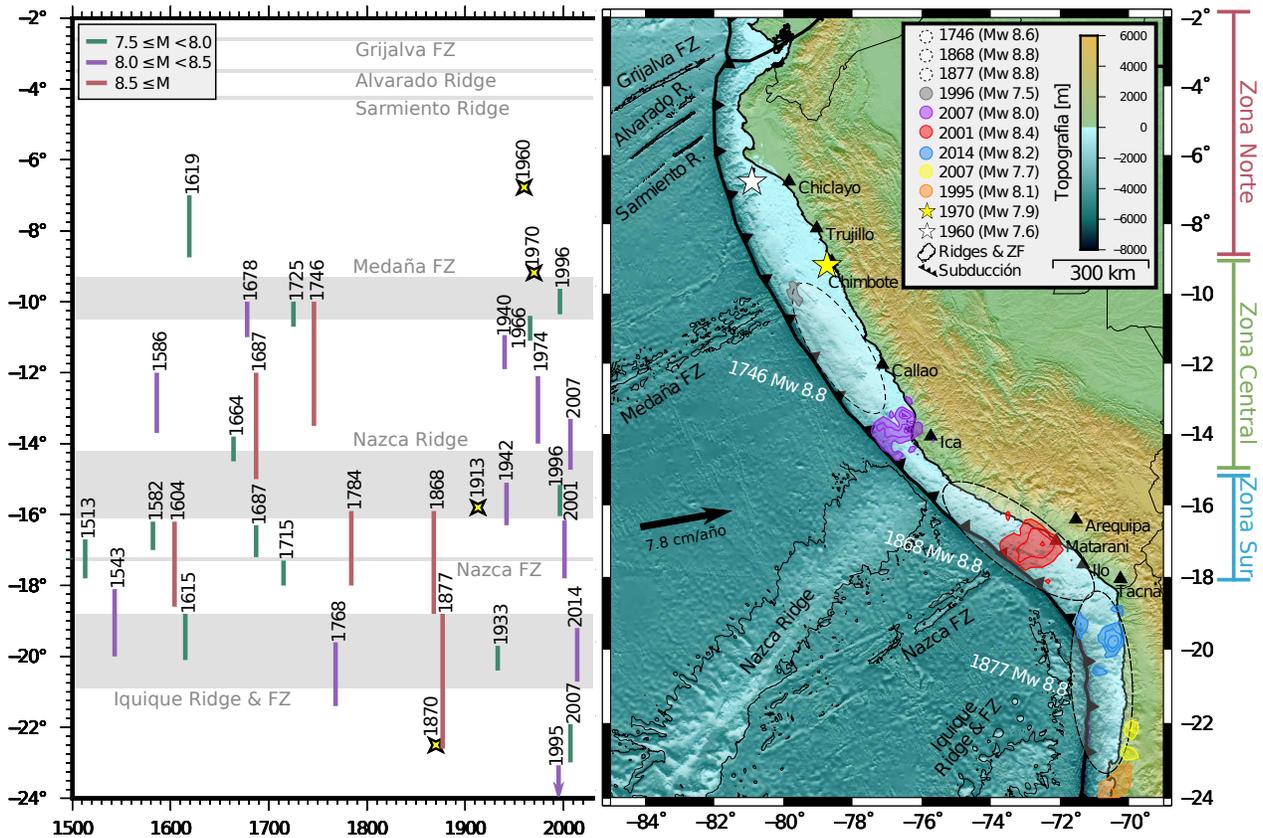


Figura 3.10: **Izquierda:** Sísmicidad histórica de la región, cada línea representa el largo estimado para los sismos interplaca históricos y calculados para los sismos más recientes. Las estrellas representan sismos intraplaca. **Derecha:** Contexto sismotectónico de la región, principales límites de placa en negro, áreas de ruptura para los principales sismos históricos: punteada para áreas estimadas y línea continua para áreas calculadas. Ver leyenda para mayor detalle.

En esta región la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana es ligeramente más rápida que en el resto del margen, llegando a una velocidad promedio de 7.8 cm/año[36][79][156], contando con una gran cantidad de estructuras batimétricas en subducción (ver Figura 3.10), muy similar al margen chileno. Otro aspecto importante de la subducción peruana es la alta presencia de *flat slab* o subducción plana, probablemente asociado a

esta gran presencia de altos marinos[28][60]. Esta subducción de unidades batimétricas produce la aparente segmentación de la sismicidad, creando 3 regiones individuales(ver Figura 3.10): La zona Norte se encuentra entre la Z.F. de Grijalva y la de Medaña, aproximadamente entre los 3°y 9°S; entre la Z.F. de Grijalva y el Ridge de Nazca se encuentra la zona Central, entre los 9°y 15°S; y, finalmente, la zona Sur toma lugar entre el Ridge de Nazca y el de Iquique, entre los 15°y 18°S en el límite político con Chile.

Históricamente las tres regiones han sido caracterizadas con diferentes niveles y tipos de sismicidad[89]: La región al norte tiene un bajo nivel de sismicidad y cuenta con sismos lentos y *tsunami earthquakes*; en el sector central de Perú se tiene un alto nivel de sismicidad con numerosos sismos de magnitud importante ($M \sim 8$); el sur peruano cuenta también con un alto nivel de sismicidad y muchos sismos de gran magnitud ($M > 8.5$), contando con algunos de los sismos más grandes de toda la región sudamericana.

Existen numerosos registros y estudios históricos[24][39][152], contando incluso con un catálogo histórico dedicado exclusivamente a tsunamis producidos en la región[89], por lo que la sismicidad de la región está bien determinada hasta aproximadamente el año 1500, como se mencionó anteriormente por el comienzo de la historia escrita en la región. Habiendo dicho esto, la región norte del Perú no contó con asentamientos importantes en el pasado, no así como en el Centro/Sur, por lo que la completitud de los catálogos históricos en esta región es debatible.

El peligro tsunamigénicos de la región ha sido estudiado anteriormente, más notablemente por Okal et al. en 2006[116], en donde usando sismos similares a los históricos, y en algunos casos de mayor tamaño, se estimó el peligro por inundación de tsunami. Sin embargo, el mayor problema de este estudio es que el peligro fue evaluado usando fuentes homogéneas para la generación de tsunami, por lo que es muy probable que haya sido subestimado.

3.2.1. Perú Sur

Ubicada entre el Ridge de Nazca y el Ridge de Iquique, la zona Sur del Perú es una de las más sísmicamente activas de toda Sudamérica y cuenta con una rica historia sísmica. Esta región del Perú fue una de las más pobladas a lo largo de su historia, por lo que se tiene una buena idea de la sismicidad pasada en esta región, con terremotos datando desde el año 1513 en adelante. Esta región se caracteriza por sismos de gran magnitud, destacando por haber albergado sismos tipo *megathrust* ($M > 8.5$) en 3 ocasiones[24]: 1604 MS \sim 8.7, 1784 mL \sim 8.6, 1868 Mw \sim 8.8.

Esta región fue considerada como una laguna sísmica muy madura en el pasado[24] debido a que en ella se produjeron grandes sismos en el pasado y, sin embargo, desde 1868 tuvo una quietud muy larga sin sismos de gran tamaño hasta el año 2001 cuando ocurre el terremoto de Camaná Mw 8.4 (ruptura en rojo en Figura 3.10) que llena en parte el déficit sísmico en esta sección, dejando suficiente energía acumulada como para generar un terremoto magnitud Mw 8.1 \sim 8.5[21].

Se encuentra aparentemente sísmicamente segmentada por los Ridge de Nazca e Iquique (ver sismos históricos), y bajo esta hipótesis Carena[15] propone el 2011 un máximo tamaño de ruptura entre Mw 8.6-9.2 en caso de que se desplazase todo el segmento en un único sismo. Habiendo dicho esto, y si bien los ridges parecen haber actuado como barreras para la ruptura de los sismos en el pasado (ver Figura 3.10), la zona de fractura de Nazca parece no afectar la ruptura de los sismos de gran magnitud (i.e. 1604, 1784, 1868), aunque sí parece afectar a sismos de menor magnitud como el del 2001 (Mw 8.4)[136].

Como se aprecia también, en torno al Ridge de Nazca la línea de costa se encuentra mucho más cercana a la fosa oceánica, lo que ha sido interpretado como evidencia que este Ridge facilitaría el *creep* o deslizamiento asísmico en esta parte[146], es decir la zona está en constante movimiento, lo que evita que acumule energía en el largo plazo y explicaría su comportamiento como barrera.

Los terremotos de 1604 y 1868 rompen la totalidad o gran parte de el segmento Iquique-Nazca, mientras que con respecto al sismo 1784 existe algo más de discrepancia con su ubicación entre el Ridge y Z.F. de Nazca, o bien pasando más allá de esta zona de fractura hacia el sur[24][39][52], del mismo modo su magnitud varía entre Mw 8.4 a 8.6.

Considerando la ruptura del sismo de 2001 y el déficit sísmico en la región, se propone un terremoto de magnitud 8.5 ubicado en la parte norte de esta región, al norte de la ruptura del terremoto de Camaná 2001 (Mw 8.4) y al sur del Ridge de Nazca. Con una magnitud de momento 8.5 supone una ruptura ligeramente más grande al evento del 2001 y un slip promedio superior a los 5 metros, que se emplazará en una aspereza de gran acoplamiento según los estudios de la zona, lo que se aprecia en la Figura 3.11 en torno a los 15 o 16°S.

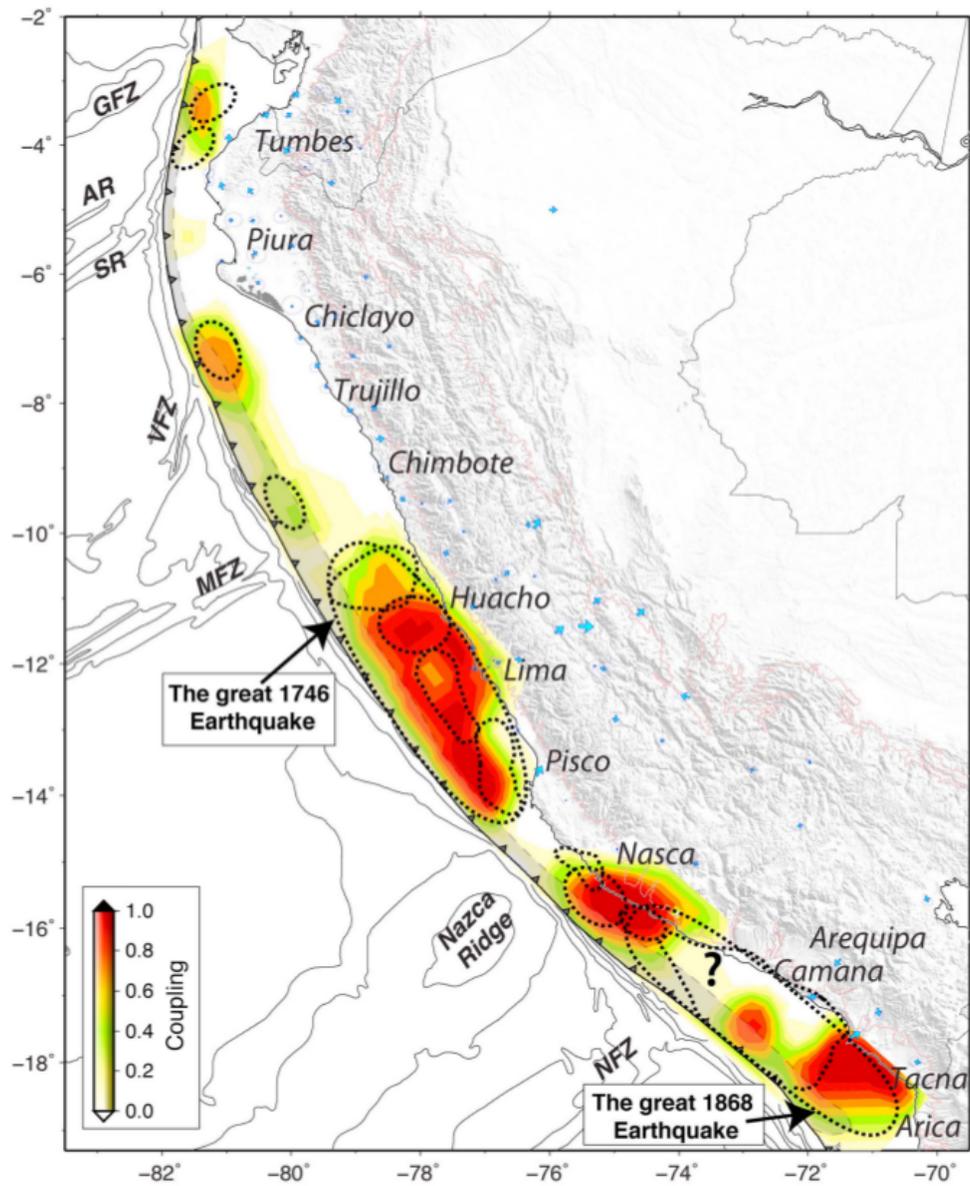


Figura 3.11: Acoplamiento sísmico para Perú. Sacado de Villegas-Lanza et al. 2016

3.2.2. Perú Central

Perú central corresponde a la zona comprendida entre la región de fractura de Medaña y el Ridge de Nazca, y es un nivel alto de sismicidad y cuenta con grandes sismos en los últimos años 1940 (Mw 8.1), 1966 (Mw~8.0), 1974 (Mw 8.0) y 2007 (Mw 8.0).

La región de Perú Central tiene algunos de los sismos más grandes, principalmente el sismo de 1746, el que si bien ha sido seguido por algunos grandes sismos (ver Figura 3.10 y 3.12), éstos no han sido capaces de liberar suficiente energía como para suplir el déficit de momento (Ver Figura 3.12).

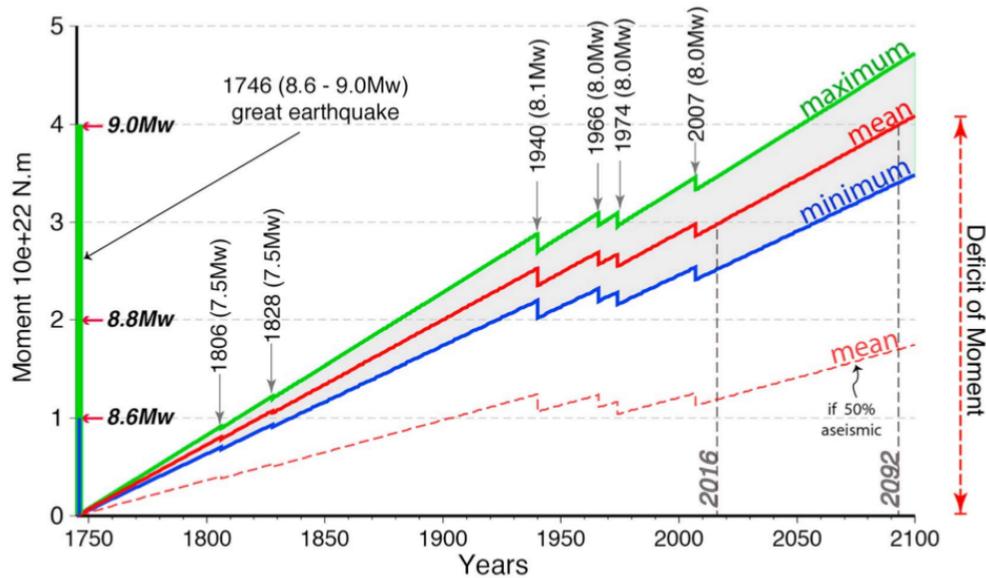


Figura 3.12: Gap sísmico de 1746, acumulación y liberación de momento en la región central de Perú. Sacado de Villegas-Lanza et al. 2016

Mirando el acoplamiento sísmico de Perú (Ver Figura 3.11) se puede apreciar que la región más áltamente acoplada corresponde a Perú Central entre la zona de fractura de Medaña y el Ridge de Nazca, casi totalmente acoplado. Si se considera que en la región el 50 % de la energía sísmica se libera de manera asísmica (*creep*, eventos lentos, etc.) podemos ver que en promedio se puede esperar un sismo hasta de magnitud Mw 8.7, mientras que si consideramos que el 100 % de la energía se mantiene en la interfaz para generar un gran sismos, entonces podemos esperar un sismo hasta magnitud Mw 9.0 emplazándose en la totalidad de la región.

Esta región entonces no es una laguna sísmica en el sentido tradicional de la palabra ya que, si bien está áltamente acoplada y presenta un gran déficit sísmico, ha tenido numerosa actividad sísmica reciente (últimos 80 años). A pesar de esta actividad, y como muestran los estudios de la zona, es posible esperar un terremoto de magnitud Mw 8.9 si se considera la ruptura total de la región, entre la zona de fractura de Medaña y el Ridge de Nazca, lo que está en concordancia con el déficit sísmico calculado para la región[169].

3.2.3. Perú Norte

El norte peruano se extiende entre las zonas de fractura de Grijalva y Medalla, aproximadamente entre los 3°y los 9°S y se caracteriza su leve actividad sísmica, con pocos sismos de gran magnitud y una baja tasa de sismicidad.

La historia sísmica en este sector es muy pobre y el único gran sismo histórico ocurrió en 1619 con una magnitud entre 7.7 a 8.0[39], sin mecanismo definido ni registro de tsunami por lo que no es claro saber si es que corresponde o no a un terremoto interplaca.

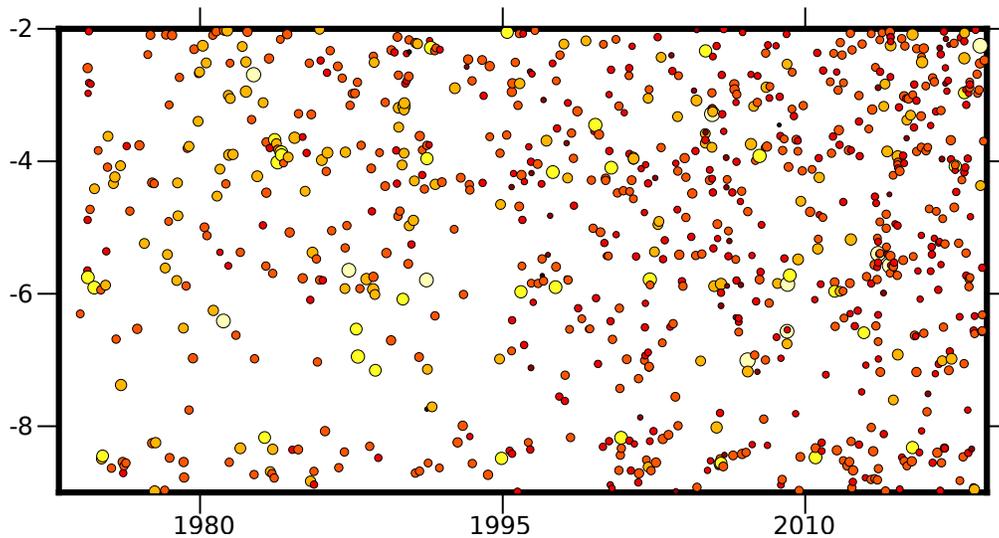


Figura 3.13: Distribución latitudinal de la sismicidad en el norte peruano.

Los estudios geodéticos en la zona muestran que esta no acumulará grandes cantidades de energía en periodos largos de tiempo, si no que irá liberando esta energía de manera paulatina mediante movimientos asísmicos o *creep*[112][169]. Esto podría deberse a que la gran presencia de unidades batimétricas: Zona de Fractura de Grijalva, y Ridges de Alvarado y Sarmiento. Estas unidades batimétricas permitirían la llegada de fluidos a la interfaz sísmicas facilitando así el movimiento continuo y evitando el comportamiento más frágil como se observa con la Z.F. de Mejillones[122] y con la Z.F. de Challenger y el Ridge de Juan Fernández[127]. Sin embargo, una inspección visual de la sismicidad interplaca de la región (ver Figura 3.13) no permite identificar una sismicidad persistente o *clusters* sísmicos en las cercanías de las zonas de fractura o ridges.

Como se ha mencionado los estudios geodéticos de la zona muestran una región poco acoplada (Ver Figura 3.11), por lo que no tendría mucho potencial tsunamigénico. Sin embargo es importante destacar que como se aprecia en la Figura (Ver Figura 3.14) los modelos obtenidos con GPS muestran una pobre resolución en la zona cercana a la fosa[169], por lo que no podemos descartar la ocurrencia de un gran sismo en esta parte.

Se simulará entonces un escenario en toda la región con pobre resolución geodética, usando como único parámetro un largo de ruptura de cerca de 400 kilómetros, lo que significa una ruptura de magnitud Mw 8.8 en las cercanías de la fosa.

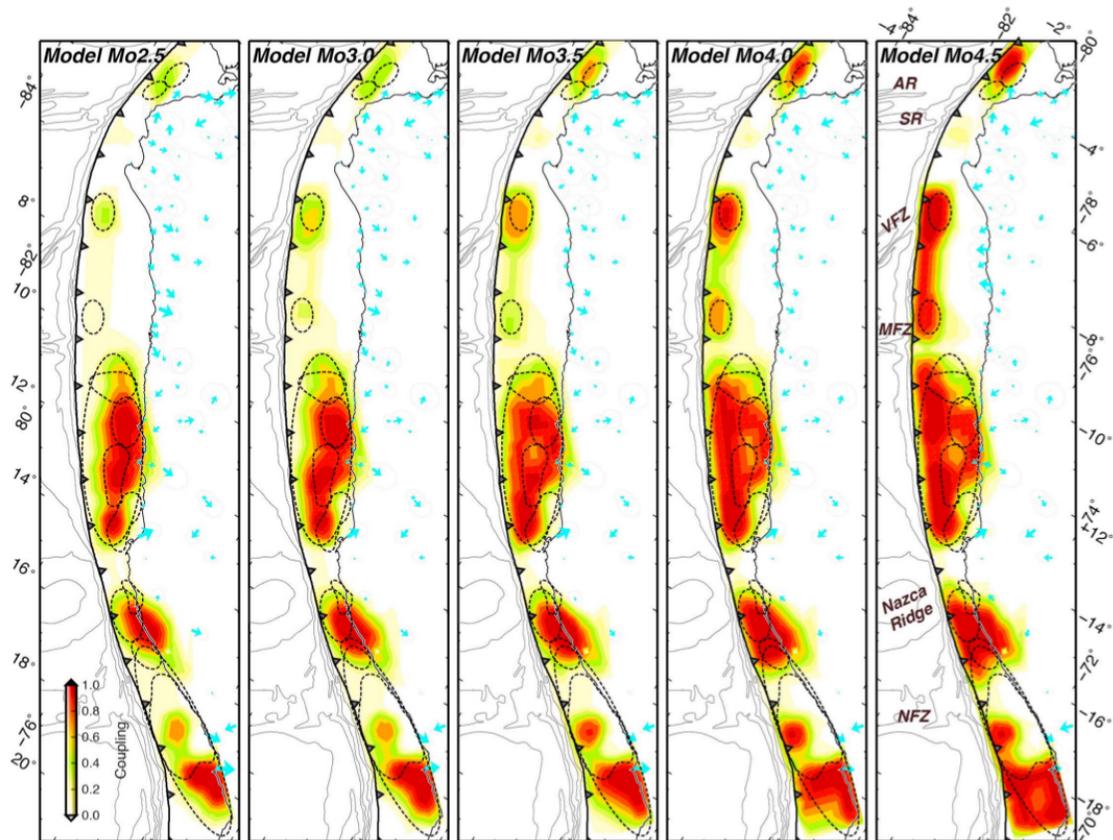


Figura 3.14: Variabilidad de los modelos de acoplamiento en la región. Notar la gran variabilidad entre el primer y último modelo en la región norte de Perú, pasando de nulo o bajo acoplamiento a una fosa fuertemente acoplada. Sacado de Villegas-Lanza et al. 2016

3.3. Ecuador-Colombia

Ecuador y Colombia han sido estudiados sísmicamente como un solo borde de subducción a lo largo de su historia, debido a la cercanía entre los dos países y a que algunos de los sismos más importantes ocurrieron directamente en el borde de ambos países, como es el caso del terremoto de 1906 Mw 8.8, el sismo más importante de esta región (ver Figura 3.15).

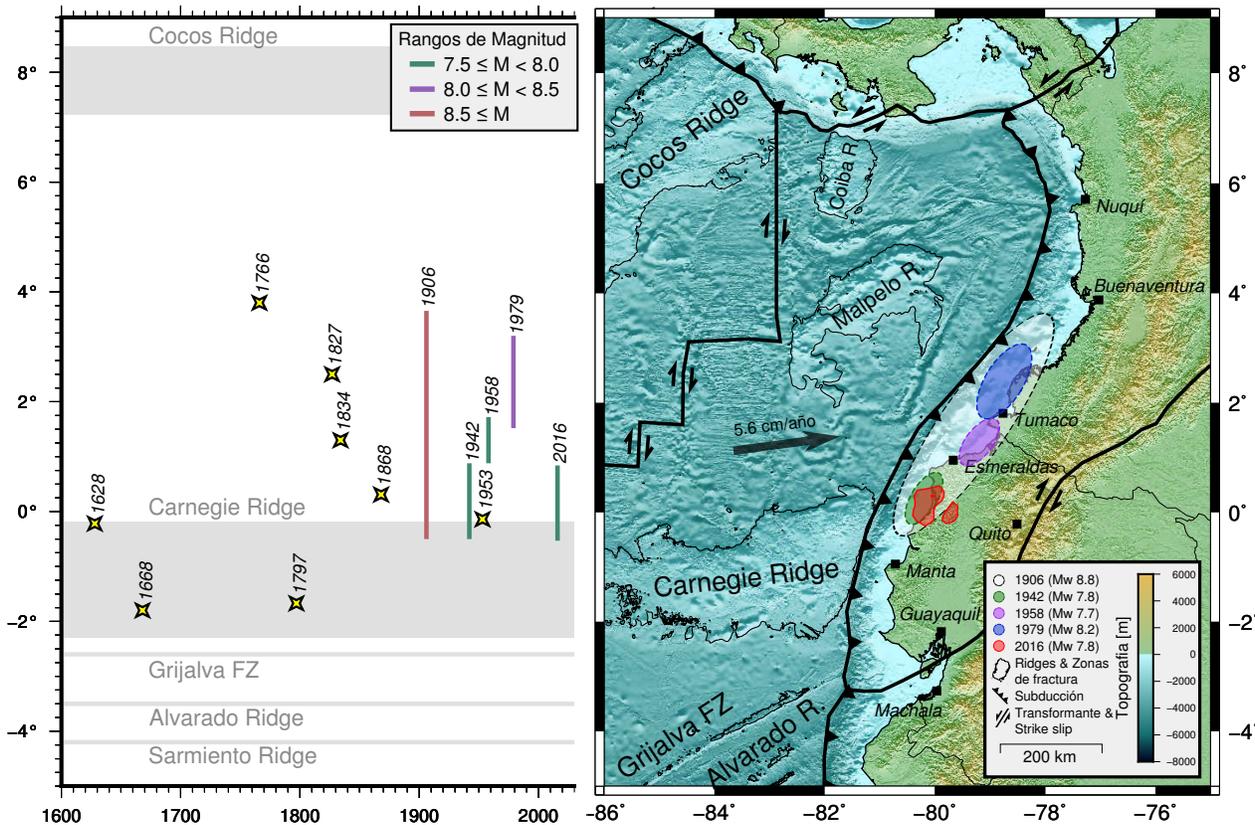


Figura 3.15: **Izquierda:** Sísmicidad histórica de la región, cada línea representa el largo estimado para los sismos interplaca históricos y calculados para los sismos más recientes. Las estrellas representan sismos intraplaca. **Derecha:** Contexto sísmotectónico de la región, principales límites de placa en negro, áreas de ruptura para los principales sismos históricos: punteada para áreas estimadas y línea continua para áreas calculadas. Ver leyenda para mayor detalle.

En Ecuador existe una cantidad importante de la población ubicada en zonas costeras, principalmente en las cercanías a Guayaquil, Manta y Esmeraldas. Por otra parte, si bien la población colombiana se encuentra principalmente tierra adentro, existen puntos de interés con alta densidad poblacional como lo son Buenaventura y Tumaco, debido a su cercanía al mar y lo bajo del relieve en el que se emplazan.

La estructura más importante en subducción en la región corresponde al Carnegie Ridge, que posiblemente podría producir el quiebre de la placa subductante[59], por lo que sería una barrera natural para la propagación de sismos en la región, además de crear una segmentación más compleja en la placa Sudamericana, en comparación a lo que se ve más al sur.

El norte de esta región, en el borde Colombia-Panamá, se caracteriza por tener un cambio de régimen hacia un movimiento del tipo *strike-slip* entre la placa de Nazca y la microplaca de Panamá, así como también entre el bloque Andino Norte y la microplaca de Panamá. Debido a este cambio de régimen es que se tiene un movimiento más complejo de estudiar en la región colombiana lo que podría explicar la falta de estudios en la región.

Con respecto a los estudios de acoplamiento existentes en la región, se tienen principalmente dos trabajos[20][111] que muestran resultados similares (ver Figura 3.16): altos niveles de acoplamiento en las regiones cercanas a la fosa y acoplamiento alto ubicado directamente al norte de la subducción del Ridge de Carnegie en lo que viene a ser la ruptura del sismo de 1906. Existen diferencias entre los niveles de acoplamiento, mostrándose niveles intermedios a muy altos dependiendo del modelo. Es importante notar que la mayor parte de los estudios están ubicados más hacia Ecuador, y la cobertura de estaciones de GPS hacia Colombia ha sido muy pobre en el pasado por lo que no existen estudios de acoplamiento intersísmico actualmente en la región.

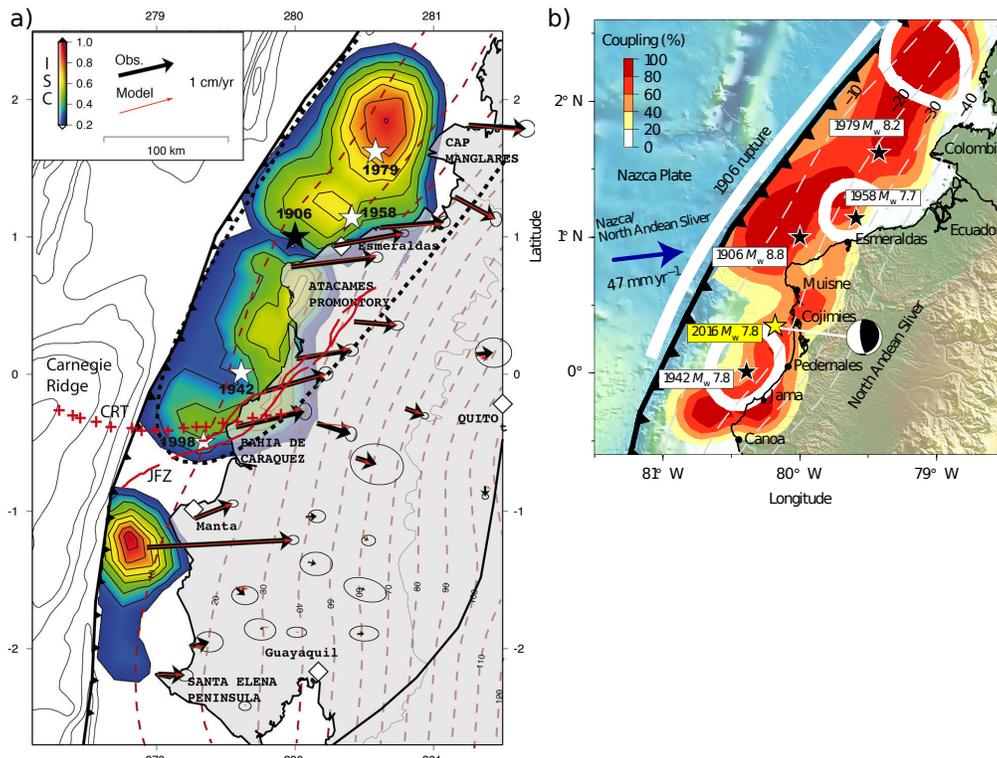


Figura 3.16: Acoplamiento intersísmico para la región de Ecuador-Colombia. Adaptada de a) Chlieh et al., 2014[20] y b) Nocquet et al., 2016[111]

3.3.1. Borde Ecuador-Colombia

En el borde Ecuador-Colombia la sismicidad interplaca está bien constreñida hasta el año 1906, con una secuencia sísmica bien identificada (ver Figura 3.15): 1906 (Mw 8.6-8.8)[1][76][179], 1942 (Mw 7.8)[152], 1958 (Mw 7.7)[11], 1979 (Mw 8.2)[11][74][76], y más recientemente 2016 (Mw 7.8)[111][179]. Anterior a esta fecha los datos son escasos, y sólo se tienen registros de sismos intraplaca en esta zona de subducción. La sismicidad interplaca ha sido largamente estudiada en la zona[152], y los modos variables de ruptura de la región fueron definidos por Kanarmori & McNally (1982)[76].

Sin embargo, Noquet (2017)[111] dio indicios en un reciente estudio que el borde Ecuador-Colombia puede estar albergando un superciclo sísmico. Para llegar a esta conclusión se compararon los momentos sísmicos liberados por el terremoto de Pedernales en 2016 y el momento acumulado o esperado a la fecha desde 1942 (último gran terremoto en este segmento), y se concluyó que el déficit acumulado es superado en un 30 a 60 % por la reciente ruptura. Si se repite el ejercicio, esta vez tomando en cuenta el momento liberado por el terremoto de 1942 y estudiando el déficit acumulado desde 1906 nuevamente éste alcanza a dar cuenta del 50 a 90 % del momento liberado. Similar es el caso del terremoto de 1958, excediendo el momento acumulado en un 50 a 180 %, y el terremoto de 1979 es al menos un 70 % más grande de lo esperado. La hipótesis entonces es que el terremoto de 1906 no libera todo el déficit sísmico acumulado en la zona, por lo que futuros terremotos podrían liberar mucha más energía de la presupuestada. Esta hipótesis es apoyada por un estudio de Migeon (2017)[102], en el que propone que esta zona podría haber albergado al menos 1 o 2 sismos de similares magnitudes a 1906 en los últimos 600 años.

Con esto en mente, el terremoto máximo de la zona se define partiendo en el borde norte de las rupturas de 1942 y 2016, alrededor de los 1°N , y parando en lo que sería el punto final de la ruptura de 1906 cercano a los 3.5°N . Con una ruptura de ~ 350 [km] y usando leyes de escala se obtiene una magnitud de momento Mw 8.6 y un deslizamiento promedio de 6.1 metros. Esto es por mucho superior al estimado simple de 2.2-3.4 metros desde 1958 y 1979, respectivamente, usando una tasa de 5.6 cm/año y se justifica por la idea que un superciclo está ocurriendo en el borde Ecuador-Colombia.

3.3.2. Colombia norte o Región del Darién

El conocimiento es muy escaso acerca del segmento norte de la subducción colombiana, en su borde con Panamá también conocido como el Darién. Los estudios geodéticos están mayormente localizados alrededor del borde Ecuatoriano-Colombiano[20][111], hay poca o nula sismicidad histórica asociada a terremotos tsunamigénicos[128][129][4], la mayor parte de los estudios de riesgo están localizados tierra adentro y los estudios de tsunami se realizan usando el terremoto de 1906 como el terremoto de diseño[14][119][132].

Con respecto a la falta de estudios geodéticos en la región podemos ver que la densidad de estaciones en el pasado fue bastante pobre y se encontraba ubicada mayoritariamente en Ecuador (ver Figura ??a), pero hoy en día existe una mayor cobertura en la región (ver Figura ??b), con una mayor cantidad de estaciones instaladas en los últimos años[166] que permitirá a futuro tener mayor claridad en cuanto al real peligro de la región.

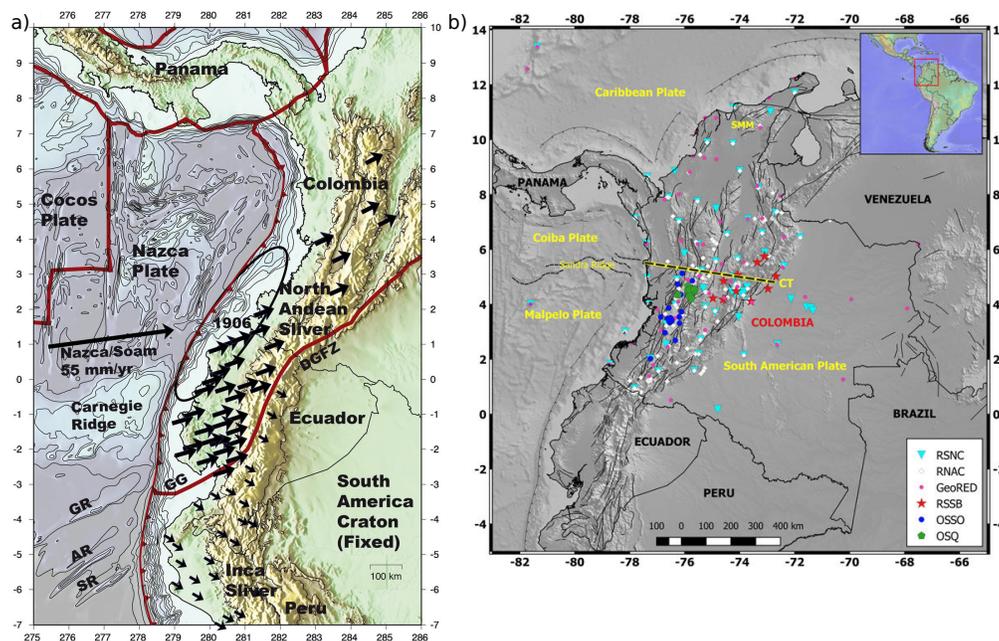


Figura 3.17: Densidad de estaciones en Colombia. Adaptada de a) Chlieh et al., 2014[20] y b) Vargas et al., 2018[166]

No hay evidencia histórica que de cuenta de terremotos o tsunamis regionales[129], además de los generados en el sector Ecuador-Colombia. Dos explicaciones son plausibles para este fenómeno: La primera es que el régimen tectónico cambia hacia el norte de subducción a uno de rumbo entre la placa de Nazca y la Panameña, esto podría reducir la cantidad de estrés acumulado directamente a subducción. Hay dos terremotos inversos en la zona con magnitud M_w 7.2 en 1991 y 2004 alrededor de los $4.5^\circ N$ [157], lo que indicaría que existe acumulación de energía en el área, tal vez a una tasa menor que el resto del continente; la segunda explicación da cuenta de la baja población en esta área[135], debido principalmente al clima muy duro. Históricamente la población del Darién ha sido muy baja en esta zona selvática, los caminos de difícil acceso, y con población poco letrada, y tal vez esto podría dar cuenta de la falta de registros históricos.

Directamente en cuanto a la geodinámica de la zona, el régimen al parecer es más bien de

creep[20][111] y no hay acumulación grande de esfuerzos, por lo que no se deberían esperar grandes sismos en esta zona. Otra hipótesis es suponer que la recurrencia de grandes sismos es mucho más grande en la región[?], como se ha visto en otras zonas del mundo[154][53], por lo que en nuestra corta historia moderna parecemos percibir como si no temblara.

Dado que no existe evidencia para decir que un sismo *megathrust* no puede ser generado, se fijará el terremoto de diseño igual a la totalidad de la zona de estudio. Esto significa que se usará la zona al norte del sismos de 1906 recorriendo completamente hasta llegar al cambio de régimen en Panamá. Con una ruptura de 500 km de largo se estima un terremoto de magnitud Mw 8.8 con slip promedio de 7.8 metros.

3.4. Fuentes a utilizar

Basándose en el estudio previo de la sismotectónica de cada región, así como de los estudios de acoplamiento estimado por redes de GPS, es que para cada zona se define el terremoto máximo posible o de diseño con el cual se modelarán los tsunamis. En lo siguiente se detalla el terremoto usado para cada región y al final se tiene un cuadro resumen con la completitud de las fuentes usadas.

- Para Chile Central se utiliza un sismo de magnitud 8.6 ubicado frente a Valparaíso, esto basado en que en esta zona hay un gran acoplamiento y hacia el norte se tiene el sismo de Illapel 2015 y hacia el sur se tiene el terremoto de Maule 2010, los cuales liberarían probablemente toda la energía acumulada hacia la fosa. Recordar que el último gran sismo tsunamigénico en la región corresponde al terremoto de 1730 con magnitud 9.0.
- Chile Norte Chico o Chile Central Norte corresponde a una región sin mayor actividad desde el terremoto de 1922, con magnitud ~ 8.6 , y cuenta con dos regiones de gran acoplamiento por lo que un terremoto de magnitud 8.7 puede tomar lugar en esta región ubicada al norte de la zona de ruptura del terremoto de Illapel 2015.
- Chile Norte Grande cuenta con un terremoto significativo el 2014 en Iquique, por lo que se estudia el escenario en que la ruptura ocurre al norte y al sur de este evento, usándose dos eventos, uno de magnitud 8.3 al Norte (también llamado Norte Grande Arriba) y otro de magnitud 8.5 al sur (también llamado Norte Grande Abajo). No se estudia el caso en que la ruptura ocurre en la totalidad de la región ($M \sim 9$) ya que este caso fue estudiado previamente por J. Ruiz el 2015[142].
- Perú Sur se utiliza un terremoto de magnitud 8.5 en lo que sería el área de ruptura del terremoto de 1886 descontando el terremoto de 2007.
- Perú Central cuenta con la simulación de terremoto más grande (M_w 8.9), ya que en esta región si bien han ocurrido varios sismos de magnitud significativa en las últimas décadas ($M \geq 8$), el déficit sísmico de la región desde el terremoto de 1746 es altísimo.
- Perú Norte se cree como una zona de *creep* o deslizamiento asísmico, por lo que un sismo de grandes magnitudes es difícil de imaginar. Se utiliza un sismo de magnitud M_w 8.8 que ocupa toda la región en la cual se tiene poca definición de GPS por lo que no se tiene certeza de que pueda generar un gran sismo. Al igual que como se explica para el caso de Colombia-Panamá, el norte de Perú fue la región menos poblada durante el comienzo de la historia escrita en la región, por lo que tal vez la falta de sismicidad histórica se debe a la falta de población capaz de percibirla.
- Ecuador-Colombia cuenta con grandes sismos en los últimos años, el último en el año 2016. En teoría esta zona no debería tener un gran déficit sísmico desde el año 1906 en donde un gran sismo tomó lugar ($M \sim 8.8$), sin embargo la última evidencia tendería a indicar que esta zona podría tener la presencia de un super ciclo sísmico, es decir que existe en ella energía acumulada desde mucho antes que el sismo de 1906 y por lo cual se modela un sismo al norte de la ruptura del terremoto de Quito 2016 hasta el fin de la ruptura del terremoto de 1906, usando una magnitud M_w 8.6.
- El borde Colombia-Panamá no tiene sismicidad significativa, ni antecedentes de tsunamis directamente en esta zona, e incluso el régimen sísmico cambia a strike-slip en su extremo norte, por lo que no existen antecedentes para creer en la existencia de un gran sismo. Sin embargo, en el mismo sentido no existen antecedentes para descartar que un

sismo pudiese ocurrir aquí, ya que tampoco existe una red densa que permita descartar esta posibilidad. Es más, en la región del Darién existe una extensa selva y el clima es muy duro como para haber albergado una gran población (letrada) que generara un catálogo histórico, por lo que tal vez simplemente la falta de conocimiento histórico nos hace tener una visión sesgada de la sismicidad en el área. Un sismo de magnitud 8.7 se simula, abarcando la totalidad de la región estudiada.

Subducción Sudamericana		
Región	Magnitud (Mw)	Figura correspondiente
Chile Central	8.6	Figura 3.18
Chile Norte Chico	8.7	Figura 3.19
Chile Norte Grande	8.5	Figura 3.20
	8.3	Figura 3.21
Perú Sur	8.5	Figura 3.22
Perú Central	8.9	Figura 3.23
Perú Norte	8.8	Figura 3.24
Ecuador-Colombia	8.6	Figura 3.25
Colombia-Panamá	8.7	Figura 3.26

Tabla 3.1: Resumen de magnitudes y fuentes simuladas.

A continuación se presentan las geometrías utilizadas para modelar la interfaz de ruptura. En las siguientes figuras la región roja representa el modelo geométrico de ruptura utilizado, donde los perfiles en negro se grafican de norte a sur (A-D) a la izquierda para mostrar el ajuste con respecto al modelo Slab 2.0, utilizado como guía. Por otra parte, la región encerrada en blanco representa a la región interior para el cómputo de la deformación superficial (utilizando Okada), mientras que el resto de la región corresponde al dominio total de modelamiento de tsunami.

3.4.1. Chile Central

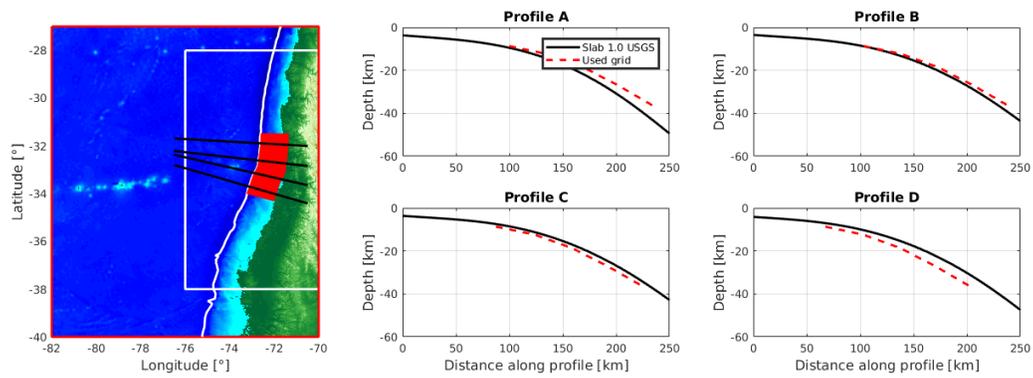


Figura 3.18: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.4.2. Chile Norte Chico

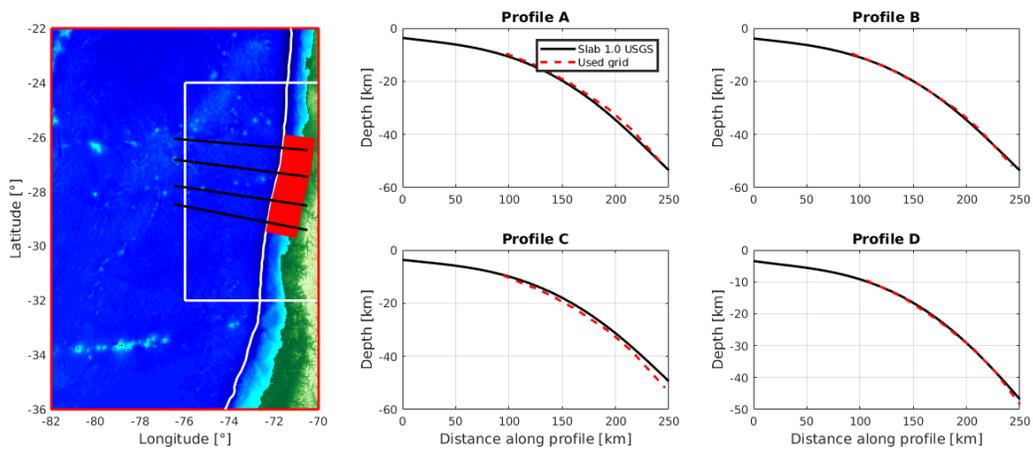


Figura 3.19: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.4.3. Chile Norte grande

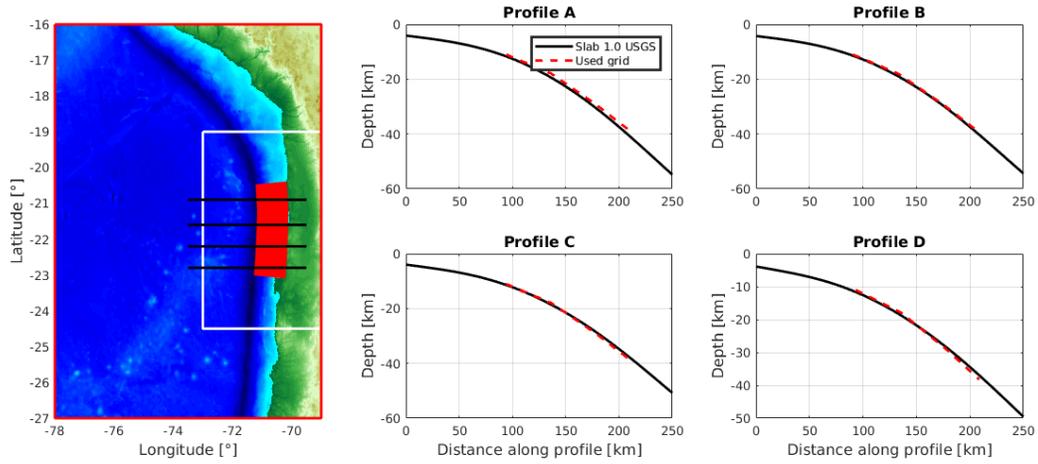


Figura 3.20: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

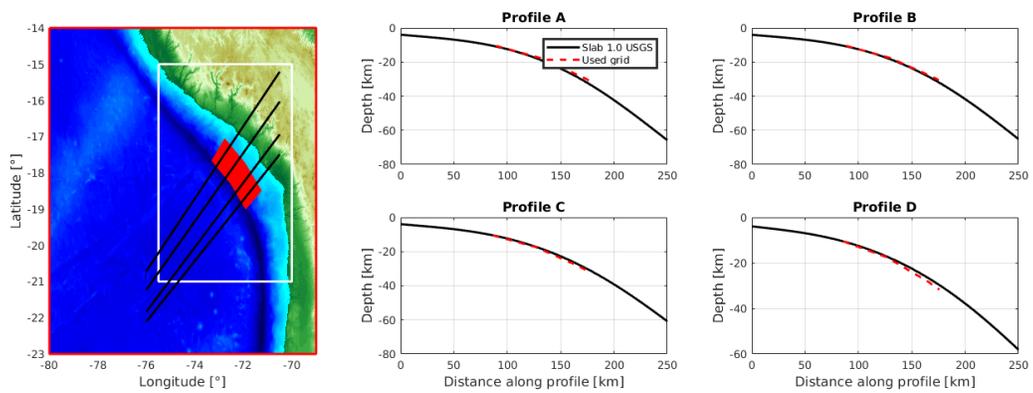


Figura 3.21: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.4.4. Perú Sur

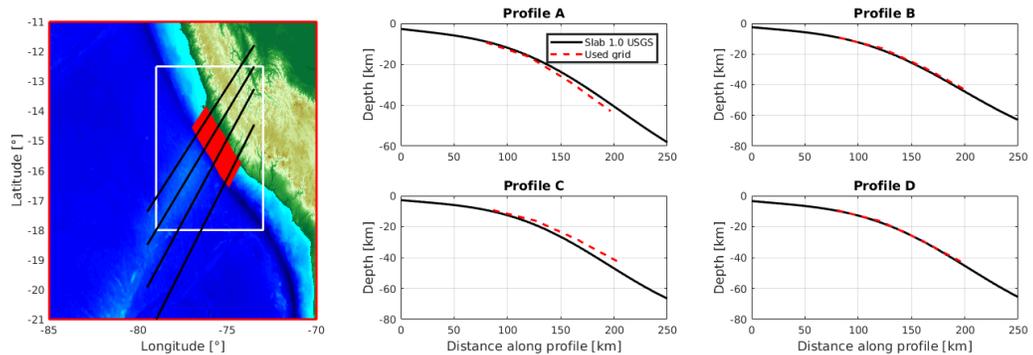


Figura 3.22: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.4.5. Perú Central

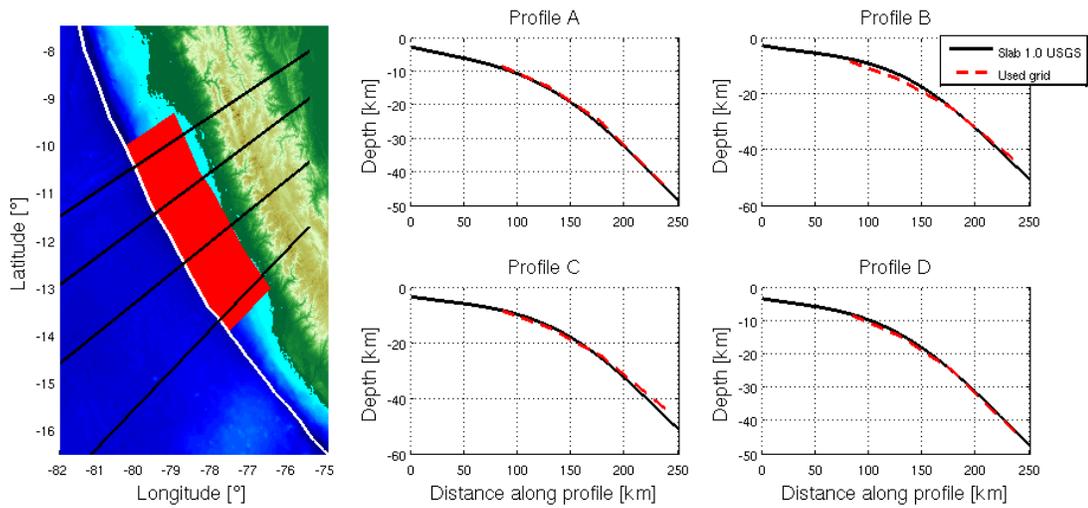


Figura 3.23: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.4.6. Perú Norte

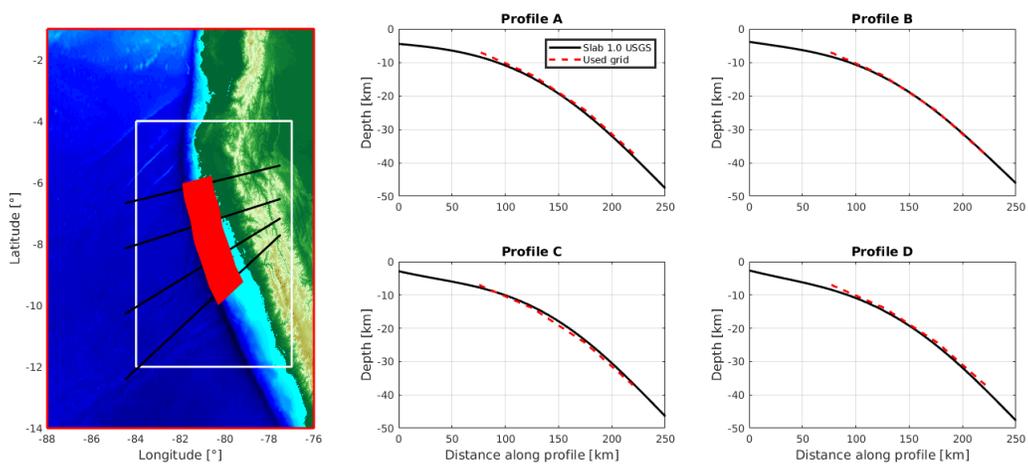


Figura 3.24: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.4.7. Ecuador-Colombia

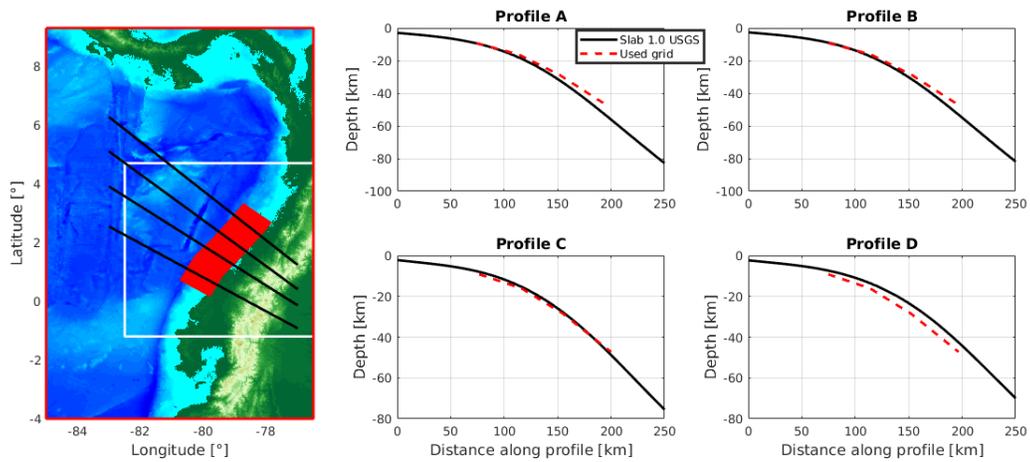


Figura 3.25: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.4.8. Colombia-Panamá

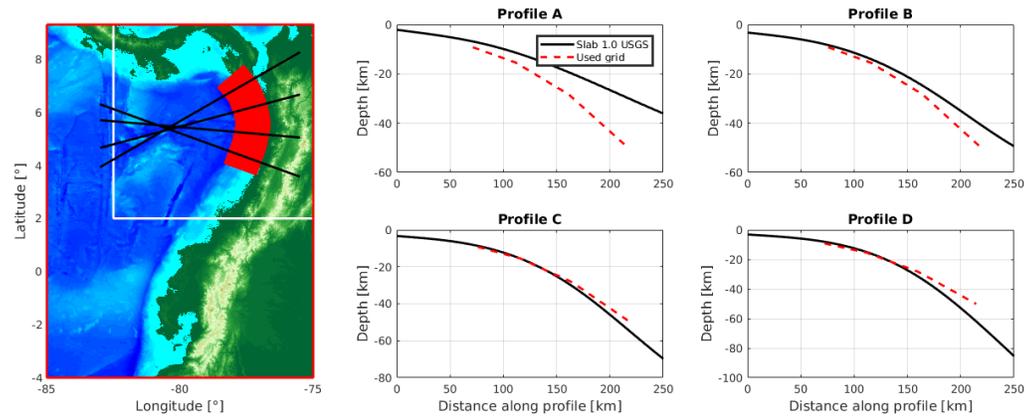


Figura 3.26: Geometría del Slab a utilizar y comparación con el modelo Slab 2.0 del USGS.

3.5. Resultados

En lo siguiente se detallan los resultados obtenidos para las distribuciones de run up para las diferentes regiones sudamericanas seguido de un resumen de todas las distribuciones en la región.

En todas las regiones se muestra la distribución latitudinal obtenida para el run up, además de la probabilidad de excedencia calculada en base a esta distribución de probabilidad.

Para el caso de Ecuador-Colombia y Colombia se muestran también distribuciones longitudinales para las costas de Panamá y Costa Rica, ya que no tiene sentido una distribución latitudinal para una costa orientada de manera Este-Oeste.

3.5.1. Chile Central

Para Chile Central se obtiene una distribución de gran extensión con casi 200 kilómetros con run ups superiores a los 10 o 20 metros en algunos casos. Esto entre los 32 y 34°S, que corresponde a Valparaíso y los alrededores (Viña del Mar, Quinteros, etc.). Para el resto de la zona se obtienen distribuciones no superiores a los 5 metros, salvo frente a Talca en donde hay un *peak* anómalo con caso 10 metros de run up, esto probablemente atribuido a la forma de la costa. Frente a Concepción y Coquimbo se observan fenómenos similares con alturas superiores a los 5 metros.

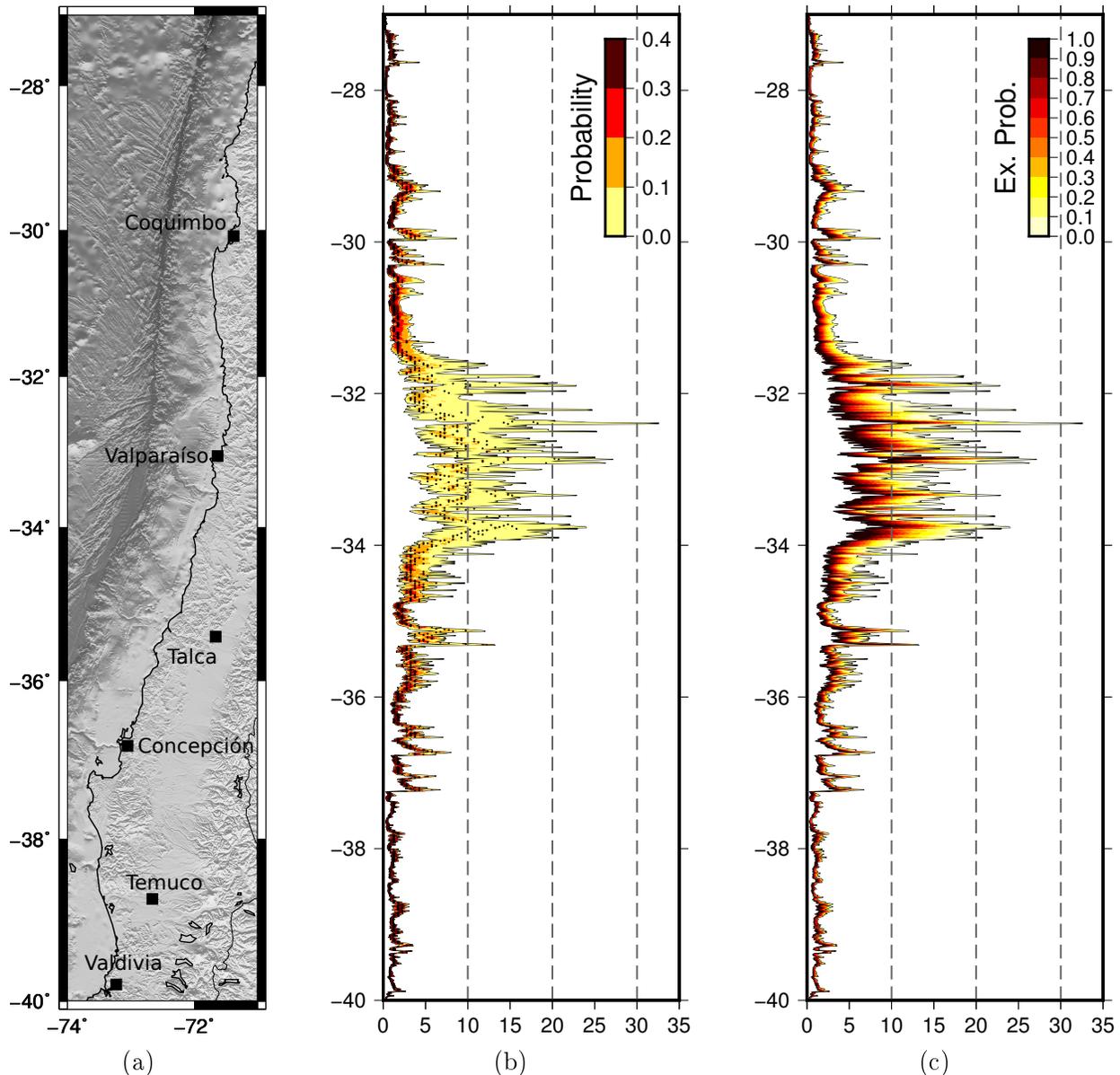


Figura 3.27: Distribuciones de run up para Chile Central. (a) Región de estudio y ciudades de referencia. (b) Distribución de run up, máximos de probabilidad marcados con puntos negros. (c) Distribución de la probabilidad de excedencia.

3.5.2. Chile Norte Chico

Las regiones de Coquimbo y Atacama son las más afectadas con distribuciones entre los 10 a 25 metros, con un peak máximo de 35 metros cercano a los 28.5°S y otro igualmente importante cercano a los 30 metros en torno a los 26.5°S. Frente a la península de Mejillones se ve un fenómeno de amplificación con alturas cercanas a los 5 metros, lo mismo que se aprecia en el puerto de Coquimbo y al norte de Valparaíso con alturas superiores a los 10 metros. En general los escenarios más probables no superan los 10 metros en toda la región, y en las zonas lejanas a la fuente son inferiores a los 5 metros.

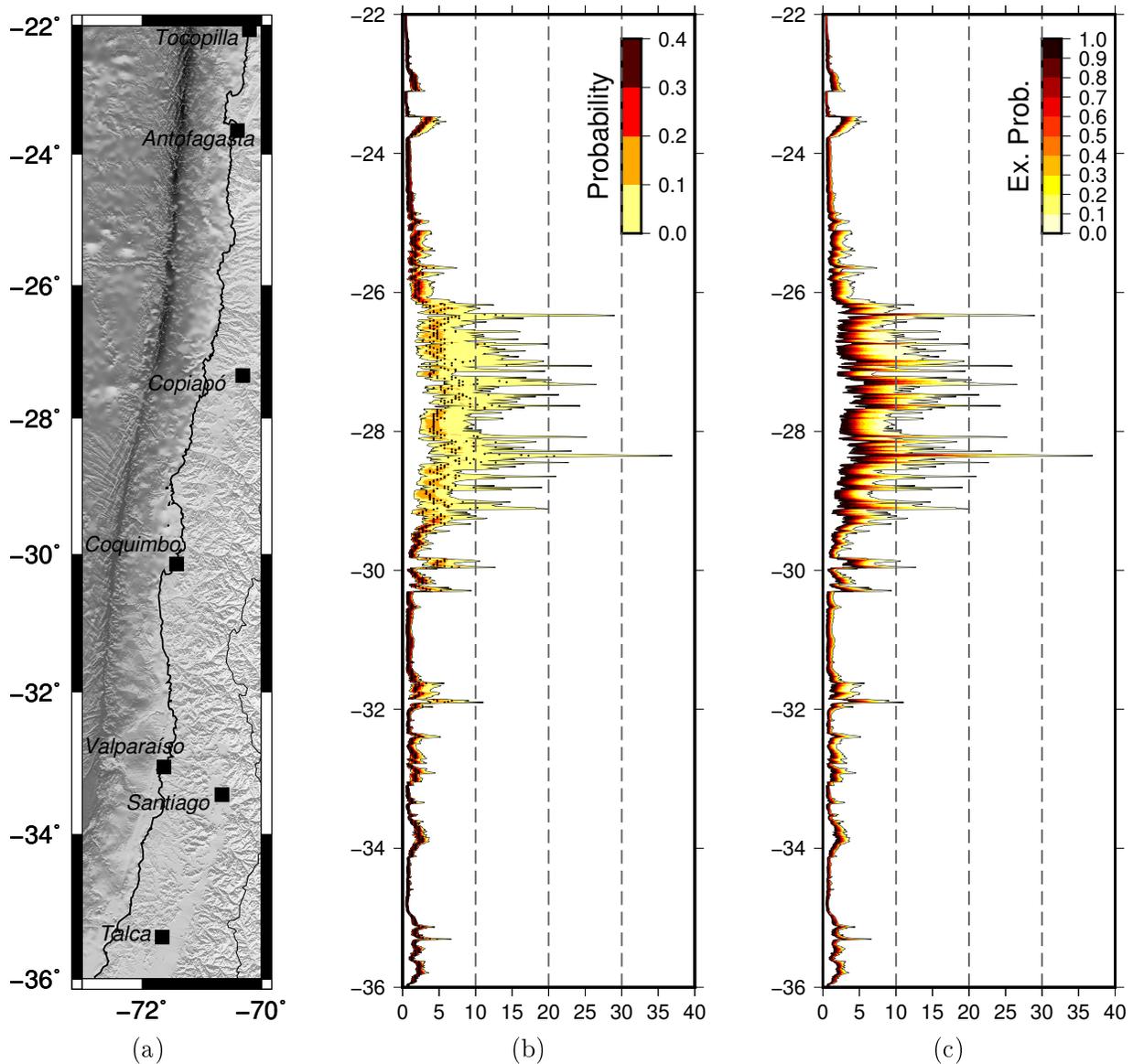


Figura 3.28: Distribuciones de run up para Chile Norte Chico. (a) Región de estudio y ciudades de referencia. (b) Distribución de run up, máximos de probabilidad marcados con puntos negros. (c) Distribución de la probabilidad de excedencia.

3.5.3. Chile Norte Abajo

Entre los 20 a 23°S se obtienen las mayores alturas de ola, en ningún caso superiores a los 20 metros, salvo en un peak en torno a los 21.5°S. Los escenarios más probables no superan los 10 metros en general, excepto en este peak en donde son cercanos a los 15 metros. En general, y debido al tamaño elegido del sismo no se tienen alturas superiores a los 5 metros en así toda la región simulada (lejos de la fuente), excepto frente a Arequipa, Arica y Antofagasta, que presentan distribuciones más cercanas a los 10 metros y deben ser fenómenos de amplificación asociados directamente a la batimetría y la forma de la costa, por ejemplo con la península de Mejillones en Antofagasta.

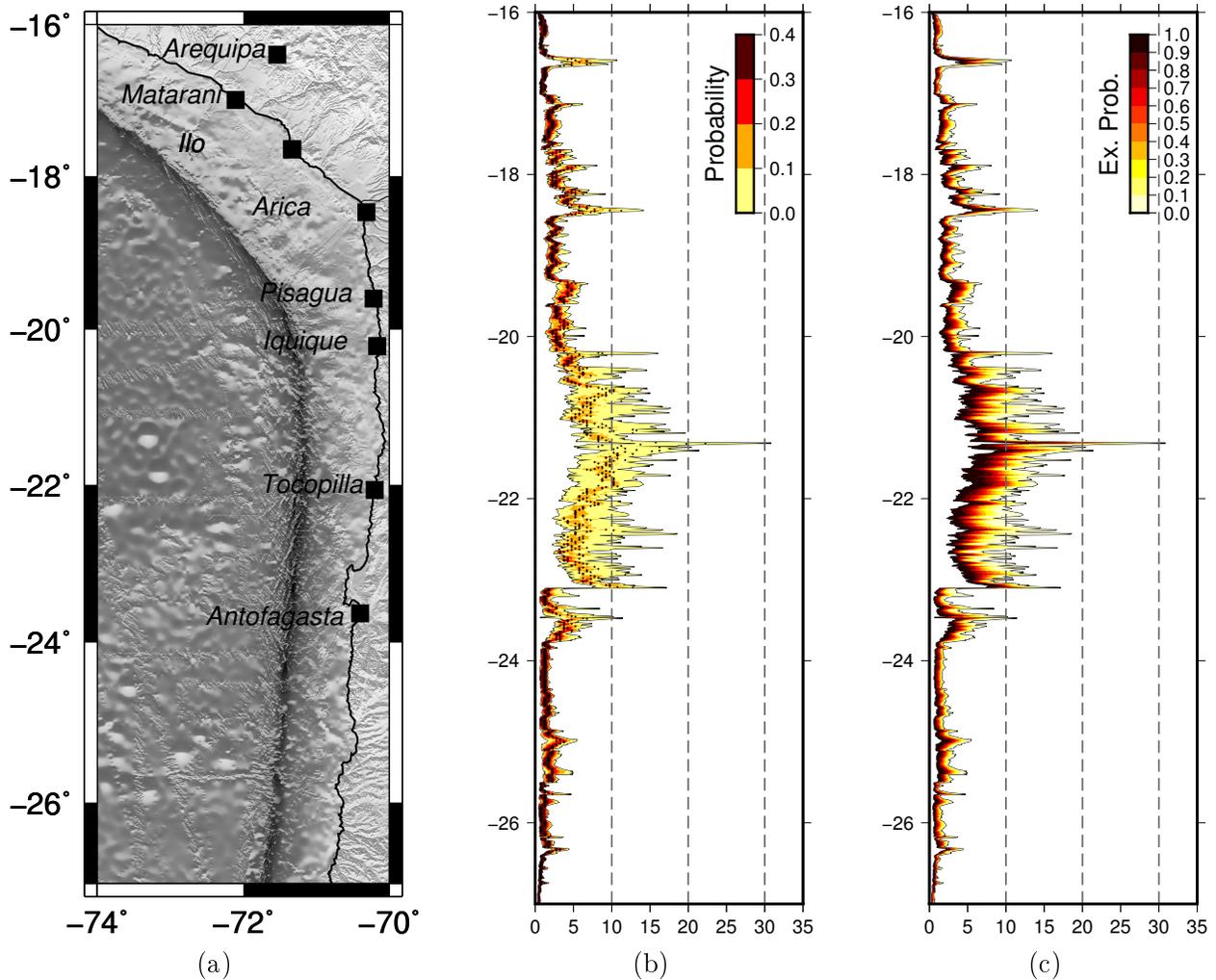


Figura 3.29: Distribuciones de run up para Chile Norte Grande (Escenario Abajo). (a) Región de estudio y ciudades de referencia. (b) Distribución de run up, máximos de probabilidad marcados con puntos negros. (c) Distribución de la probabilidad de excedencia.

3.5.4. Chile Norte Arriba

La distribución del tsunami es bastante reducida para esta región, con alturas muy inferiores a los 5 lejos de la fuente y con alturas ligeramente superiores a los 5 metros en el campo cercano, salvo por Matarani, Ilo y Arica que presentan distribuciones cercanas a los 10 metros con máximas de 15 metros. En general los escenarios más probables son cercanos a los 5 metros y no se ven muchos fenómenos de amplificación salvo en torno a los 21°S.

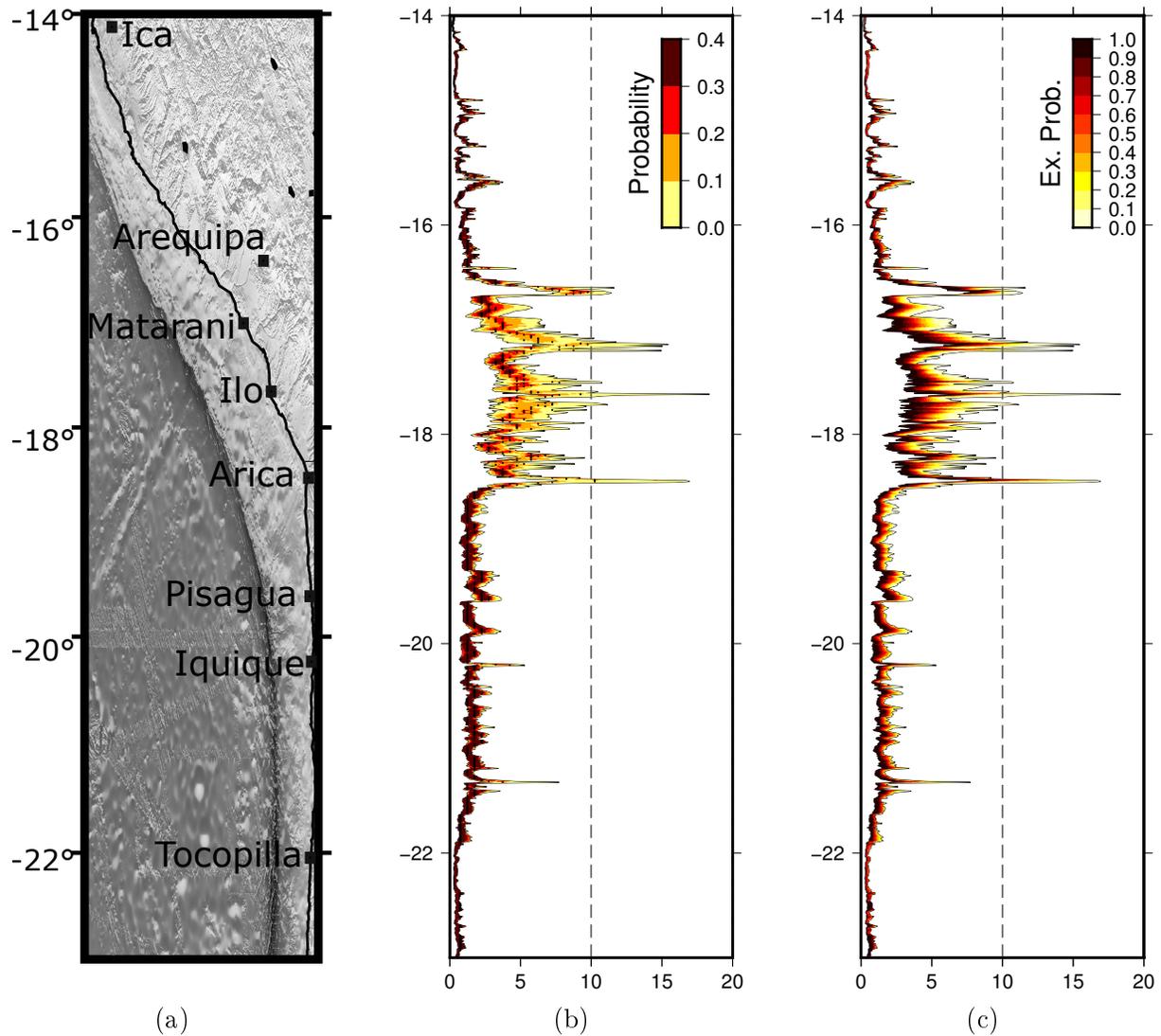


Figura 3.30: Distribuciones de run up para Chile Norte Grande (Escenario Arriba). (a) Región de estudio y ciudades de referencia. (b) Distribución de run up, máximos de probabilidad marcados con puntos negros. (c) Distribución de la probabilidad de excedencia.

3.5.5. Perú Sur

La distribución del tsunami es bastante amplia con cerca de 200 kilómetros de alturas superiores a los 5 metros y en algunos casos llegando a los 15-20 metros. La región entre Ica y Arequipa parece tener una distribución bastante pareja y con altos valores, siendo los valores más altos hacia el Sur. Por otra parte Matarani nuevamente presenta una amplificación local (similar al caso de Chile Norte Arriba), salvo esto no se ve tanto este fenómeno.

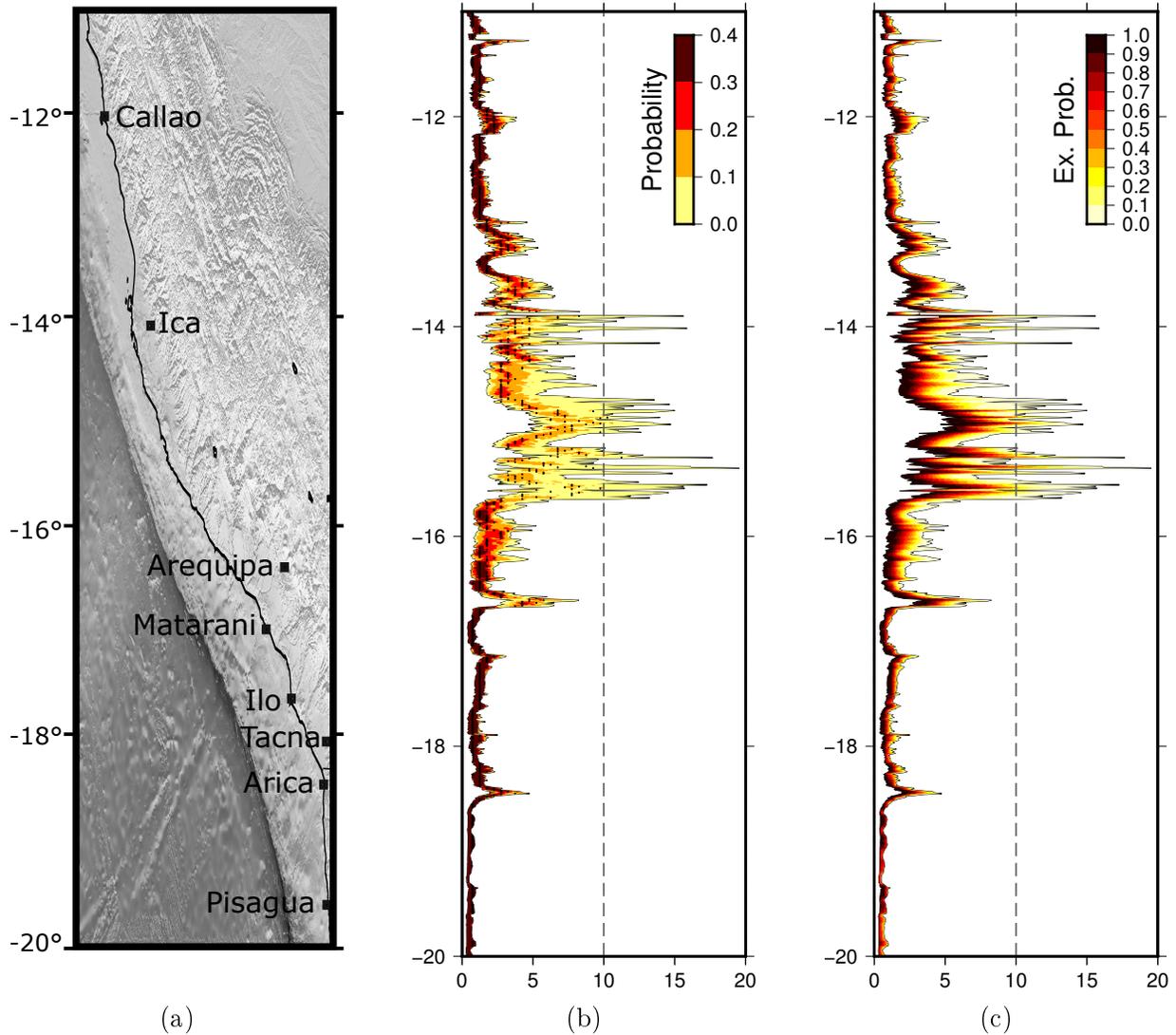


Figura 3.31: Distribuciones de run up para Perú Sur. **(a)** Región de estudio y ciudades de referencia. **(b)** Distribución de run up, máximos de probabilidad marcados con puntos negros. **(c)** Distribución de la probabilidad de excedencia.

3.5.6. Perú Central

Perú Central cuenta con las mayores alturas de inundación vertical obtenidas entre todas las regiones estudiadas. En las cercanías de la fuente se tienen escenarios críticos superiores a los 20 metros y con un máximo cercano a los 45 metros. Los escenarios más probables son cercanos a los 15 a 20 metros en toda esta zona. Por otra parte las zonas lejanas a la fuente presentan alturas entre los 5 a 10 metros en el Norte, mientras que al Sur las alturas son por mucho inferiores a los 5 metros en general, salvo en casos puntuales como frente a Ica. Este fenómeno se puede explicar probablemente por la orientación de la costa, con un rumbo aproximadamente NO-SE las olas de tsunami tienden a acercarse a la costa hacia el norte y a alejarse de ella al Sur.

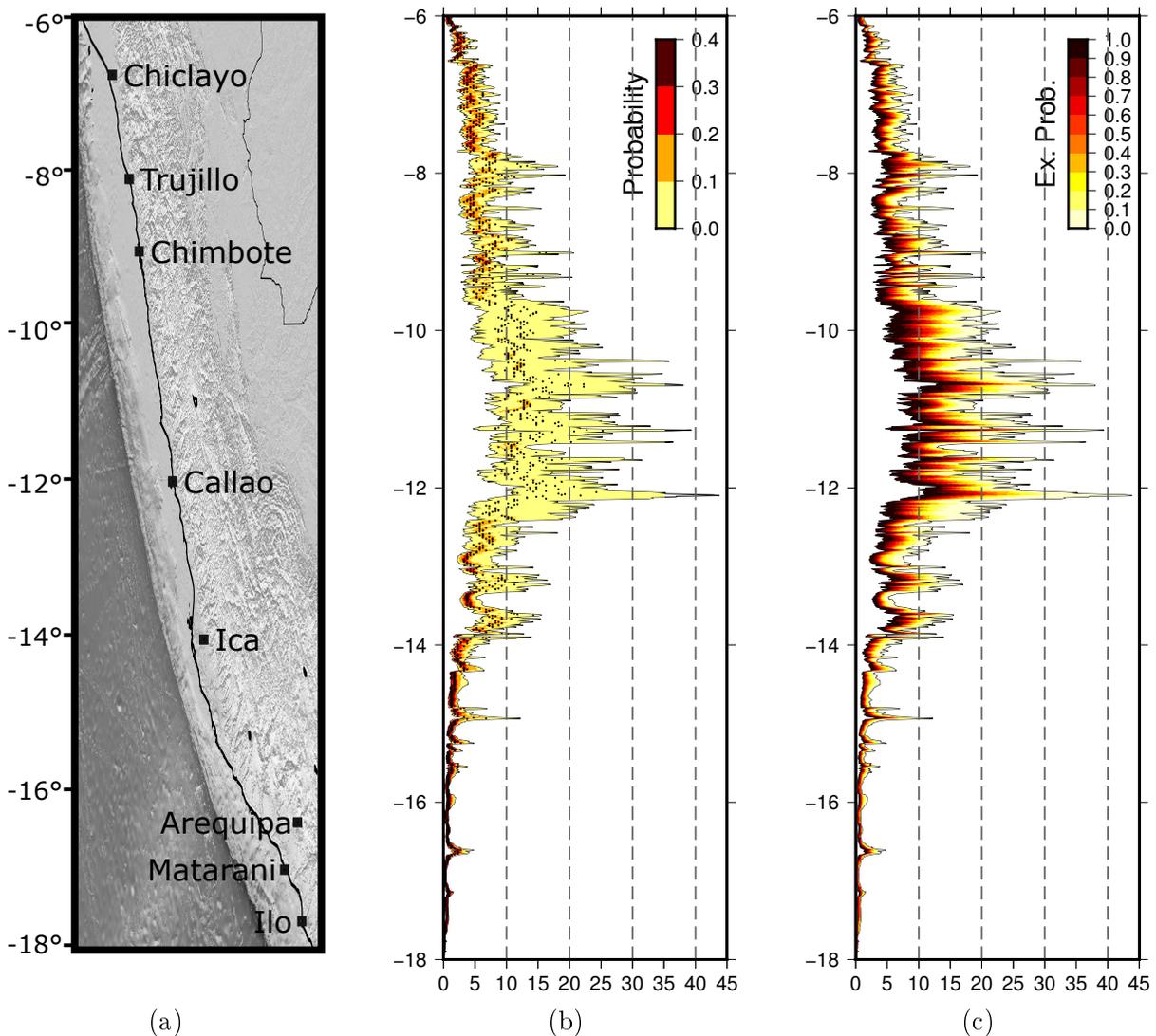


Figura 3.32: Distribuciones de run up para Perú Central. (a) Región de estudio y ciudades de referencia. (b) Distribución de run up, máximos de probabilidad marcados con puntos negros. (c) Distribución de la probabilidad de excedencia.

3.5.7. Perú Norte

El Norte de Perú presentan grandes alturas de ola en una región de casi 200 kilómetros entre los 7 y 9°S con escenarios más probables superiores a los 10 metros y alturas máximas de 20 a 30 metros. Frente a los 3.5 y 11°S se ven fenómenos de amplificación con alturas cercanas a los 10 metros. Debido a la forma de la costa Peruana, la saliente a los 6°S actúa como una defensa para las costas al norte de ella, bloqueando en gran parte la propagación del tsunami.

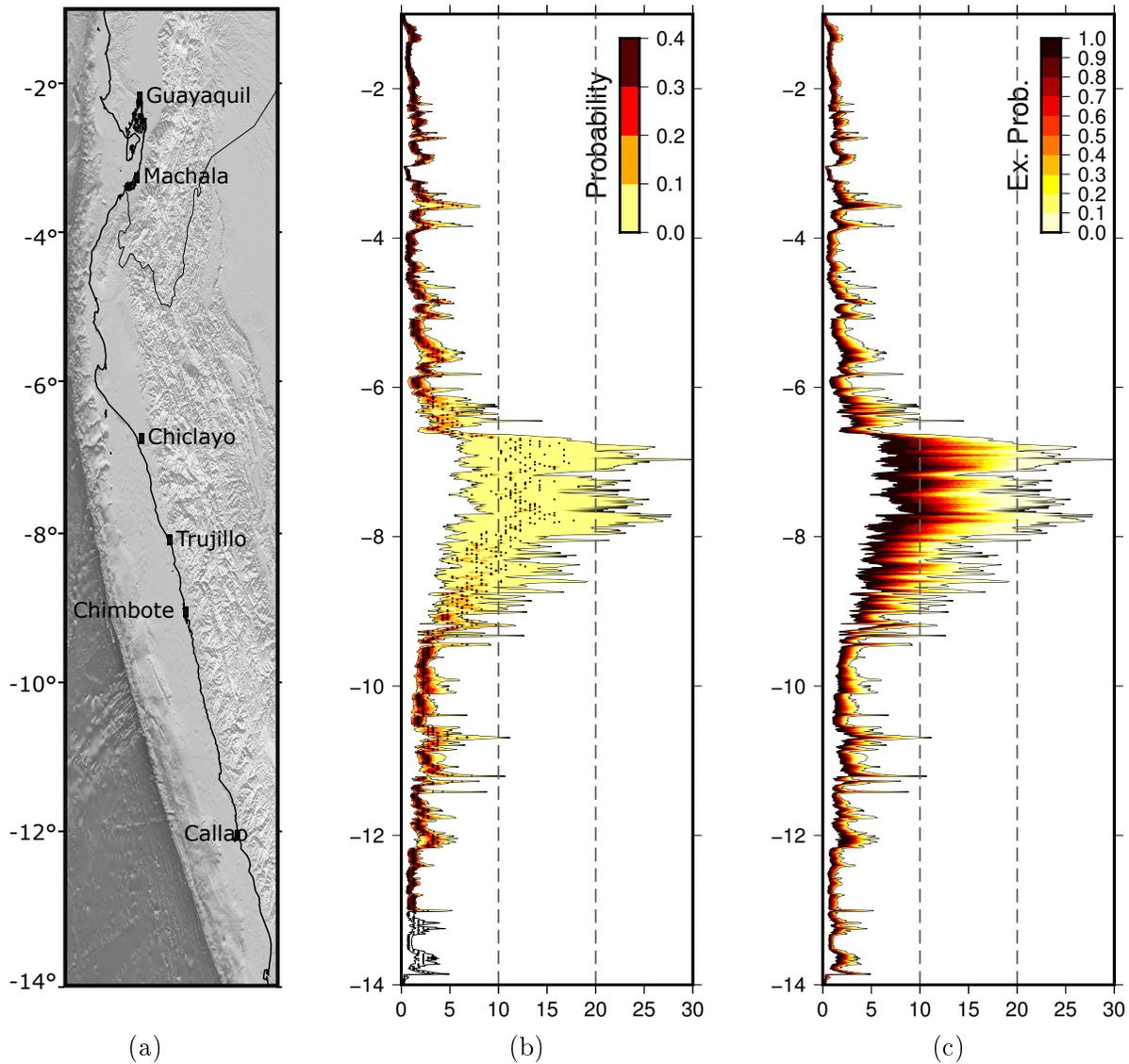


Figura 3.33: Distribuciones de run up para Perú Norte. (a) Región de estudio y ciudades de referencia. (b) Distribución de run up, máximos de probabilidad marcados con puntos negros. (c) Distribución de la probabilidad de excedencia.

3.5.8. Ecuador-Colombia

A diferencia de las otras regiones se tienen distribuciones latitudinales y longitudinales para esta zona. La distribución longitudinal se obtiene de la región en rojo y la latitudinal de la región en azul. En las costas de Panamá y Costa Rica se ve una distribución bastante variable pero por lo general limitada a los 5 metros, con máximos locales inferiores a los 10 metros. Por otro lado en las costas de Colombia y Ecuador se tienen valores mayores, en específico frente a Esmeraldas y Tumaco, entre los 1 a 3°N con valores entre los 5 a 20 metros y escenarios más probables entre los 5 a 10 metros.

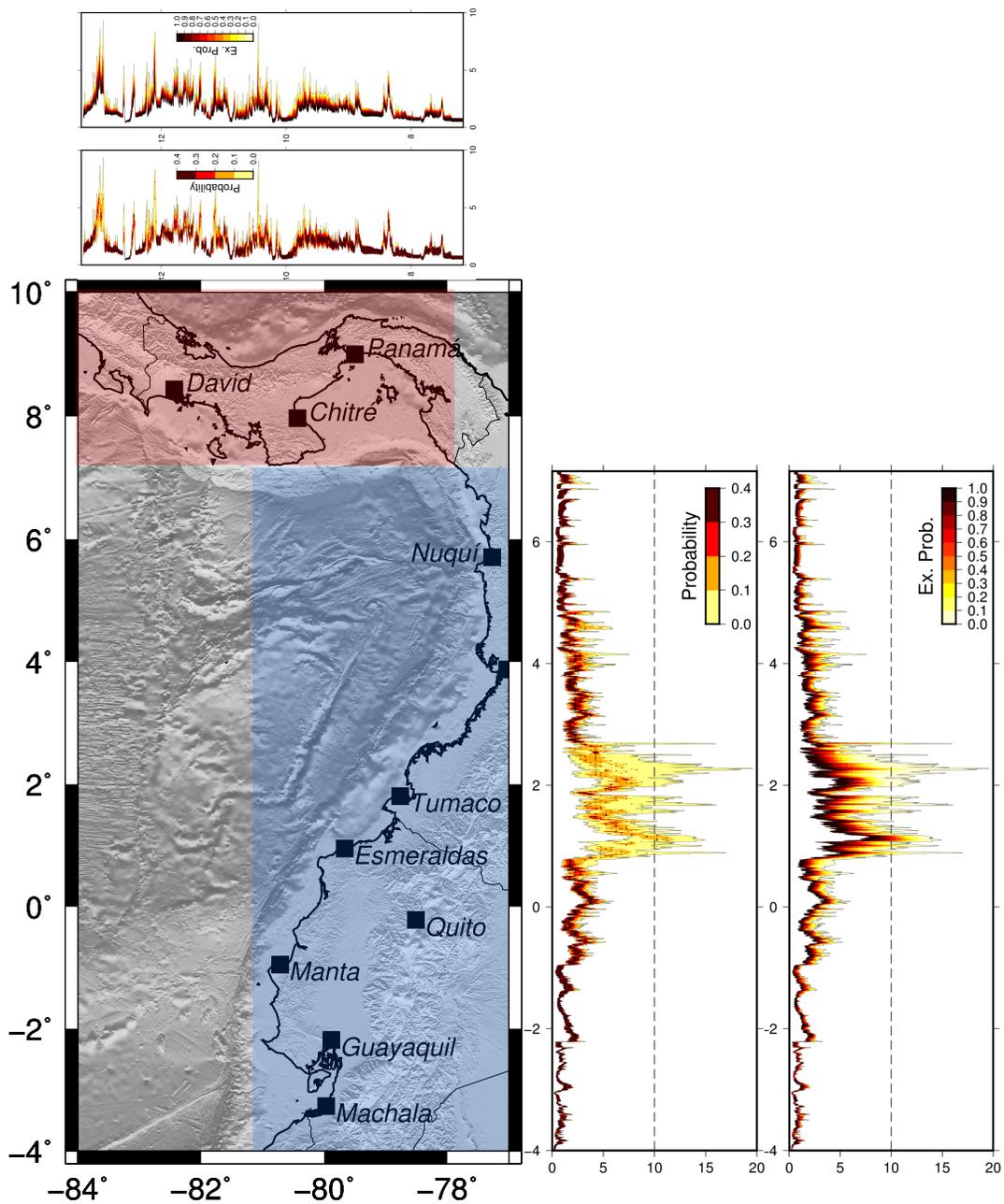


Figura 3.34: Distribuciones de run up para Ecuador-Colombia. **Arriba:** Distribuciones longitudinales del run up. **Abajo, izquierda:** Región de estudio y ciudades de referencia. **Abajo, derecha:** Distribuciones latitudinales.

3.5.9. Colombia

Igual que para el caso de Ecuador-Colombia se tienen dos tipos de distribución. Para el caso de Panamá se tiene valores ligeramente superiores a los 5 metros, en específico frente a Chitré y Ciudad de Panamá, en Costa Rica los valores son inferiores a los 5 metros, probablemente por la lejanía. En casi toda la costa oeste de Colombia se obtienen valores superiores a los 10 metros con escenarios más probables en torno a los 5 metros.

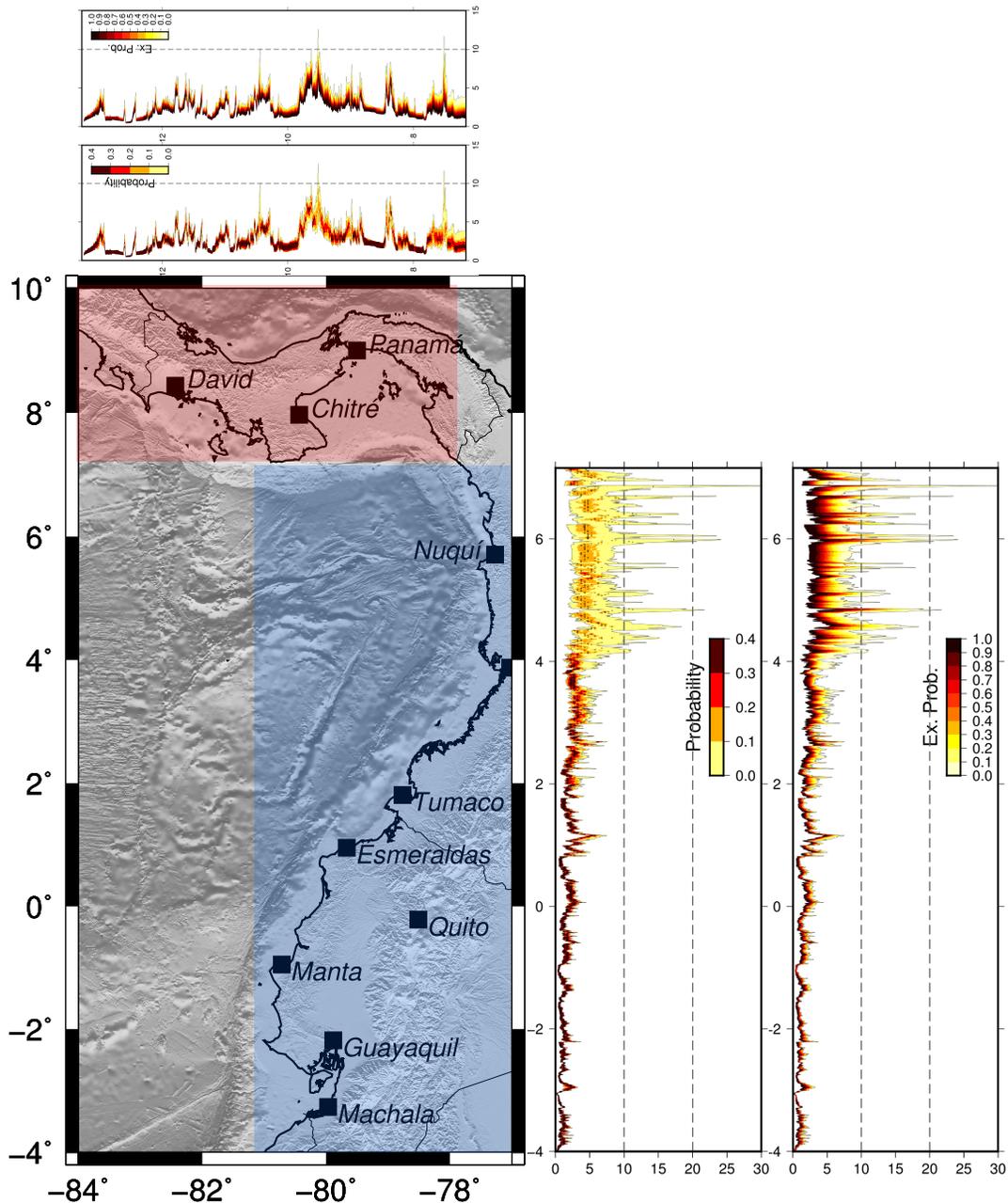


Figura 3.35: Distribuciones de run up para Colombia. **Arriba:** Distribuciones longitudinales del run up. **Abajo, izquierda:** Región de estudio y ciudades de referencia. **Abajo, derecha:** Distribuciones latitudinales.

3.5.10. Distribuciones de *runup* para Sudamérica

En la Figura 3.36 se tiene un resumen de todas las distribuciones de *runup* para toda Sudamérica, en ella se pueden apreciar un par de puntos:

- En cuanto a la distribución del *run up* se aprecian dos zonas: una de alta variabilidad y otra de baja.
- La zona de alta variabilidad del *run up* se encuentra concentrada directamente en torno a la zona de ruptura y decae rápidamente a medida que se aleja de esta zona de alta deformación.
- En las zonas de baja variabilidad por lo general no se tienen valores mayores a 5 metros y la distribución de probabilidad se encuentra muy concentrada.
- Existen dentro de esta zona puntos de amplificación, en donde el *run up* alcanza máximos locales cercanos a 10 metros en algunos casos. Este fenómeno probablemente se debe a una componente netamente geométrica de la geografía local, es decir son puntos en la costa con un valor inherentemente alto de vulnerabilidad ante tsunamis.
- Si bien en algunos casos hay máximos de *run up* por sobre los 30 metros, en general los valores más probables se encuentran en torno a los 5-20 metros y raramente se encuentran inundaciones con alta probabilidad que superen esta cota.
- A mayor magnitud la variabilidad del *run up* es también mayor.
- El modelo homogéneo siempre se encuentra cercano a la cota inferior de la distribución, por lo que subestima el peligro de tsunami.

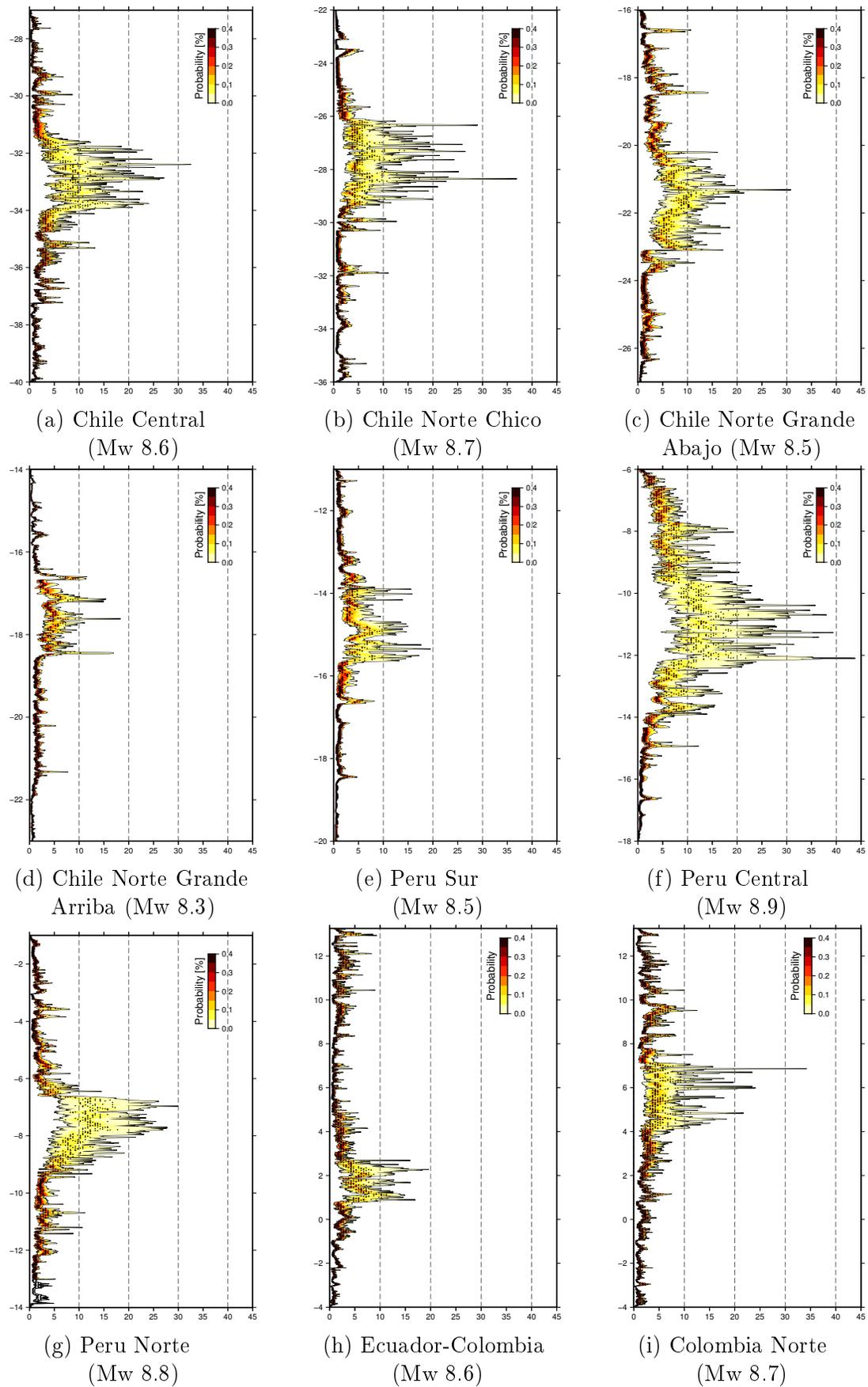


Figura 3.36: Distribuciones obtenidas de *runup* en Sudamérica. La escala del *runup* se mantiene homogénea para facilitar la comparación.

Capítulo 4

Discusión

4.1. Validez de las fuentes

Para comprobar la validez de las fuentes utilizadas se verifican varias hipótesis, que comprueben la ley de Plafker por ejemplo, que sigan un decaimiento k^2 , escalen correctamente, etc.

4.1.1. Ley de Plafker para tsunamis Sudamericanos

Para las simulaciones realizadas se grafica el máximo *runup* y *slip* para verificar que se cumpla una relación como en la Ecuación 1.26. Se verifica que las simulaciones escalen linealmente con el deslizamiento y que el factor de dicha relación α tiene un valor en torno a 0.63-0.95, lo que verifica que cumplen esta ley ($\alpha < 1$) y se consideran realistas o del orden esperado.

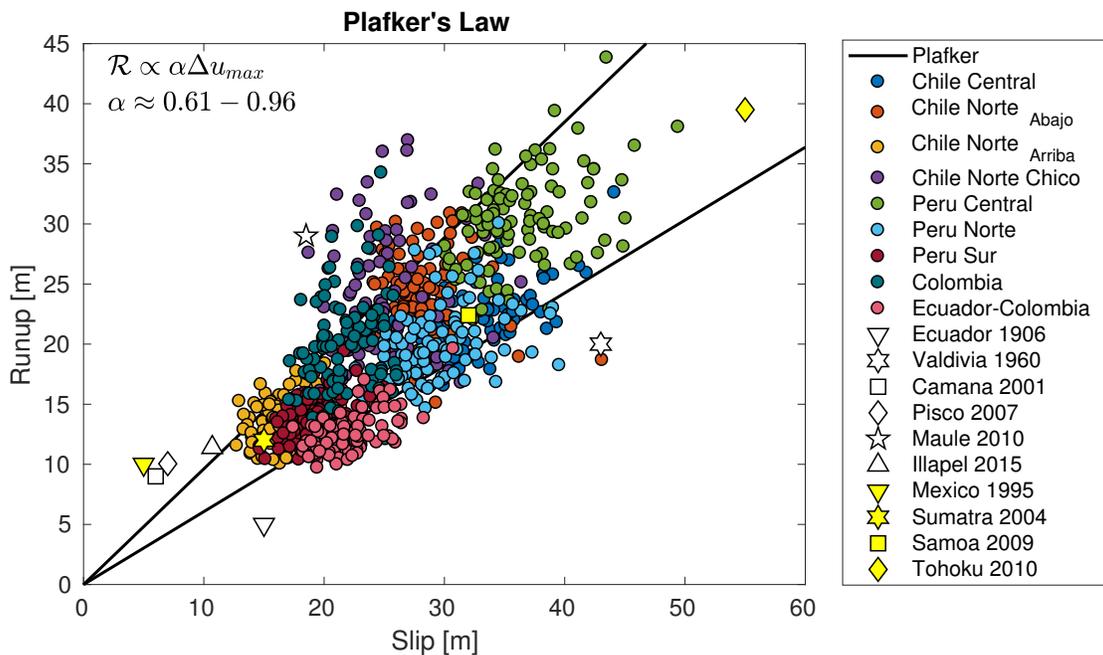


Figura 4.1: Ley de Plafker para las simulaciones de tsunami en sudamérica. Se grafican como referencia algunos de los terremotos característicos de Sudamérica.

La inclusión de algunos de los terremotos característicos en Sudamérica permite dar mayor respaldo a la hipótesis, ya que se alinean de buena manera con las simulaciones.

A mayor magnitud se observa una dispersión mayor en cuanto al runup, basta comparar los escenarios pequeños en el norte chileno (Mw 8.3) con un terremoto como Perú Central (Mw 8.9), esta tendencia a la dispersión también se puede ver en los gráficos de variabilidad de *runup* a lo largo de la latitud (Figuras 3.36d y 3.36f).

4.1.2. Escalamiento del área de inundación con la magnitud

Se verifica también que el tamaño promedio del área inundada escale con la magnitud del sismo, para esto definimos como área inundada a la región del campo cercano (en este caso 1° de distancia desde la fuente) bajo la curva del run-up (ver Figura 1.13) normalizado por el largo de dicha área.

Como se aprecia en la Figura 4.2, el área bajo la curva aumenta con una ley de potencia con la magnitud, lo que es equivalente a decir que aumenta linealmente con el momento liberado, lo cual tiene sentido físicamente hablando, esto se comprueba viendo que escala linealmente con la magnitud en una escala logarítmica. Por otra parte se ve que la variabilidad para una misma magnitud es alta, sobre todo cuando se cambia de escenario a escenario. Por ejemplo comparar Chile Norte₁ vs Perú Sur, ambos con magnitud Mw 8.5 el área bajo la curva varía por un factor de 2. Por otra parte se aprecia que para mayor magnitud la variabilidad es mucho mayor, comparar Chile Norte₂ (Mw 8.3) vs Perú Central (Mw 8.9).

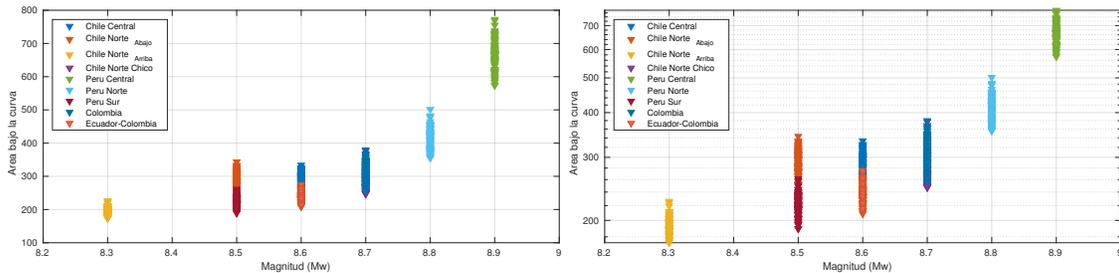


Figura 4.2: Escalamiento del área de inundación con la magnitud.

4.2. Fenómenos de amplificación local y regional

Como se aprecia en la Figura 4.3 existen en algunos casos fenómenos de amplificación local para las simulaciones de tsunami. Estos fenómenos en otros casos se podrían explicar por bajas alturas de costa, esteros de agua en los que el tsunami pudiese penetrar más fácilmente o causas similares, sin embargo, este no es el caso debido a que la topografía usada no es de gran resolución y se ocupa la condición de barrera vertical en la costa. Por lo tanto este tipo de fenómenos tiene que ver netamente con la propagación de la ola de tsunami y/o por la forma de la topografía/costa en la zona afectada.

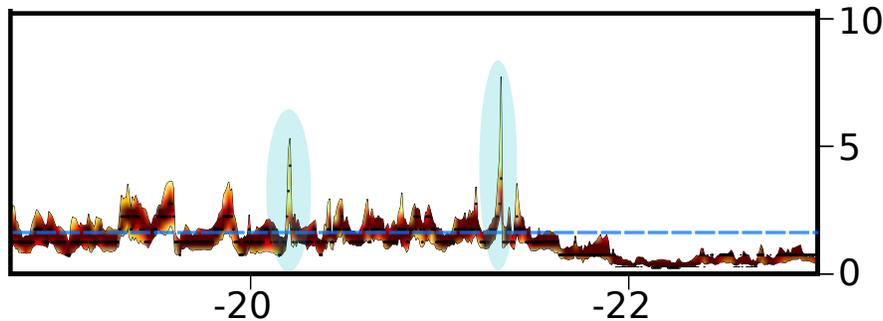


Figura 4.3: Zoom de la distribución para Chile Norte Grande Arriba, en donde se aprecia el fenómeno de amplificación local. La línea punteada muestra el promedio (cercano a 2 metros), mientras que los círculos muestran máximos locales en torno a los 5 u 8 metros.

En la Figura 1 se aprecia este fenómeno de amplificación local en las simulaciones del norte chileno, en donde para las latitudes 20.2 y 21.4°S se ven alturas de run up muy superiores, siendo el promedio local cercano a los 2 metros (línea segmentada) mientras que en estas localidades se tienen peaks de 5 y 8 metros respectivamente, esto significa una amplificación de 2.5 a 4 veces la inundación vertical con respecto a las áreas circundantes.

En lo siguiente se identifican y analizan todas las amplificaciones locales, así como dos casos regionales, entre las simulaciones realizadas. Esto es importante para identificar puntos inherentemente vulnerables en Sudamérica.

4.2.1. Amplificaciones locales y regionales

Entre todas las simulaciones se identifican 25 casos de amplificación local y regional, que se detallan en la Tabla 4.1:

Amplificación local y regional del tsunami			
Simulación	Latitud	Factor	Localidad cercana
Chile Central	-29.4	4	Chungungo
	-30.0	5	Coquimbo
	-35.3	5	Constitución
	-36.8	3	Concepción
Chile Norte Chico	-23.5	4	Península de Mejillones
	-29.9	5	Coquimbo
	-30.3	4	Tongoy
	-31.8	6	Los Vilos
	-35.3	4	Constitución
Chile Norte Abajo	-16.6	4	Camaná
	-18.4	6	Arica
	-23.4	4	Península de Mejillones
Chile Norte Arriba	-20.2	3	Iquique
	-21.4	4.5	Río Loa
Perú Sur	-11.3	4	Huacho (península)
	-12.1	3	Chorrillos
	-16.6	5	Camaná
	-18.4	7	Arica
Perú Central	-9 a -6	3	Perú Norte ¹
	-15	5	Puerto Caballas
Perú Norte	-3.6	6	Caleta Cruz
	-3.8	4	Cancas
	-10.7	3.5	Río Pativilca
	-11.2	3.5	Huacho (península)
Ecuador-Colombia	-84 a -81.5	4	Costa Rica y Panamá ²

Tabla 4.1: Resumen de las amplificaciones locales observadas con los puntos de referencia que se repiten en negrita. Se introduce también un factor aproximado de amplificación que da cuenta de la razón entre el run up del peak con el run up promedio en las cercanías.¹Este caso en específico da cuenta de una amplificación a nivel regional.²En este caso es longitud y corresponde a un caso regional.

Para analizar la causa de estas amplificaciones se analizan 3 posibles causas, propagación de la ola de tsunami, pendiente de la batimetría y forma de la costa.

4.2.2. Propagación de la ola de Tsunami

La propagación de la ola del tsunami puede producir efectos de amplificación ligados a la directividad del proceso, dicho en otras palabras los tsunamis tienen direcciones de propagación preferentes. Como se puede ver de la Figura 4.4, el patrón de radiación de las primeras ondas de tsunami está orientado perpendicularmente a la orientación del plano de ruptura, en otras palabras las regiones directamente en frente (o atrás) de la ruptura del sismo reciben mayor energía del tsunami en comparación a las ubicadas hacia los costados de la misma. A diferencia del patrón de radiación sísmico i.e. (ondas P u S) no existe un plano nodal y hacia los costados de la fuente existe igualmente una propagación de ondas.

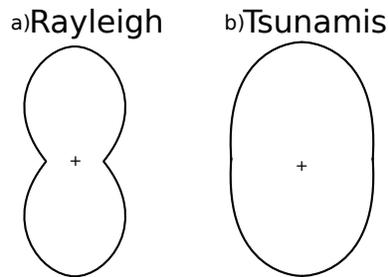


Figura 4.4: Patrones de radiación teóricos para ondas: **a)** sísmicas (Rayleigh) y **b)** de Tsunami, en un escenario ideal: Fuente somera alineada en la horizontal, en un semi espacio de Poisson y para bajas frecuencias. Modificado de Okal 1988[115]

Entonces existen casos en los que el frente de olas llega con mayor energía a costas que se encuentran directamente en frente de la ruptura sísmica, como es el caso por ejemplo para un sismo en la zona central de Chile, en que el Archipiélago de Juan Fernández se encuentra directamente en frente, y por ello recibe una gran cantidad de energía, mayor que zonas como el norte o sur chilenos, que se encuentran a los costados de la ruptura.

Con esto en mente es fácil de explicar el caso de la amplificación las costas panameña y costarricense entre los 81.5 y $84^{\circ}W$, en el que las altura de run up son hasta 4 veces más grandes que en el resto de la costa de Panamá directamente al este(ver Figura 3.35). Esto se debe a que la costa entre los 81.5 y $84^{\circ}W$ se encuentran directamente en frente de la ruptura del borde Ecuador-Colombia y reciben una mucha mayor energía en comparación a las costas más al este, lo que se verifica fácilmente al observar la Figura 4.5, en la cual se tienen las alturas máximas de ola en el océano, siendo notoria la propagación preferente hacia las costas afectadas por este fenómeno de amplificación.

Por otra parte el caso de la amplificación vista en el escenario de Perú Central es ligeramente más complejo. Como se aprecia de la figura 3.35 el norte peruano recibe alturas de ola consistentemente más altas que el sur peruano, aproximadamente 3 veces más grandes. Si observamos la Figura 4.6 podemos ver que el patrón de radiación es el esperado, una dirección principal en frente de la ruptura y propagación secundaria hacia los costados, por lo que las cotas de nivel son similares a elipses alineadas perpendicularmente a orientación de la costa, con esto no podemos explicar la disparidad entre los altos niveles de energía que se observan al norte y los bajos niveles que se observan al sur.

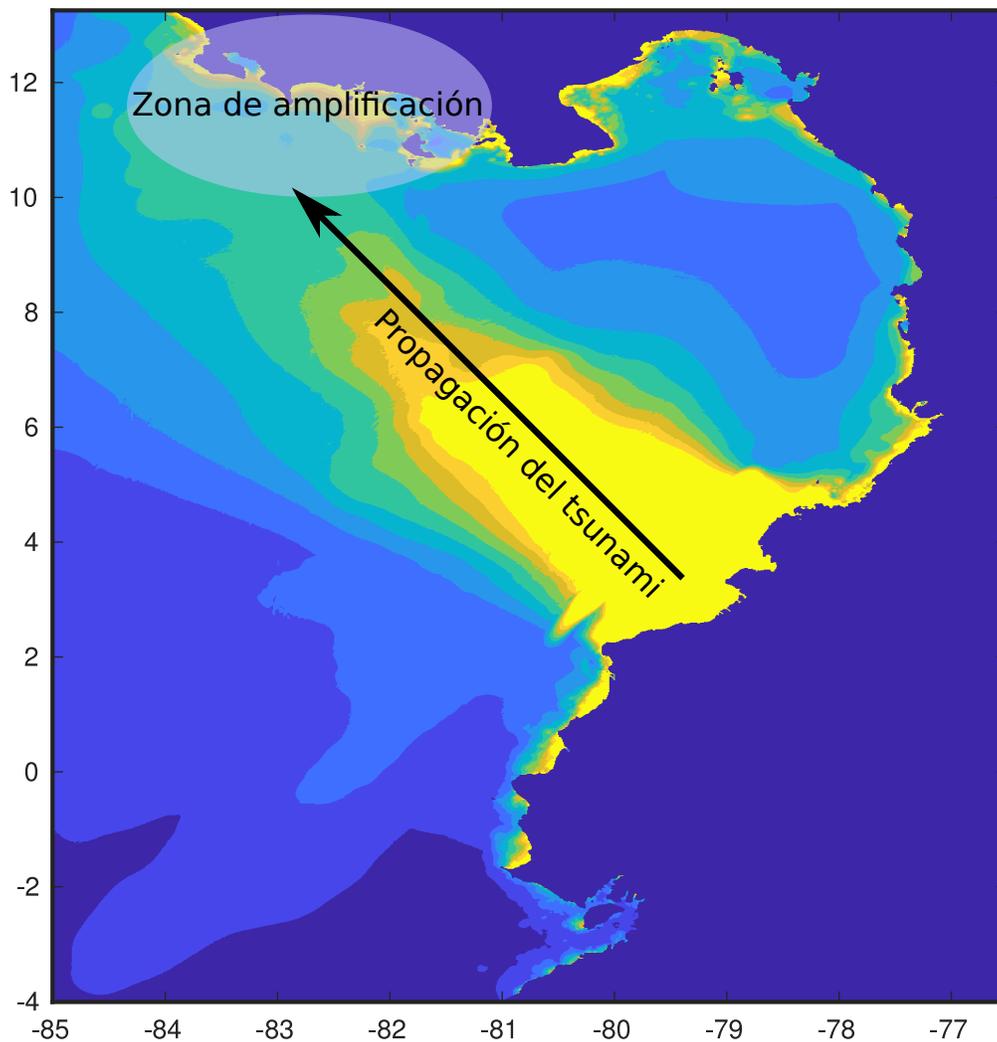


Figura 4.5: Amplificación por directividad. En este caso se muestran las alturas máximas de ola para una simulación en el borde de Ecuador-Colombia, se aprecia que en la Costa de Panamá y Costa Rica, al encontrarse directamente en frente de la dirección de propagación de la ola del tsunami, el fenómeno del tsunami se ve amplificado.

Ahora bien, esta disparidad entre ambas regiones se explica por la presencia de la Península de Paracas en torno a los 14°S , que actúa como barrera para el tsunami y no permite que las olas se propaguen con normalidad, creando así una zona de baja energía en el sur peruano. Por otro lado debido a que al norte de la ruptura no existe ninguna perturbación de la costa es que el tsunami puede propagarse con facilidad y se generan estos niveles más altos de inundación vertical, por lo que no existe un fenómeno de amplificación *per se*, si no más bien una amplificación aparente debido a que el sur peruano recibe una energía reducida de tsunami.

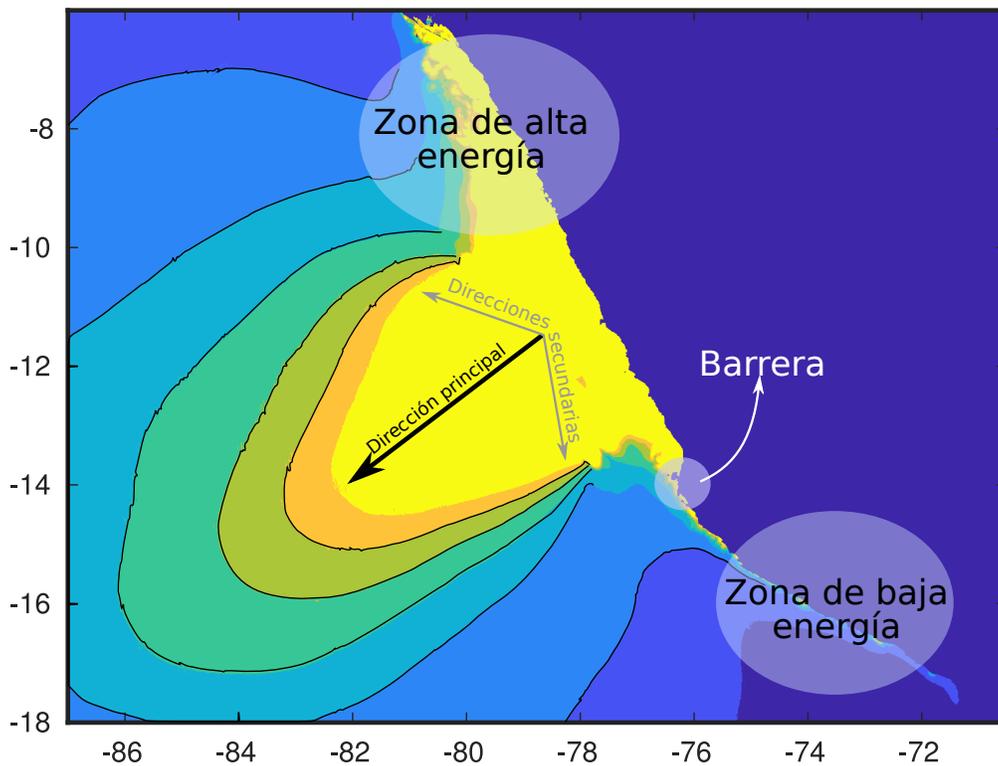


Figura 4.6: En este caso se muestran las alturas máximas de ola en el oceano para una simulación en Perú Central, en este caso la Península de Paracas actúa como barrera generando una zona de baja energía en el sur peruano, generando esta amplificación aparente en el norte de la región estudiada.

4.2.3. Pendiente de la batimetría

Uno de los factores importantes en la propagación del tsunami es la pendiente de la costa en la cual se propaga esta onda, explícitamente Fuentes et al. 2015[48] demostró la importancia de la última pendiente incluso en el caso de una geometría compleja de la batimetría, encontrando que el run up es inversamente proporcional a la última pendiente. Riquelme et al. 2015[133] usando esta misma idea mostró que el run up se puede calcular rápidamente al usar valores de pendiente entre 1 a 2 grados y aproximaciones de la batimetría por tramos rectos.

El run up \mathcal{R} en una batimetría lineal por tramos es proporcional a la última pendiente según la siguiente ecuación[48]:

$$\mathcal{R} = 2,831H\left(\frac{H}{d}\right)^{\frac{1}{4}}\left(1 + \frac{H}{d}\right)^{\frac{1}{4}}|b_{n+1}|^{-\frac{1}{2}} \quad (4.1)$$

Con H la altura de la ola inicial y d la profundidad del fondo oceánico. Lo importante es destacar que \mathcal{R} es proporcional a $|b_{n+1}|^{-\frac{1}{2}}$.

En base a estas ideas se grafican perfiles batimétricos perpendiculares a la costa en diferentes latitudes, calculando el ángulo de la pendiente más cercana a la costa (β) usando una aproximación lineal por tramos de la batimetría. En la Figura 4.7 se observan la totalidad de los perfiles y las pendientes calculadas, mientras que en la Tabla 4.2 se tienen todos los ángulos calculados y el factor $|b_{n+1}|^{-\frac{1}{2}}$. Se observa que la mayoría de los valores de β son menores a 1° , salvo en 5 casos, siendo 2 de esos ligeramente mayores a 1° .

Notar que entre más empinada es la batimetría, es decir mayor ángulo β , el factor $|b_{n+1}|^{-\frac{1}{2}}$ disminuye. Por lo que son las costas planas como Constitución, Río Pativilca, entre otros, las más vulnerables a los tsunamis.

Ahora bien, ante la posibilidad de relacionar la pendiente de la costa con el factor de amplificación es que se elabora la Figura 4.8, en donde se grafica el ángulo de la costa β y la pendiente b_{n+1} contra el factor de amplificación encontrado en las simulaciones. Sin embargo los resultados no son concluyentes al no encontrarse ninguna clase de correlación directa. En este sentido no se puede elaborar un catálogo de localidades vulnerables en función de la inclinación de la bahía.

Sin perjuicio de lo anterior, se observa que casi todas ocasiones en las que se observa una amplificación local ésta se correlaciona de buena manera como una caída local del ángulo β (ver Figura 4.9). Para esto se calcula la inclinación de la costa para toda la costa sudamericana entre los 0 y 40°S y se destacan todos los mínimos locales de este valor así como también las regiones en las cuales el ángulo tiene un valor muy bajo (cercano a 0.2°), de esta manera se observa que salvo lo que ocurre en Puerto Caballas (15°S) e Iquique (20.2°S), todas las zonas de amplificación local se pueden explicar por una caída local del ángulo β o bien por un valor muy pequeño del mismo.

Se concluye entonces que si bien no existe una relación directa entre el nivel de amplificación visto y el ángulo de la pendiente en la costa, sí se observa que las amplificaciones se producen en mínimos locales o globales de éste ángulo. Por otra parte un mínimo local del ángulo de

Ángulo de la pendiente y amplificación					
Simulación	Latitud	Factor	β	$ b_{n+1} ^{-\frac{1}{2}}$	Localidad cercana
Chile Central	-29.4	4	0.61	9.69	Chungungo
	-30.0	5	0.73	8.21	Coquimbo
	-35.3	5	0.17	18.36	Constitución
	-36.8	3	0.50	10.70	Concepción
Chile Norte Chico	-23.5	4	0.54	10.30	Península de Mejillones
	-29.9	5	1.19	6.35	Coquimbo
	-30.3	4	4.09	3.74	Tongoy
	-31.8	6	2.52	4.77	Los Vilos
	-35.3	4	0.17	18.36	Constitución
Chile Norte Abajo	-16.6	4	0.94	7.81	Camaná
	-18.4	6	0.84	8.26	Arica
	-23.4	4	5.65	3.18	Península de Mejillones
Chile Norte Arriba	-20.2	3	1.29	6.66	Iquique
	-21.4	4.5	0.91	7.93	Río Loa
Perú Sur	-11.3	4	0.34	12.98	Huacho (península)
	-12.1	3	0.25	15.14	Chorrillos
	-16.6	5	0.94	7.81	Camaná
	-18.4	7	0.84	8.26	Arica
Perú Central	-15	5	0.34	12.98	Puerto Caballas
Perú Norte	-3.6	6	0.41	11.82	Caleta Cruz
	-3.8	4	0.89	8.02	Cancas
	-10.7	3.5	0.13	20.99	Río Pativilca
	-11.2	3.5	0.34	12.98	Huacho (península)

Tabla 4.2: Resumen de las amplificaciones locales observadas con los puntos de referencia que se repiten en negrita. El valor β corresponde al ángulo de la última pendiente de la costa en grados y b_{n+1} es la última pendiente (i.e. $b_{n+1} = \tan(\beta)$).

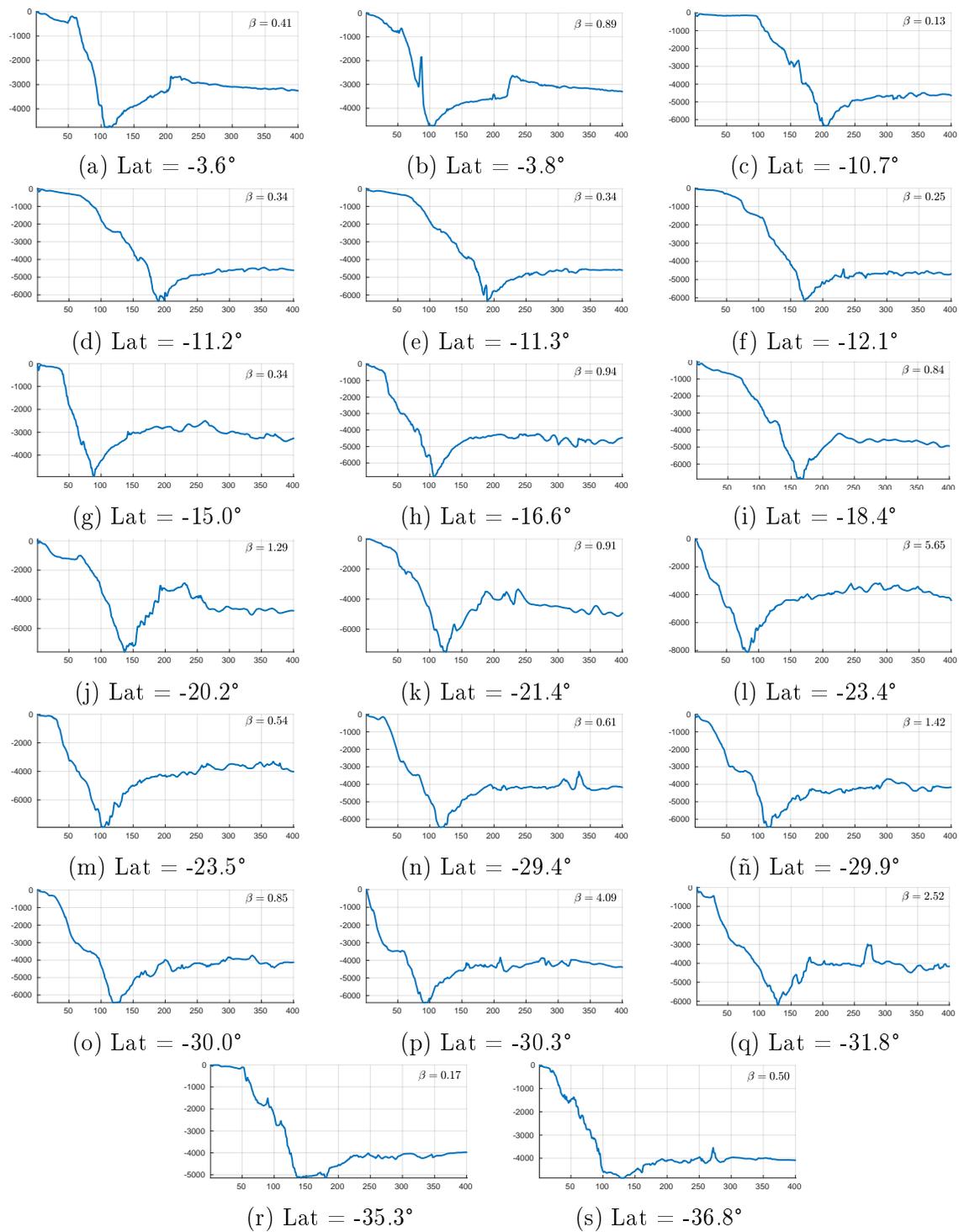


Figura 4.7: Perfiles de batimetría a diferentes latitudes en la costa sudamericana. El valor β representa el valor del ángulo de la pendiente más cercana a la costa.

la pendiente no necesariamente se ve reflejado en un run up aumentado, en este sentido ésta parece ser una condición necesaria pero no suficiente en sí misma para explicar el fenómeno de amplificación local.

Otra explicación posible es que los escenarios seleccionados sólo permiten excitar a estas

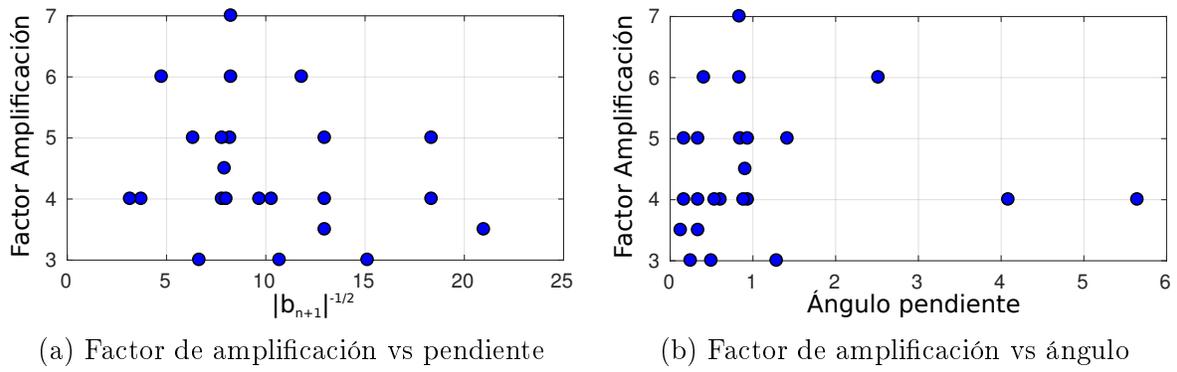


Figura 4.8: Factor de amplificación versus pendiente de la costa y ángulo.

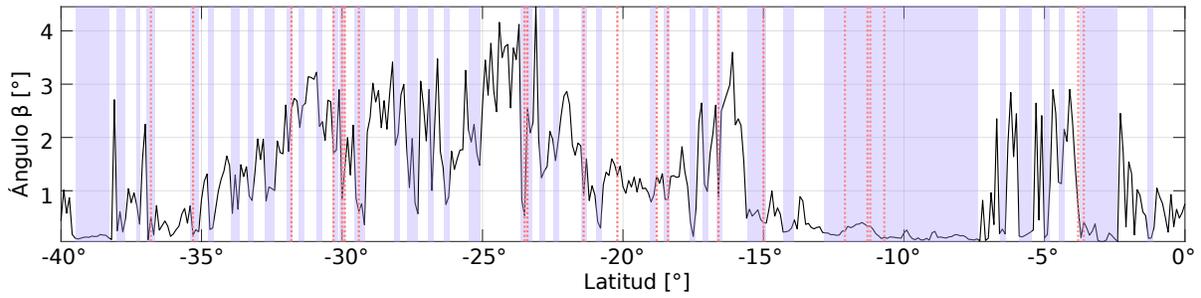


Figura 4.9: Ángulo de la costa en función de la latitud. Se destacan las zonas con un mínimo local de la pendiente de la costa y en líneas rojas se señalan las latitudes en las cuales se observa una amplificación local. Se observa una buena correlación entre ambas variables.

localidades en específico y el resto de las regiones que presentan un mínimo local del ángulo β podrían ser potencialmente vulnerables ante otro *set* de escenarios que ocurran en otras latitudes.

4.2.4. Forma de la costa

Además de los factores estudiados anteriormente, la forma de la costa puede tener efectos en la amplificación del run up. Un ejemplo de esto es la Península de Mejillones (ver Figura 4.11h), que actúa como barrera en la propagación del tsunami tanto hacia el norte y el sur, de esta manera gran parte de la energía del tsunami queda atrapada en esta región lo que produce una amplificación local de los niveles de inundación.

En la Figura 4.11 se identifican todas las regiones costeras en las cuales se ve una amplificación local, y si bien en algunas figuras se aprecian cuerpos de agua entrando hacia la costa, esto es sólo un efecto de la paleta de colores y la batimetría no cuenta con suficiente resolución para ver este tipo de cuerpos. Por ejemplo en la Figura 4.11l se ve la desembocadura del río Bio Bio, sin embargo, si se identifican los puntos sobre y bajo el nivel del mar (ver Figura 4.10), es claro notar que este cuerpo queda fuera del nivel de resolución. De manera similar se verifica que todas las desembocaduras de ríos y cuerpos de agua similares quedan fuera de la resolución de la grilla por lo que no son causas posibles para la amplificación del tsunami.

Sin perjuicio de lo anterior, puede ser que los sedimentos inmediatamente al frente de estas desembocaduras afecten la pendiente de la costa lo que sí podría ser una causa para la amplificación del tsunami como se estudió en la sección anterior.

Se identifican dos localidades en los que la forma de la bahía sí afecta la propagación del tsunami, estos son la Península de Mejillones y al sur de Huacho, estas salientes de tierra o bien las regiones en las cuales la costa está más cerca de la fosa actúan como barreras para la propagación del tsunami en la dirección norte-sur y viceversa, por lo esta energía bloqueada queda atrapada en la bahía ocasionando un aumento local de las alturas de inundación.

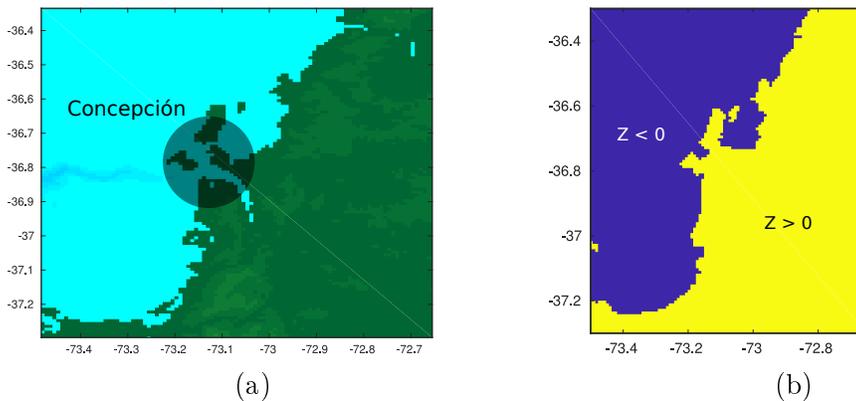


Figura 4.10: Comparación de la resolución real de la grilla utilizada, a pesar de que en (a) parece ser reconocible la desembocadura del río biobio, en (b) se aprecia que esto es sólo producido por la paleta de colores y la resolución real de la grilla no permite reconocer estos cuerpos acuáticos.

Finalmente en algunas localidades como Concepción se ha estudiado el fenómeno de resonancia de la bahía [175], lo que podría explicar la amplificación del run up en estos casos y tal vez a lo largo de otras localidades de la costa sudamericana, sin embargo esta hipótesis queda fuera del alcance de este trabajo y puede ser un motivo de estudio a futuro.

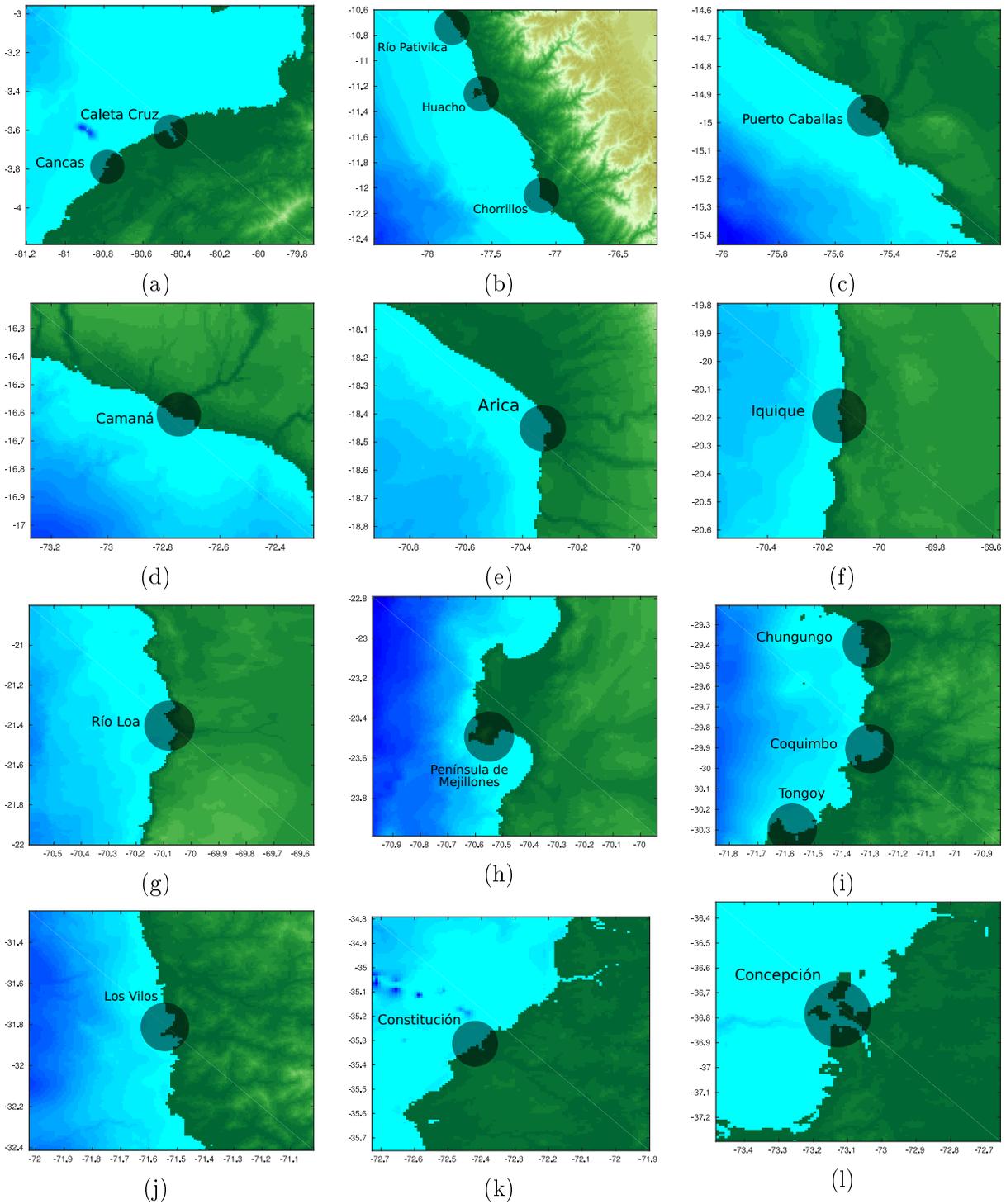


Figura 4.11: *Zoom* de las costas con amplificación, en cada figura se resaltan las latitudes en las cuales se observa una amplificación local.

4.2.5. Resumen de causas identificadas

En la siguiente tabla se presenta un resumen de todas las amplificaciones identificadas y se da una posible causa identificada para cada escenario en base a lo discutido en este capítulo.

Causas de las amplificaciones del run up		
Localidad	Latitud	Causa posible
Caleta Cruz	-3.6	Mínimo local de la Pendiente
Cancas	-3.8	Mínimo local de la Pendiente
Perú Norte	-6 a -9	Amplificación aparente por barrera
Río Pativilca	-10.7	Mínimo local de la Pendiente
Huacho	-11.2/-11.3	Mínimo local de la Pendiente / Forma de la costa
Chorrillos	-12.1	Mínimo local de la Pendiente
Puerto Caballas	-15	Mínimo local de la Pendiente
Camaná	-16.6	Mínimo local de la Pendiente
Arica	-18.4	Mínimo local de la Pendiente
Iquique	-20.2	No identificada
Río Loa	-21.4	Mínimo local de la Pendiente
Península de Mejillones	-23.4/-23.5	Mínimo local de la Pendiente / Forma de la costa
Chungungo	-29.4	Mínimo local de la Pendiente
Coquimbo	-29.9/-30.0	Mínimo local de la Pendiente
Tongoy	-30.3	Mínimo local de la Pendiente
Los Vilos	-31.8	Mínimo local de la Pendiente
Constitución	-35.3	Mínimo local de la Pendiente
Concepción	-36.8	Mínimo local de la Pendiente / Resonancia de bahía
Localidad	Longitud	Causa posible
Costa Rica y Panamá	-81.5 a -84	Amplificación por directividad del tsunami

Tabla 4.3: Resumen de las causas posibles encontradas para explicar las amplificaciones del run up. Se destacan las causas distintas a ser un mínimo local de la pendiente.

La causa principal de amplificación se asocia a una baja local del valor β , existiendo otras explicaciones posibles para algunas latitudes en específico. Por otro lado sóloamente una localidad no tiene una causa encontrada para explicar este fenómeno: Iquique. Es posible que esto se deba a un fenómeno local de resonancia costera o algún fenómeno no lineal.

Muchas de estas localidades presentan este fenómeno de amplificación local en más de un escenario, por ejemplo Coquimbo, Constitución, Camaná y Huacho, entre otras. Esto refuerza la idea que la amplificación se debe a alguna característica intrínseca de la zona y no debido a la ubicación específica de la fuente en cada escenario. En este sentido todas las localidades mencionadas en la Tabla 4.3 tienen una alta vulnerabilidad innata.

Más aún y a modo de validación, las máximas alturas de inundación para el tsunami de Illapel se encontraron entre los 30.3 y 30.5°S y en Coquimbo en los 29.95°S[47], lugares que concuerdan de buena manera con las zonas de amplificación encontradas. Para el terremoto del Maule la situación es similar, en donde el run up máximo se encontró a los 35.3°S en

Constitución[45].

Finalmente es importante destacar que se encuentran regiones con peaks dentro de las cercanías de la fuente, es decir directamente en frente o arriba/abajo de ella, pero estos no se estudian como peaks locales ya que en esta región el análisis es mucho más complejo y no es posible aislar una sola causa para explicar estos valores altos. Por ejemplo entre los 32 y 35°S se encuentran muchos mínimos locales sin amplificaciones asociadas, pero esta es justamente el área en que se emplazan las simulaciones de Chile Central, por lo que realmente no es que no se hayan encontrado amplificaciones, si no que esta región no fue estudiada con este propósito al encontrarse directamente en frente de la fuente.

4.3. Incerteza en la magnitud estimada

La magnitud de los sismos usada en este trabajo tiene una inherente incerteza que nace del hecho que los terremotos no se pueden predecir. Se identifican entonces 3 posibles escenarios: que ocurra un evento de menor magnitud, de mayor magnitud o simplemente que no ocurra.

Si en el futuro ocurre un escenario de menor magnitud a uno de los propuestos esto no es de preocupación puesto que como se ha mostrado, la zona de inundación escala con la magnitud, por lo que un sismo de menor magnitud debería tener en promedio un run up menor al obtenido en este trabajo y estaría contenido dentro de los límites encontrados, o bien estaría por debajo del mínimo valor de run up encontrado.

La posibilidad de que un sismo de mayor magnitud ocurra es mucho más peligrosa, ya que supone un evento que podría eventualmente superar los límites superiores de run up encontrados. En general por mucho que se estudien las regiones de subducción siempre existe la posibilidad que a futuro se encuentren nuevos antecedentes o no se hayan explorado algunas aristas del problema. Esto es una posibilidad que no se puede descartar, a pesar de que en este trabajo se intente trabajar con los escenarios más extremos para cada zona de subducción.

Por otra parte existe una gran incerteza en que en algunas zonas ocurra un evento significativo a futuro, por ejemplo en las regiones propuestas para Perú Norte y Colombia-Panamá. Si bien se estudiaron las zonas, y se determinó que no existen antecedentes para descartar la posibilidad de que ocurran grandes eventos en ella, sí existe evidencia que apunta en contra de esta hipótesis. Como se mostró en secciones anteriores, en Perú Norte no existen registros de eventos significativos en los últimos 300 años y existen estudios que muestran que esta sería una zona de *creep* o movimiento lento asísmico, lo que sugeriría que en esta zona se libera lentamente la energía sísmica y no como terremotos *megathurst*. Por estos motivos es que los resultados de estos dos escenarios se deben estudiar con especial cuidado.

Un ejemplo de un pronóstico acertado es el trabajo de Ruegg y compañía[139], en el cual estudiaron la región entre Constitución y Concepción con una red de GPS y pronosticaron que a futuro podría ocurrir un terremoto de magnitud 8-8.5 en la zona, en donde ocurrió finalmente el terremoto del Maule Mw 8.8 en 2010, ligeramente mayor, un año luego de que se publicara este estudio. Un ejemplo de un pronóstico que subestima el tamaño de un sismo es el caso de Tohoku 2011, en donde un terremoto de magnitud Mw 9.1, y un posterior tsunami azotaron la costa japonesa, un evento muchísimo más grande de lo que se creía posible en esta región de Japón[73]. En ambos casos los tsunamis asociados causaron un gran número de muertes, por lo que un pronóstico certero no garantiza que más personas sobrevivan.

Finalmente, la intención de este trabajo no es predecir ni pronosticar el tamaño de los sismos, si no más bien tratar de dar una aproximación al potencial tsunamigénico de la subducción sudamericana y dar luz a los límites entre los cuales se puede esperar un evento.

4.4. Peligro de inundación según los valores obtenidos

Los resultados obtenidos en esta tesis permiten tener una idea general de los niveles de peligro a lo largo de la costa Sudamericana. Sin embargo, la utilidad real de estas distribuciones es bastante baja sin valores reales de referencia que permitan amarrar estos valores algo abstractos a un nivel más entendible. Por ejemplo, una altura de inundación de 1 metro de tsunami puede parecer insignificante cuando los valores máximos obtenidos son superiores a los 20 metros. Para poner estos resultados en contexto se hace una pequeña revisión de los niveles de evacuación y peligrosidad estudiados en otras partes del mundo para emergencias de tsunami o inundaciones por otros desastres naturales.

En un estudio experimental se encontró que alturas de ola superiores a 1 metro o más rápidas que 1 ms^{-1} imposibilitaban la evacuación de adultos en una zona de inundación[158]. En otro estudio similar se encontró que personas adultas pueden evacuar de manera segura hasta con alturas de inundación de 70 centímetros o menos[110]. En general los estudios más exhaustivos de este tipo proponen definir un criterio de evacuación en torno a la relación $D.V.$ que es simplemente el producto entre la profundidad de flujo D y la velocidad V del mismo. Típicamente no existe un único valor de $D.V.$ que defina a ciencia cierta el límite de seguridad de las personas, esto pues los datos recolectados a lo largo del tiempo tienen una gran dispersión asociada a que cada persona tiene un criterio propio en cuanto a su percepción de seguridad[32], que puede depender además del tipo de ropa que lleve puesta, si se encuentra parado o sentado, desarrollo muscular, entre otros muchos factores. Algunos de los criterios definidos son de un $D.V.$ de $1.0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ para adultos[174], $0.4\text{m}^2\text{s}^{-1}$ para niños[32], entre otros. Existen también estudios que toman en cuenta la relación $H.M.$ de una persona, siendo el producto entre su altura H y su masa M , de manera de poder diferenciar entre niños, y adultos de diferente contextura (ver Figura 4.12).

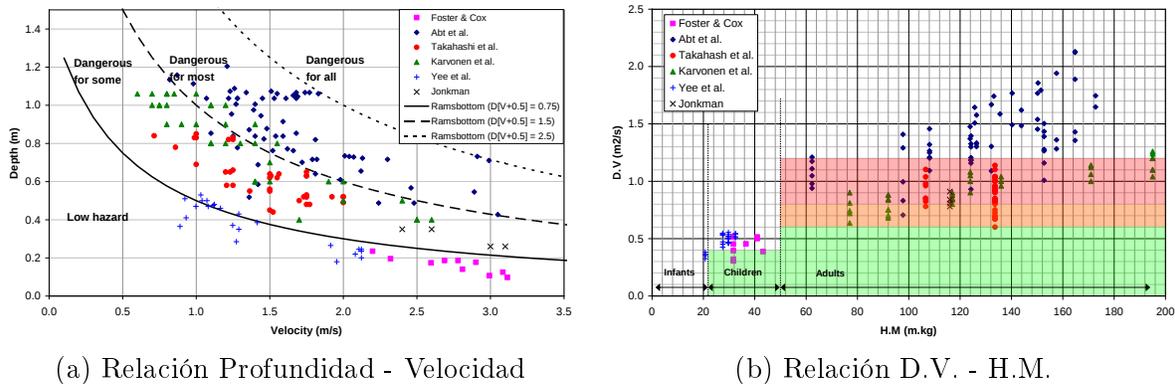


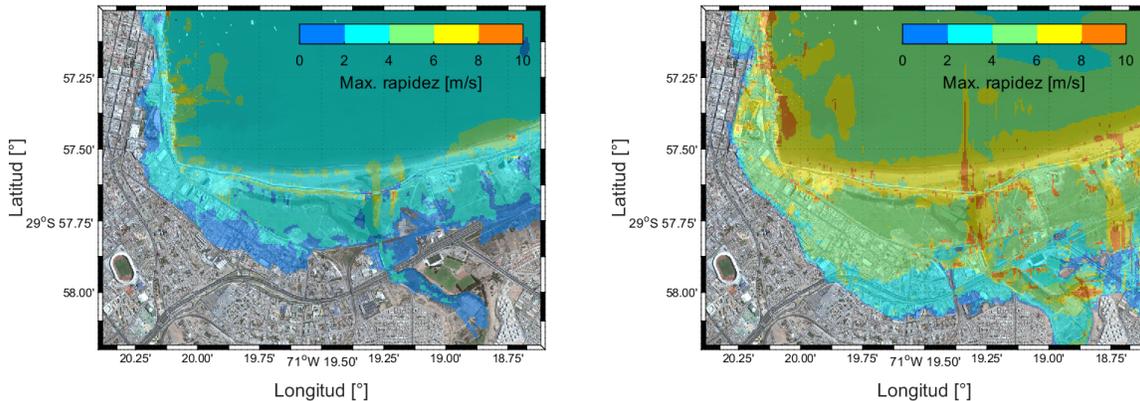
Figura 4.12: Peligrosidad de la ola del tsunami. Adaptadas de Suga et al. 1995[158]

Ahora bien, para establecer un criterio en cuanto a la altura de las olas obtenidas se deben hacer un par de distinciones, la altura de flujo D es distinta al run up \mathcal{R} , siendo la primera la altura de la columna de agua en la superficie y la última la máxima altura de inundación en la vertical, por lo que en estricto rigor el lugar en donde se alcanza el valor máximo de \mathcal{R} es donde $D = 0$. Por otro lado no es posible obtener la velocidad V sin usar modelos de batimetría de alta resolución, puesto que en mar abierto la velocidad es

fácilmente obtenible por la relación $v = \sqrt{gh}$, no así en tierra en donde la relación es no lineal.

Como se aprecia para el terremoto del Maule[45], las alturas de flujo son consistentemente menores o iguales al run up, pero en la mayoría de los casos son muy similares, salvo en los casos de alturas extremas. En general la aproximación $D \approx \mathcal{R}$ si bien es falsa, no tiene un gran error asociado.

Debido a la ausencia de batimetría de alta resolución no es posible tener velocidades de flujo para cada caso estudiado. Sí se cuenta con batimetría de alta resolución para la localidad de Coquimbo, la cual fue usada para obtener un rango de velocidades de inundación. Como se observa en la Figura 4.13 para un escenario cualquiera en la localidad de Coquimbo se observa una rapidez (magnitud de velocidad, sin dirección) entre 0 a 4 m s^{-1} para casi toda la región inundada, mientras que los valores máximos llegan hasta 8 m s^{-1} . Como punto de comparación, para el terremoto de Tohoku 2011 usando grabaciones aéreas se demostró que la velocidad del flujo de agua fue de hasta 8 m s^{-1} a lo largo de 1 kilómetro tierra adentro[61].



(a) Rapidez máx. escenario cualquiera

(b) Rapidez máx. todos los escenarios

Figura 4.13: Velocidad máxima de tsunami en Coquimbo

Usando $D \approx \mathcal{R}$, los rangos de velocidad obtenidos (0 a 8 m s^{-1}) y usando los criterios de profundidad-velocidad $D.V.$ que se aprecian en la Figura 4.12, se puede concluir que: Si pensamos en una localidad lejana a la fuente, en donde podemos suponer una velocidad de flujo menor, cercana a 1 m s^{-1} , alturas de run up de mayores a 1-1.5 metros suponen un peligro importante para la población, alturas consistentemente muy inferiores a las que se obtienen en las simulaciones realizadas. Por otro lado en regiones más cercanas a la fuente donde las velocidades de inundación son superiores a los 2 o 3 metros, alturas de inundación incluso inferiores a 1 metro presentan un peligro inminente para todas las personas en la zona de inundación, lo que es muy por debajo de los valores de run up obtenidos superiores incluso a los 10 metros. Se concluye entonces que el peligro asociado a las simulaciones obtenidas es moderado a alto en las zonas lejanas a la fuente, es decir a más de 1-2° de lejanía, dependiendo de la vulnerabilidad de cada persona. Mientras que en las regiones directamente en frente de la fuente es alto para todas las personas que la habitan.

Como comentario final al respecto, este tipo de estudios consideran el peligro asociado direc-

tamente al agua, sin considerar por ejemplo el hecho de que en la mayoría de los tsunamis considerables el agua incluye también escombros flotantes, incluso autos. El ITIC (*International Tsunami Information Center*) en conjunto con el PTWC (*Pacific Tsunami Warning Center*) definen niveles de peligrosidad en función de la altura del tsunami y definen por ejemplo que alturas ola en torno a los 50 centímetros son capaces de levantar y hacer flotar un auto y en torno a un par de metros son capaces de causar daños a casas y edificios, como se observa para el terremoto de Tohoku que hizo flotar edificios de varios pisos. Con esto en mente alturas de un par de metros pueden ser tan destructivas como alturas de ola de varias decenas de metros.

Capítulo 5

Conclusiones

En el trabajo de tesis realizado se cumplen los objetivos generales planteados así como los objetivos específicos, esto es:

- Se caracteriza el peligro de tsunami en la costa Sudamérica, asociado a terremotos de subducción. Se identifican las principales lagunas sísmicas, y se utiliza la metodología de fuentes estocásticas incorporando el acoplamiento sísmico en este proceso.
- Se validan las fuentes obtenidas, respetando la ley de plafker, por lo que los resultados son físicamente plausibles.
- Se obtienen distribuciones de run up para las costas que representan peligrosidad moderada a alta según lo consultado en la literatura especializada, lo que significa un factor importante para considerar en la planificación de las ciudades costeras.
- Se identifican posibles puntos de amplificación de run up en la costa sudamericana, principalmente asociados al ángulo de la costa y otros factores como directividad del fenómeno o barreras costeras.
- Otros fenómenos como terremotos outer-rise, slow earthquakes o tsunamis por deslizamientos no son estudiados en este trabajo de tesis, pero sí se proponen como trabajo a futuro puesto que pueden ser factores importantes en la estimación del peligro local.
- Otros factores a mejorar en trabajos futuros son: inclusión de batimetría de alta resolución para realizar inundación y obtener mapas de peligrosidad de mayor calidad. En caso de no ser posible, utilizar batimetrías de mayor resolución disponibles libremente (i.e. 15 segundos de arco en vez de 30), que no pudieron ser utilizadas en este trabajo debido a limitaciones computacionales. La inclusión de propagación activa (i.e. fuentes dinámicas) puede ser importante para estudiar la importancia de la directividad en el run up obtenido.
- Se estudia y evalúa la red del Centro Sismológico Nacional, identificando que tanto el norte como el sector central de Chile tienen una cobertura perfectible de estaciones para obtener una solución rápida utilizando fase w. Se identifica la región de Atacama como la principal zona en la que mayor cobertura de estaciones podría significar una mejora considerable de esta cobertura mencionada anteriormente.
- Por otro lado se observa que cambios en los filtros utilizados en la inversión de fase W pueden significar una mejora en la diferencia angular en comparación con mecanismos focales de catálogos en otras agencias, no así con la magnitud del sismo, que se mantiene mayormente pareja. Sin embargo, estos cambios en los filtros pueden resultar en problemas, como desfase de ondas debido a la inclusión de filtros de orden mayor u otros problemas no previstos. Un mayor análisis es necesario en este sentido y queda propuesto como trabajo a futuro, puesto que escapa el espectro de este trabajo de tesis.

Bibliografía

- [1] K. Abe and S. Noguchi. Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898–1917. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 32(1):45–59, 1983.
- [2] R. E. Adaros Carcamo. Sismicidad y tectónica del extremo sur de Chile. 2003.
- [3] K. Aki. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7):5867–5872, 1984.
- [4] C. R. D. S. P. AMÉRICA and D. SUR-CERESIS. Catálogo de terremotos para América del Sur. *Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región andina, Proyecto SISRA*, 1:14, 1985.
- [5] C. An, I. Sepúlveda, and P. L.-F. Liu. Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 41(11):3988–3994, 2014.
- [6] D. Andrews. Fault impedance and earthquake energy in the Fourier transform domain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(5):1683–1698, 1980.
- [7] D. Andrews. A stochastic fault model: 2. time-dependent case. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11):10821–10834, 1981.
- [8] S. E. Barrientos and S. N. Ward. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3):589–598, 1990.
- [9] J. Becerra, C. Arriagada, E. Contreras-Reyes, S. Bascuñán, G. P. De Pascale, C. Reichert, J. Díaz-Naveas, and N. Cornejo. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (ca. 29–33° S). *Basin Research*, 29(6):798–815, 2017.
- [10] S. Beck, S. Barrientos, E. Kausel, and M. Reyes. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):115–129, 1998.
- [11] S. L. Beck and L. J. Ruff. The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11):9281–9291, 1984.
- [12] M. Béjar-Pizarro, A. Socquet, R. Armijo, D. Carrizo, J. Genrich, and M. Simons. Andean structural control on interseismic coupling in the north Chile subduction zone. *Nature Geoscience*, 6(6):462, 2013.
- [13] J. Campos, D. Hatzfeld, R. Madariaga, G. Lopez, E. Kausel, A. Zollo, G. Iannacone, R. Fromm, S. Barrientos, and H. Lyon-Caen. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1-3):177–195, 2002.
- [14] Y. Cardona, M. Toro, J. I. Vélez, and L. J. Otero. Modelación de tsunamis en la costa pacífica colombiana: caso bahía de Tumaco. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (12), 2005.

- [15] S. Carena. Subducting-plate topography and nucleation of great and giant earthquakes along the south american trench. *Seismological Research Letters*, 82(5):629–637, 2011.
- [16] M. X. U. Carrasco, N. G. Abbott, and M. C. Vega. Aportes a la historia sísmica de chile: el caso del gran terremoto de 1730. *Anuario de Estudios Americanos*, 73(2):657–687, 2016.
- [17] M. Carvajal, M. Cisternas, and P. Catalán. Source of the 1730 chilean earthquake from historical records: Implications for the future tsunami hazard on the coast of metropolitan chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017.
- [18] M. Carvajal, M. Cisternas, A. Gubler, P. Catalan, P. Winckler, and R. L. Wesson. Reexamination of the magnitudes for the 1906 and 1922 chilean earthquakes using japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1):4–17, 2017.
- [19] J. Cembrano, F. Hervé, and A. Lavenu. The liquine ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern chile. *Tectonophysics*, 259(1-3):55–66, 1996.
- [20] M. Chlieh, P. Mothes, J.-M. Nocquet, P. Jarrin, P. Charvis, D. Cisneros, Y. Font, J.-Y. Collot, J.-C. Villegas-Lanza, F. Rolandone, et al. Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400:292–301, 2014.
- [21] M. Chlieh, H. Perfettini, H. Tavera, J.-P. Avouac, D. Remy, J.-M. Nocquet, F. Rolandone, F. Bondoux, G. Gabalda, and S. Bonvalot. Interseismic coupling and seismic potential along the central andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12), 2011.
- [22] M. Cisternas, B. F. Atwater, F. Torrejón, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Youlton, I. Salgado, T. Kamataki, et al. Predecessors of the giant 1960 chile earthquake. *Nature*, 437(7057):404–407, 2005.
- [23] D. Comte, A. Eisenberg, E. Lorca, M. Pardo, L. Ponce, R. Saragoni, S. Singh, and G. Suárez. The 1985 central chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, pages 449–453, 1986.
- [24] D. Comte and M. Pardo. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern chile and southern peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4(1):23–44, 1991.
- [25] M. Contreras and P. Winckler. Pérdidas de vidas, viviendas, infraestructura y embarcaciones por el tsunami del 27 de febrero de 2010 en la costa central de chile. *Obras y proyectos*, (14):6–19, 2013.
- [26] M. Contreras-López, P. Winckler, I. Sepúlveda, A. Andaur-Álvarez, F. Cortés-Molina, C. J. Guerrero, C. E. Mizobe, F. Igualt, W. Breuer, J. F. Beyá, et al. Field survey of the 2015 chile tsunami with emphasis on coastal wetland and conservation areas. *Pure and Applied Geophysics*, 173(2):349–367, 2016.
- [27] E. Contreras-Reyes, J. Becerra, H. Kopp, C. Reichert, and J. Díaz-Naveas. Seismic structure of the north-central chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters*, 41(5):1523–1529, 2014.
- [28] E. Contreras-Reyes and D. Carrizo. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the chile–peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1):49–58, 2011.
- [29] E. Contreras-Reyes, E. R. Flueh, and I. Grevemeyer. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, 29(6), 2010.
- [30] R. Courant, K. Friedrichs, and H. Lewy. Über die partiellen differenzgleichungen der

- mathematischen physik. *Mathematische annalen*, 100(1):32–74, 1928.
- [31] R. Courant, K. Friedrichs, and H. Lewy. On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM journal of Research and Development*, 11(2):215–234, 1967.
- [32] R. Cox, T. Shand, and M. Blacka. Australian rainfall and runoff revision project 10: appropriate safety criteria for people. *Water Research*, 978:085825–9454, 2010.
- [33] S. Das and K. Aki. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of geophysical research*, 82(36):5658–5670, 1977.
- [34] I. N. de Estadísticas (Chile). *Censo 2002 resultados*, volume 1. INE, 2002.
- [35] B. Delouis, J.-M. Nocquet, and M. Vallée. Slip distribution of the february 27, 2010 mw= 8.8 maule earthquake, central chile, from static and high-rate gps, insar, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17), 2010.
- [36] C. DeMets, R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20):2191–2194, 1994.
- [37] J. F. Díaz. El mito de "tren-treng kai-kai" del pueblo mapuche. *CUHSO· Cultura-Hombre-Sociedad*, 14(1):43–53, 2007.
- [38] R. Dmowska, L. Lovison-Golob, and J. Durek. Partial breaking of a mature seismic gap: The 1987 earthquakes in new britain. *pure and applied geophysics*, 136(4):459–477, 1991.
- [39] L. Dorbath, A. Cisternas, and C. Dorbath. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3):551–576, 1990.
- [40] Z. Duputel, L. Rivera, H. Kanamori, and G. Hayes. W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990–2010). *Geophysical Journal International*, 189(2):1125–1147, 2012.
- [41] A. M. Dziewonski and D. L. Anderson. Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4):297–356, 1981.
- [42] M. Flores, P. Manríquez, and S. Carrasco. Magallanes’s seismicity study. *Third colloquium on Geophysical Signatures of Earthquakes and Volcanoes (GSEV)*, 1:43, 2017.
- [43] A. Frankel. High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value, and the scaling of strength on faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4):6291–6302, 1991.
- [44] H. M. Fritz, N. Kalligeris, J. C. Borrero, P. Broncano, and E. Ortega. The 15 august 2007 peru tsunami runup observations and modeling. *Geophysical Research Letters*, 35(10), 2008.
- [45] H. M. Fritz, C. M. Petroff, P. A. Catalán, R. Cienfuegos, P. Winckler, N. Kalligeris, R. Weiss, S. E. Barrientos, G. Meneses, C. Valderas-Bermejo, et al. Field survey of the 27 february 2010 chile tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 168(11):1989–2010, 2011.
- [46] M. Fuentes, S. Riquelme, G. Hayes, M. Medina, D. Melgar, G. Vargas, J. González, and A. Villalobos. A study of the 2015 m w 8.3 illapel earthquake and tsunami: Numerical and analytical approaches. *Pure and Applied Geophysics*, 173(6):1847–1858, 2016.
- [47] M. Fuentes, S. Riquelme, G. Hayes, M. Medina, D. Melgar, G. Vargas, J. González, and A. Villalobos. A study of the 2015 m w 8.3 illapel earthquake and tsunami: Numerical and analytical approaches. In *The Chile-2015 (Illapel) Earthquake and Tsunami*, pages 255–266. Springer, 2017.
- [48] M. A. Fuentes, J. A. Ruiz, and S. Riquelme. The runup on a multilinear sloping beach

- model. *Geophysical Journal International*, 201(2):915–928, 2015.
- [49] E. L. Geist. Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5), 2002.
- [50] E. L. Geist and R. Dmowska. Local tsunamis and distributed slip at the source. In *Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones*, pages 485–512. Springer, 1999.
- [51] E. L. Geist and T. Parsons. Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Natural Hazards*, 37(3):277–314, 2006.
- [52] M. K. Giovanni, S. L. Beck, and L. Wagner. The june 23, 2001 peru earthquake and the southern peru subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 29(21), 2002.
- [53] C. Goldfinger, Y. Ikeda, R. S. Yeats, and J. Ren. Superquakes and supercycles. *Seismological Research Letters*, 84(1):24–32, 2013.
- [54] F. González, E. L. Geist, B. Jaffe, U. Kânoğlu, H. Mofjeld, C. Synolakis, V. V. Titov, D. Arcas, D. Bellomo, D. Carlton, et al. Probabilistic tsunami hazard assessment at seaside, oregon, for near-and far-field seismic sources. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C11), 2009.
- [55] S. T. Grilli, J. C. Harris, T. S. T. Bakhsh, T. L. Masterlark, C. Kyriakopoulos, J. T. Kirby, and F. Shi. Numerical simulation of the 2011 tohoku tsunami based on a new transient fem co-seismic source: Comparison to far-and near-field observations. *Pure and Applied Geophysics*, 170(6-8):1333–1359, 2013.
- [56] B. Gutenberg and C. F. Richter. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 32(3):163–191, 1942.
- [57] B. Gutenberg and C. F. Richter. Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4):185–188, 1944.
- [58] B. Gutenberg and C. F. Richter. Seismic waves from atomic bomb tests. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27(6):776–776, 1946.
- [59] M.-A. Gutscher, J. Malavieille, S. Lallemand, and J.-Y. Collot. Tectonic segmentation of the north andean margin: impact of the carnegie ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4):255–270, 1999.
- [60] M.-A. Gutscher, W. Spakman, H. Bijwaard, and E. R. Engdahl. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the andean margin. *Tectonics*, 19(5):814–833, 2000.
- [61] S. Hayashi and S. Koshimura. The 2011 tohoku tsunami flow velocity estimation by the aerial video analysis and numerical modeling. *Journal of Disaster Research*, 8(4):561–572, 2013.
- [62] G. P. Hayes, M. W. Herman, W. D. Barnhart, K. P. Furlong, S. Riquelme, H. M. Benz, E. Bergman, S. Barrientos, P. S. Earle, and S. Samsonov. Continuing megathrust earthquake potential in chile after the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514):295–298, 2014.
- [63] G. P. Hayes, L. Rivera, and H. Kanamori. Source inversion of the w-phase: real-time implementation and extension to low magnitudes. *Seismological Research Letters*, 80(5):817–822, 2009.
- [64] G. P. Hayes, D. J. Wald, and R. L. Johnson. Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1), 2012.
- [65] P. He, E. A. Hetland, Q. Wang, K. Ding, Y. Wen, and R. Zou. Coseismic slip in the 2016 mw 7.8 ecuador earthquake imaged from sentinel-1a radar interferometry. *Seismological*

- Research Letters*, 2017.
- [66] P. Heinrich, F. Schindele, S. Guibourg, and P. F. Ihmlé. Modeling of the february 1996 peruvian tsunami. *Geophysical research letters*, 25(14):2687–2690, 1998.
 - [67] A. Herrero and P. Bernard. A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4):1216–1228, 1994.
 - [68] A. Hoffmann-Rothe, N. Kukowski, G. Dresen, H. Echtler, O. Oncken, J. Klotz, E. Scheuber, and A. Kellner. Oblique convergence along the chilean margin: partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface. In *The Andes*, pages 125–146. Springer, 2006.
 - [69] R. v. Huene, J. Corvalán, E. Flueh, K. Hinz, J. Korstgard, C. Ranero, and W. Weinrebe. Tectonic control of the subducting juan fernández ridge on the andean margin near valparaiso, chile. *Tectonics*, 16(3):474–488, 1997.
 - [70] K. Kajiura. Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation. *Bulletin of the Earthquakes Research Institute*, 48:845–869, 1970.
 - [71] H. Kanamori. W phase. *Geophysical Research Letters*, 20(16):1691–1694.
 - [72] H. Kanamori. The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20):2981–2987, 1977.
 - [73] H. Kanamori. The diversity of large earthquakes and its implications for hazard mitigation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42:7–26, 2014.
 - [74] H. Kanamori and J. W. Given. Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 27(1):8–31, 1981.
 - [75] H. Kanamori and M. Kikuchi. The 1992 nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361(6414):714, 1993.
 - [76] H. Kanamori and K. C. McNally. Variable rupture mode of the subduction zone along the ecuador-colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4):1241–1253, 1982.
 - [77] H. Kanamori and L. Rivera. Source inversion of wphase: speeding up seismic tsunami warning. *Geophysical Journal International*, 175(1):222–238, 2008.
 - [78] J. A. Kelleher. Rupture zones of large south american earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11):2087–2103, 1972.
 - [79] E. Kendrick, M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. B. Vargas, E. Lauria, and L. P. S. Fortes. The nazca–south america euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2):125–131, 2003.
 - [80] Y. Kervella, D. Dutykh, and F. Dias. Comparison between three-dimensional linear and nonlinear tsunami generation models. *Theoretical and computational fluid dynamics*, 21(4):245–269, 2007.
 - [81] E. Klein, M. Métois, G. Meneses, C. Vigny, and A. Delorme. Bridging the gap between north and central chile: insight from new gps data on coupling complexities and the andean sliver motion. *Geophysical Journal International*, 213(3):1924–1933, 2018.
 - [82] K. A. Klepeis. The magallanes and deseado fault zones: Major segments of the south american-scotia transform plate boundary in southernmost south america, tierra del fuego. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11):22001–22014, 1994.
 - [83] M. Kotani. Tsunami run-up simulation and damage estimation using gis. *P. Coast. Eng., JSCE*, 45:356–360, 1998.
 - [84] T. Lay, C. Ammon, H. Kanamori, K. D. Koper, O. Sufri, and A. Hutko. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 february 2010 chile (mw 8.8) earthquake.

- Geophysical Research Letters*, 37(13), 2010.
- [85] T. Lay, C. J. Ammon, H. Kanamori, Y. Yamazaki, K. F. Cheung, and A. R. Hutko. The 25 october 2010 mentawai tsunami earthquake (mw 7.8) and the tsunami hazard presented by shallow megathrust ruptures. *Geophysical Research Letters*, 38(6), 2011.
- [86] T. Lay and H. Kanamori. An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake Prediction*, pages 579–592, 1981.
- [87] T. Lay, Y. Yamazaki, C. J. Ammon, K. F. Cheung, and H. Kanamori. The 2011 m w 9.0 off the pacific coast of tohoku earthquake: Comparison of deep-water tsunami signals with finite-fault rupture model predictions. *Earth, planets and space*, 63(7):52, 2011.
- [88] D. Legrand, S. Barrientos, K. Bataille, J. Cembrano, and A. Pavez. The fluid-driven tectonic swarm of aysen fjord, chile (2007) associated with two earthquakes (mw= 6.1 and mw= 6.2) within the liquiñe-ofqui fault zone. *Continental Shelf Research*, 31(3):154–161, 2011.
- [89] P. Lockridge. Tsunamis in peru-chile. *Boulder, CO: National Geophysical Data Center (NOAA),/ c1985*, 1985.
- [90] E. Lodolo, M. Menichetti, R. Bartole, Z. Ben-Avraham, A. Tassone, and H. Lippai. Magallanes-fagnano continental transform fault (tierra del fuego, southernmost south america). *Tectonics*, 22(6), 2003.
- [91] C. Lomnitz. Major earthquakes and tsunamis in chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59(3):938–960, 1970.
- [92] C. Lomnitz. Major earthquakes of chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3):368–378, 2004.
- [93] S. Lorito, F. Romano, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone, J. McCloskey, M. Cocco, E. Boschi, and A. Piatanesi. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 chile earthquake. *Nature Geoscience*, 4(3):173–177, 2011.
- [94] R. Madariaga. Sismicidad de chile. *Física de la Tierra*, (10):221, 1998.
- [95] P. M. Mai and G. C. Beroza. A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11):ESE–10, 2002.
- [96] D. Melgar, W. Fan, S. Riquelme, J. Geng, C. Liang, M. Fuentes, G. Vargas, R. M. Allen, P. M. Shearer, and E. J. Fielding. Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, mw8. 3 illapel, chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(3):961–966, 2016.
- [97] D. Melgar, S. Riquelme, X. Xu, J. C. Baez, J. Geng, and M. Moreno. The first since 1960: A large event in the valdivia segment of the chilean subduction zone, the 2016 m7. 6 melinka earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 474:68–75, 2017.
- [98] W. Menke. *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*, volume 45. Academic press, 2012.
- [99] M. Métois, A. Socquet, and C. Vigny. Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3), 2012.
- [100] M. Métois, A. Socquet, C. Vigny, D. Carrizo, S. Peyrat, A. Delorme, E. Maureira, M.-C. Valderas-Bermejo, and I. Ortega. Revisiting the north chile seismic gap segmentation using gps-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3):1283–1294, 2013.
- [101] M. Métois, C. Vigny, and A. Socquet. Interseismic coupling, megathrust earthquakes

- and seismic swarms along the chilean subduction zone (38–18 s). *Pure and Applied Geophysics*, 173(5):1431–1449, 2016.
- [102] S. Migeon, C. Garibaldi, G. Ratzov, S. Schmidt, J.-Y. Collot, S. Zaragosi, and L. Texier. Earthquake-triggered deposits in the subduction trench of the north ecuador/south colombia margin and their implication for paleoseismology. *Marine Geology*, 384:47–62, 2017.
- [103] D. J. Miller. *Giant waves in lituya bay, alaska*. US Government Printing Office Washington, DC, 1960.
- [104] J. Moernaut, M. V. Daele, K. Heirman, K. Fontijn, M. Strasser, M. Pino, R. Urrutia, and M. De Batist. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3):1607–1633, 2014.
- [105] M. Moreno, D. Melnick, M. Rosenau, J. Baez, J. Klotz, O. Oncken, A. Tassara, J. Chen, K. Bataille, M. Bevis, et al. Toward understanding tectonic control on the m w 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321:152–165, 2012.
- [106] M. Moreno, M. Rosenau, and O. Oncken. 2010 maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of andean subduction zone. *Nature*, 467(7312):198–202, 2010.
- [107] M. Motagh, R. Wang, T. R. Walter, R. Bürgmann, E. Fielding, J. Anderssohn, and J. Zschau. Coseismic slip model of the 2007 august pisco earthquake (peru) as constrained by wide swath radar observations. *Geophysical Journal International*, 174(3):842–848, 2008.
- [108] S. Ninomiya. Tsunami in tohoku coast induced by earthquake in chile; a chronological review. *Tohoku Kenkyu [in Japanese with English summary]*, 10:19–23, 1960.
- [109] S. P. Nishenko. Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the chilean and southern peruvian margins of south america: a quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B5):3589–3615, 1985.
- [110] T. Nishihata, Y. Moriya, T. Tamura, K. Takimoto, and H. Miura. Experimental study on the condition of evaluation under flood situation caused by tsunami. *Ann. J. Coast. Eng. Coast. Eng. JSCE*, 52:1256–1260, 2005.
- [111] J.-M. Nocquet, P. Jarrin, M. Vallée, P. Mothes, R. Grandin, F. Rolandone, B. Delouis, H. Yepes, Y. Font, D. Fuentes, et al. Supercycle at the ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10(2):145, 2017.
- [112] J.-M. Nocquet, J. Villegas-Lanza, M. Chlieh, P. Mothes, F. Rolandone, P. Jarrin, D. Cisneros, A. Alvarado, L. Audin, F. Bondoux, et al. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern andes. *Nature Geoscience*, 7(4):287, 2014.
- [113] A. Noda. Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. *Geological Society of America Bulletin*, 128(5-6):879–895, 2016.
- [114] Y. Okada. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4):1135–1154, 1985.
- [115] E. A. Okal. Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: a review. *Natural Hazards*, 1(1):67–96, 1988.
- [116] E. A. Okal, J. C. Borrero, and C. E. Synolakis. Evaluation of tsunami risk from regional earthquakes at pisco, peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5):1634–1648, 2006.
- [117] E. A. Okal and C. E. Synolakis. Source discriminants for near-field tsunamis. *Geophysical Journal International*, 158(3):899–912, 2004.
- [118] E. A. Okal and C. E. Synolakis. Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes

- in the indian ocean. *Geophysical journal international*, 172(3):995–1015, 2008.
- [119] M. Ortiz, M. Fernández-Arce, and W. Rojas. Análisis de riesgo de inundación por tsunamis en puntarenas, costa rica. *Geos*, 21(2):108–113, 2001.
- [120] A. Palacios. Notas históricas del primer sismo registrado en la ciudad de punta arenas y en la región de magallanes en febrero de 1879. *Magallania (Punta Arenas)*, 41(2):215–220, 2013.
- [121] M. Pardo, D. Comte, and T. Monfret. Seismotectonic and stress distribution in the central chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1):11–22, 2002.
- [122] F. Pasten-Araya, P. Salazar, S. Ruiz, E. Rivera, B. Potin, A. Maksymowicz, E. Torres, J. Villarroel, E. Cruz, J. Valenzuela, et al. Fluids along the plate interface influencing the frictional regime of the chilean subduction zone, northern chile. *Geophysical Research Letters*, 45(19):10–378, 2018.
- [123] A. M. Pelayo and D. A. Wiens. Seismotectonics and relative plate motions in the scotia sea region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6):7293–7320, 1989.
- [124] A. M. Pelayo and D. A. Wiens. The november 20, 1960 peru tsunami earthquake: Source mechanism of a slow event. *Geophysical Research Letters*, 17(6):661–664, 1990.
- [125] G. Plafker. Catastrophic tsunami generated by submarine slides and backarc thrusting during the 1992 earthquake on eastern flores i., indonesia. In *Geological Society of America, Cordilleran Section, 93rd Annual Meeting*, volume 29, page 57, 1997.
- [126] G. Plafker and J. Savage. Mechanism of the chilean earthquakes of may 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 81(4):1001–1030, 1970.
- [127] P. Poli, A. M. Jeria, and S. Ruiz. The mw 8.3 illapel earthquake (chile): Preseismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures. *Geology*, 45(3):247–250, 2017.
- [128] J. E. Ramirez. Earthquake history of colombia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 23(1):13–22, 1933.
- [129] J. E. Ramírez. Historia de los terremotos en colombia. 1975.
- [130] C. R. Ranero, R. von Huene, W. Weinrebe, and C. Reichert. Tectonic processes along the chile convergent margin. In *The Andes*, pages 91–121. Springer, 2006.
- [131] J. Reid. The advantages of fortran 90. *Computing*, 48(3-4):219–238, 1992.
- [132] J. C. Restrepo and L. J. Otero. Modelación numérica de eventos tsunamigénicos en la cuenca pacífica colombiana–bahía de buenaventura. *Revista Academia Colombiana de Ciencias*, 31(120):363–377, 2007.
- [133] S. Riquelme, M. Fuentes, G. P. Hayes, and J. Campos. A rapid estimation of near-field tsunami runup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(9):6487–6500, 2015.
- [134] S. Riquelme, M. Medina, F. Bravo, S. Barrientos, J. Campos, and A. Cisternas. W-phase real-time implementation and network expansion from 2012 to 2017: The experience in chile. *Seismological Research Letters*, 89(6):2237–2248, 2018.
- [135] R. M. Rivera. *Estudio sobre la distribución espacial de la población en Colombia*, volume 48. United Nations Publications, 2003.
- [136] D. Robinson, S. Das, and A. Watts. Earthquake rupture stalled by a subducting fracture zone. *Science*, 312(5777):1203–1205, 2006.
- [137] J. L. Rodgers and W. A. Nicewander. Thirteen ways to look at the correlation coefficient. *The American Statistician*, 42(1):59–66, 1988.
- [138] M. Rosenau, R. Nerlich, S. Brune, and O. Oncken. Experimental insights into the scaling and variability of local tsunamis triggered by giant subduction megathrust earth-

- quakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B9), 2010.
- [139] J. Ruegg, A. Rudloff, C. Vigny, R. Madariaga, J. De Chabalier, J. Campos, E. Kausel, S. Barrientos, and D. Dimitrov. Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1):78–85, 2009.
- [140] L. Ruff and H. Kanamori. Seismicity and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 23(3):240–252, 1980.
- [141] L. Ruff and H. Kanamori. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones. *Tectonophysics*, 99(2-4):99–117, 1983.
- [142] J. Ruiz, M. Fuentes, S. Riquelme, J. Campos, and A. Cisternas. Numerical simulation of tsunami runup in northern chile based on non-uniform k- 2 slip distributions. *Natural Hazards*, 79(2):1177–1198, 2015.
- [143] S. Ruiz, F. Aden-Antoniow, J. Baez, C. Otarola, B. Potin, F. Campo, P. Poli, C. Flores, C. Satriano, F. Leyton, et al. Nucleation phase and dynamic inversion of the mw 6.9 valparaíso 2017 earthquake in central chile. *Geophysical Research Letters*, 44(20), 2017.
- [144] S. Ruiz, E. Klein, F. del Campo, E. Rivera, P. Poli, M. Metois, V. Christophe, J. C. Baez, G. Vargas, F. Leyton, et al. The seismic sequence of the 16 september 2015 mw 8.3 illapel, chile, earthquake. *Seismological Research Letters*, 2016.
- [145] S. Ruiz, M. Metois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, and J. Campos. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 iquique mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201):1165–1169, 2014.
- [146] M. Saillard, L. Audin, B. Rousset, J.-P. Avouac, M. Chlieh, S. R. Hall, L. Husson, and D. Farber. From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and quaternary coastal geomorphology along the andean megathrust. *Tectonics*, 36(2):241–256, 2017.
- [147] C. H. Scholz. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press, 2002.
- [148] C. H. Scholz. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press, 2019.
- [149] C. H. Scholz and J. Campos. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal Of Geophysical Research-all Series-*, 100:22–103, 1995.
- [150] C. H. Scholz and J. Campos. The seismic coupling of subduction zones revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5), 2012.
- [151] C. H. Scholz and C. Small. The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25(6):487–490, 1997.
- [152] J. L. Sennson and S. L. Beck. Historical 1942 ecuador and 1942 peru subduction earthquakes and earthquake cycles along colombia-ecuador and peru subduction segments. *Pure and applied geophysics*, 146(1):67–101, 1996.
- [153] S. A. Sepúlveda, A. Serey, M. Lara, A. Pavez, and S. Rebolledo. Landslides induced by the april 2007 aysén fjord earthquake, chilean patagonia. *Landslides*, 7(4):483–492, 2010.
- [154] K. Sieh, D. H. Natawidjaja, A. J. Meltzner, C.-C. Shen, H. Cheng, K.-S. Li, B. W. Suwargadi, J. Galetzka, B. Philibosian, and R. L. Edwards. Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west sumatra. *Science*, 322(5908):1674–1678, 2008.
- [155] R. Smalley, E. Kendrick, M. Bevis, I. Dalziel, F. Taylor, E. Lauría, R. Barriga, G. Ca-

- sassa, E. Olivero, and E. Piana. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the scotia-south america plate boundary in eastern tierra del fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9), 2003.
- [156] R. Somoza. Updated azca (farallon)—south america relative motions during the last 40 my: implications for mountain building in the central andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3):211–215, 1998.
- [157] D. A. Storchak, D. Di Giacomo, I. Bondár, E. R. Engdahl, J. Harris, W. H. Lee, A. Villaseñor, and P. Bormann. Public release of the isc-gem global instrumental earthquake catalogue (1900–2009). *Seismological Research Letters*, 84(5):810–815, 2013.
- [158] K. SUGA, T. UESAKA, T. YOSHIDA, K. HAMAGUCHI, and Z. CHEN. Preliminary study on feasible safe evacuation in flood disaster. *Proceedings of Hydraulic Engineering*, 39:879–882, 1995.
- [159] Y. Tanioka and K. Satake. Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophysical Research Letters*, 23(8):861–864, 1996.
- [160] A. Tarantola. *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM, 2005.
- [161] A. Tassara, H.-J. Götze, S. Schmidt, and R. Hackney. Three-dimensional density model of the nazca plate and the andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9), 2006.
- [162] S. Tebbens, S. Cande, L. Kovacs, J. Parra, J. LaBrecque, and H. Vergara. The chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6):12035–12059, 1997.
- [163] W. Thatcher. Order and diversity in the modes of circum-pacific earthquake recurrence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B3):2609–2623, 1990.
- [164] A. Udías, R. Madariaga, E. Buforn, D. Muñoz, and M. Ros. The large chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4):1639–1653, 2012.
- [165] J. Valenzuela Márquez. Relaciones jesuitas del terremoto de 1730: Santiago, valparaíso y concepción. *Cuadernos de historia (Santiago)*, (37):195–224, 2012.
- [166] C. A. Vargas, A. Caneva, H. Monsalve, E. Salcedo, and H. Mora. Geophysical networks in colombia. *Seismological Research Letters*, 89(2A):440–445, 2018.
- [167] C. Vigny, A. Socquet, S. Peyrat, J.-C. Ruegg, M. Métois, R. Madariaga, S. Morvan, M. Lancieri, R. Lacassin, J. Campos, et al. The 2010 mw 8.8 maule megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 332(6036):1417–1421, 2011.
- [168] S. Villalobos. *Historia de Chile*. Editorial universitaria, 2004.
- [169] J. Villegas-Lanza, M. Chlieh, O. Cavalié, H. Tavera, P. Baby, J. Chire-Chira, and J.-M. Nocquet. Active tectonics of peru: Heterogeneous interseismic coupling along the nazca megathrust, rigid motion of the peruvian sliver, and subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(10):7371–7394, 2016.
- [170] R. von Huene and C. R. Ranero. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off antofagasta, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2), 2003.
- [171] S. N. Ward. Relationships of tsunami generation and, and earthquake source. *J. Phys. Earth*, 28:441–474, 1980.
- [172] S. N. Ward. Tsunamis. *Encyclopedia of physical science and technology*, 17:175–191, 2002.

- [173] H. Watanabe. Comprehensive list of tsunamis to hit the japanese islands. *University of Tokyo Press, Tokyo*, 1998.
- [174] K. Wright, B. J. Doody, J. Becker, and J. McClure. *Pedestrian and motorist flood safety study: A review of behaviours in and around floodwater and strategies to enhance appropriate behaviour*. GNS Science, 2010.
- [175] Y. Yamazaki and K. F. Cheung. Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(12), 2011.
- [176] Y. Yamazaki, K. F. Cheung, and Z. Kowalik. Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation, and run-up. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 67(12):2081–2107, 2011.
- [177] Y. Yamazaki, K. F. Cheung, G. Pawlak, and T. Lay. Surges along the honolulu coast from the 2011 tohoku tsunami. *Geophysical Research Letters*, 39(9), 2012.
- [178] Y. Yamazaki, Z. Kowalik, and K. F. Cheung. Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and run-up. *International journal for numerical methods in fluids*, 61(5):473–497, 2009.
- [179] L. Ye, H. Kanamori, J.-P. Avouac, L. Li, K. F. Cheung, and T. Lay. The 16 april 2016, m w 7.8 (m s 7.5) ecuador earthquake: A quasi-repeat of the 1942 m s 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 m s 8.6 colombia–ecuador earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 454:248–258, 2016.
- [180] Y. Zeng, J. G. Anderson, and G. Yu. A composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions. *Geophysical Research Letters*, 21(8):725–728, 1994.