



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



MODELO DE CARGA Y DESCARGA DE ESFUERZOS DURANTE EL CICLO SÍSMICO EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN.

Memoria para optar al Título de Geólogo

Sebastián Andrés Lema Soto

Profesor Patrocinante: Dr. José Luis Palma Lizana

Profesional Guía: Dr. Klaus Bataille Bollweg

Profesores Comisión: Dr. Joaquín Cortés Aranda

Dr. Mauricio Espinoza Vargas

Concepción 2023

*Dedicado a mi familia, especialmente a mis padres y a la memoria de mi abuela
Sonia*

Resumen

La visión clásica del modelo de falla en terremotos de subducción se basa en que el movimiento relativo ocurre en la interfase de contacto entre las dos placas tectónicas involucradas. Este modelo adolece una apropiada interpretación física para explicar de forma coherente los distintos períodos del ciclo sísmico: inter-, co- y post-sísmico. En el presente trabajo se utiliza un modelo que considera la existencia de dos interfases, que interactúan a lo largo de todo el proceso del ciclo sísmico. En este trabajo se utilizan dos modelos donde se integran de forma coherente los desplazamientos corticales observados en cada período del ciclo sísmico.

Asumiendo que las principales fuerzas que gobiernan el movimiento de las placas tectónicas son la flotabilidad de la placa subductada y en menor medida la flotabilidad de la placa emergente en las dorsales oceánicas, se modela la evolución de esfuerzos en las interfases con mayor deformación, y la subsecuente actividad sísmica generada en ellas. Partiendo con un modelo discreto mediante la generalización del modelo de Burridge and Knopoff (1967), para luego pasar a un modelo continuo idealizando las interfases como dislocaciones en un semi-espacio homogéneo continuo.

En el primer caso, se pueden replicar ciertas características de la sismicidad en zonas de subducción, como la distribución de Gutenberg-Richter en ambas interfases, y su interrelación en el tiempo. Los resultados indican que el movimiento relativo de ambas interfases es similar cuando el grado de interacción entre ellas es alto.

En el segundo caso, se puede replicar el proceso de carga de la zona sismogénica y la distribución compleja de mecanismos focales en la placa subductante. Aquí se muestran variaciones puntuales de los esfuerzos que actúan en las dos interfases producto de una dislocación, que son medidos en base a la caída del esfuerzo de Coulomb, confirmando la existencia de la interrelación entre la interfase superior e inferior.

Índice general

Resumen	I
1. Introducción	1
1.1. Ciclo Sísmico	2
1.2. El Modelo de placa	4
1.3. Zona de estudio	5
1.4. Objetivos	6
1.4.1. Objetivo principal:	6
1.4.2. Objetivos Específicos:	7
1.5. Trabajos anteriores	7
1.6. Planteamiento del problema	17
1.7. Agradecimientos	18
2. Marco Teórico	19
2.1. Geometría de la falla	20
2.2. Soluciones de Okada 1992	23
3. Metodología	34
3.1. Caso discreto	34
3.2. Caso continuo	36
4. Resultados	41
4.1. Caso discreto	41
4.2. Caso continuo	51
5. Discusión y Conclusiones	69
5.1. Discusión	69
5.2. Conclusiones	80
Referencias	83

Índice de figuras

1.1.1. Esquema representativo del ciclo sísmico, modificado de Ruegg (1994).	3
1.3.1. Esquema de la subducción chilena. Se aprecia la convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana, en este caso la placa oceánica se “hunde” bajo la placa continental por diferencias de densidad entre las mismas. Del esquema se destaca la falla normal ubicada en la base de la interfase entre la placa oceánica y el manto.	6
1.5.1. Diagrama esquemático modificado del modelo teórico propuesto por Burridge y Knopoff (1967).	9
1.5.2. Modelo esquemático de la acumulación de strain en una zona de subducción, donde $(a) + (b) = (c)$. La astenosfera es la parte achurada. Una condición bloqueada (sin deslizamiento) en una interfase se indica mediante barras horizontales cortas que cruzan la interfase.	12
1.5.3. Modelo de deformación intersísmica mostrando los parámetros de un modelo idealizado en una zona de subducción. Modificado de Sieh, et al. (1999).	14
1.5.4. Esquema del modelo de placa, modificado de la Memoria de Leonardo Aguirre (2019).	16
2.1.1. Diagrama de la geometría de subducción con fuentes tipo slab pull y ridge push (en rojo), junto con la ubicación de las subfallas (en azul) y la ubicación del centro de cada subfalla (puntos grises).	21
2.1.2. Diagrama de la geometría de subducción. Se observan los parámetros asociados a la falla y la división en subfallas (puntos negros).	23
2.2.1. Sistema coordinado utilizado en el estudio. Modificado de Okada (1992).	25
2.2.2. Geometría de cuatro fuentes puntuales diferentes, cuyos campos de deformación interna están listados en las Tablas 2-5. Modificado de Okada (1992).	28
2.2.3. Geometría de tres fuentes finitas rectangulares distintas, cuyos campos de deformación interna están listados en las Tablas 6-9. Modificado de Okada (1992).	30

2.2.4. Significado físico de algunas de las variables y constantes que están relacionadas con una superficie de falla de imagen y que aparecen en las Tablas 6-9. Los ejes (p) y (q), que están relacionados con la falla real, corresponden a los ejes p y q para la falla imagen. El eje x es positivo hacia fuera de la página.	32
3.1.1. Esquema representativo del modelo de resortes postulado. Se pueden observar las fuerzas de ridge push y de slab pull, al igual que la interacción entre las masas.	36
3.2.1. Diagrama de flujo del programa, realizado en <i>python</i>	37
3.2.2. Perfil de la geometría de la subducción donde se observan las fuerzas de slab pull y ridge push (en rojo). Las subfallas están en azul, sus vértices corresponden a los puntos negros y en verde está la ubicación donde se calcula la caída del stress (centro de la subfalla).	39
4.1.1. Modelo BK modificado, donde en el eje “x” se tiene la distancia a lo largo de la placa, y en el eje “y” la profundidad. Es notable el cambio de posición de las masas en un periodo de tiempo acotado dentro de la iteración.	43
4.1.2. Modelo BK modificado, donde en el eje “x” se tiene la distancia a lo largo de la placa, y en el eje “y” la profundidad. El intervalo de tiempo es más largo dentro de la iteración y por lo tanto el cambio de posición de las masas es más marcado.	44
4.1.3. Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. En este caso, el grado de interacción entre ambas interfases es bajo.	46
4.1.4. Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. En este caso, el grado de interacción aumenta entre las interfases.	47
4.1.5. Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. El grado de interacción continúa aumentando.	48
4.1.6. Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. El grado de interacción es muy alto.	49
4.1.7. Distribución del número acumulativo de sismos en función de la magnitud. El eje horizontal representa la Magnitud, con un factor de escala arbitraria. El eje vertical representa el logaritmo del número acumulativo de eventos, en función de la magnitud, también con un factor de escala arbitraria. Notar que de la simulación, resulta un patrón similar a lo observado en los catálogos sísmicos.	50

4.2.1. Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde el valor del μ de fricción es de 0,8 y el dip es de 20° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.	52
4.2.2. Continuación de la iteración del ejemplo anterior (Figura 4.2.1). En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.	53
4.2.3. Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde ahora el valor del μ de fricción es de 0 y el dip es de 20° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.	54
4.2.4. Continuación de la iteración del ejemplo anterior (Figura 4.2.3). En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.	55
4.2.5. Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde el valor del μ de fricción es igual a 0,8 y el dip ahora es de 40° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.	56
4.2.6. Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde el valor del μ de fricción es igual a 0 y el dip es de 40° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.	58
4.2.7. Efecto de la fuerza de slab pull en el stress de Coulomb. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria. A la derecha se tiene una escala de color que indica el carácter del esfuerzo (inverso si es positivo y normal si es negativo). Notar que las fuentes en ambas interfases están a gran profundidad.	60
4.2.8. Dislocación en la interfase superior, de carácter inverso y a una profundidad considerable. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.	61
4.2.9. Gráfico basado en la dislocación de la Figura 4.2.8. El eje vertical indica el logaritmo del esfuerzo (stress) de Coulomb y el eje horizontal indica la distancia a lo largo de la interfase con un factor de escala arbitraria.	62
4.2.10. Dislocación en la interfase superior, de carácter inverso y a menor profundidad. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.	63

4.2.1	Dislocación en la interfase inferior, de carácter normal y a una profundidad considerable. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.	64
4.2.1	Dislocación en la interfase inferior, de carácter normal y menor profundidad. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria. La zona demarcada con amarillo presenta una anomalía al presentar un esfuerzo tensional.	65
4.2.1	Distintos casos de dislocaciones combinando los casos (1) y (2). En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.	66
5.1.1	Perfiles W-E del área sísmicamente activa, ordenados de norte a sur. Los eventos son mostrados como círculos vacíos, donde el tamaño es proporcional a la magnitud y el color acorde a la zona. El cluster está representado en color cian y los eventos aislados en color negro. Los triángulos negros invertidos corresponden a las estaciones proyectadas.	73
5.1.2	Vista topográfica del área, mostrando los mecanismos focales de los terremotos. Los distintos colores son para denotar distintas regiones, los eventos de color naranja ocurren a 12 km bajo la interfase de la placa. La línea color salmón indica la región en la interfase de la placa donde ocurren los eventos de tipo inverso (delineados en color salmón rojo).	76
5.1.3	Perfil de la distribución de sismicidad. Los colores indican el estilo de fallamiento, donde el inverso es verde y el normal es rojo. Las flechas verdes corresponden a fallas inversas y las flechas rojas a fallas normales.	77

Capítulo 1

Introducción

El movimiento relativo de las placas genera grandes deformaciones en la corteza, sobre todo, en las fronteras de las placas. En particular, en las fronteras convergentes es donde más energía elástica se almacena, debido a que involucra mayor volumen de roca en estado frágil. En la zona de subducción chilena, la placa oceánica (Nazca) se introduce debajo de otra continental (Sudamericana), en las que se producen terremotos superficiales (0 a 60 km de profundidad), intermedios (60 a 300 km) y profundos (300 a 700 km).

En general, los sismos están asociados a procesos tectónicos, los que son provocados por la ruptura súbita de las rocas por efecto de la deformación que se ha acumulado en el medio. Existe una etapa de acumulación de deformación elástica de la corteza, debido al movimiento lento de placas, cuando se supera la resistencia del material, se produce una dislocación y los esfuerzos se relajan de forma súbita. Esto se propuso por primera vez en el modelo esquemático basado en la “teoría del rebote elástico” (Reid, 1910), en el cual las rocas deformadas vuelven elásticamente a su forma original.

En un modelo cinemático tanto la historia de la ruptura como la dislocación en la falla son los parámetros básicos del modelo. En un modelo dinámico, se determina la dinámica de la ruptura a partir de una descripción de los esfuerzos en la zona de falla.

En el presente trabajo se propone un modelo cinemático, fundamentado primeramente por una solución discreta que viene dada por una modificación del modelo de Burridge y Knopoff (1967), y una solución continua basada en las soluciones de Okada (1992).

1.1. Ciclo Sísmico

El ciclo sísmico incluye todos los fenómenos físicos que ocurren en una zona sísmica entre dos terremotos consecutivos importantes, en general, de magnitud $M > 6$ (Ruegg, 1994). El ciclo sísmico incluye un período de carga o acumulación de esfuerzos tectónicos seguido de un terremoto, durante el cual se descarga el sistema, y un período postsísmico de relajación de esfuerzos.

Se pueden considerar cuatros fases o etapas dentro del ciclo sísmico (Figura 1.1.1): La fase intersísmica, la fase cosísmica, la fase postsísmica y la fase presísmica.

La fase de carga corresponde a la fase intersísmica, durante la cual la mayor parte del deslizamiento se produce de forma asísmica a mayor profundidad que la zona sismogénica (en un régimen friccional estable). Esta fase puede durar de cientos a miles de años según la velocidad de convergencia (McCaffrey et al., 2007) y ocupa más del 90 % de la duración total del ciclo sísmico (Ruegg, 1994). Además, se suele asumir que en esta fase la velocidad de deslizamiento es constante. La superficie de la corteza continental se mueve alejándose de la corteza oceánica en la horizontal; en la vertical, la región cercana a la corteza continental (situada sobre la zona de acople) se hunde y la zona del interior se levanta.

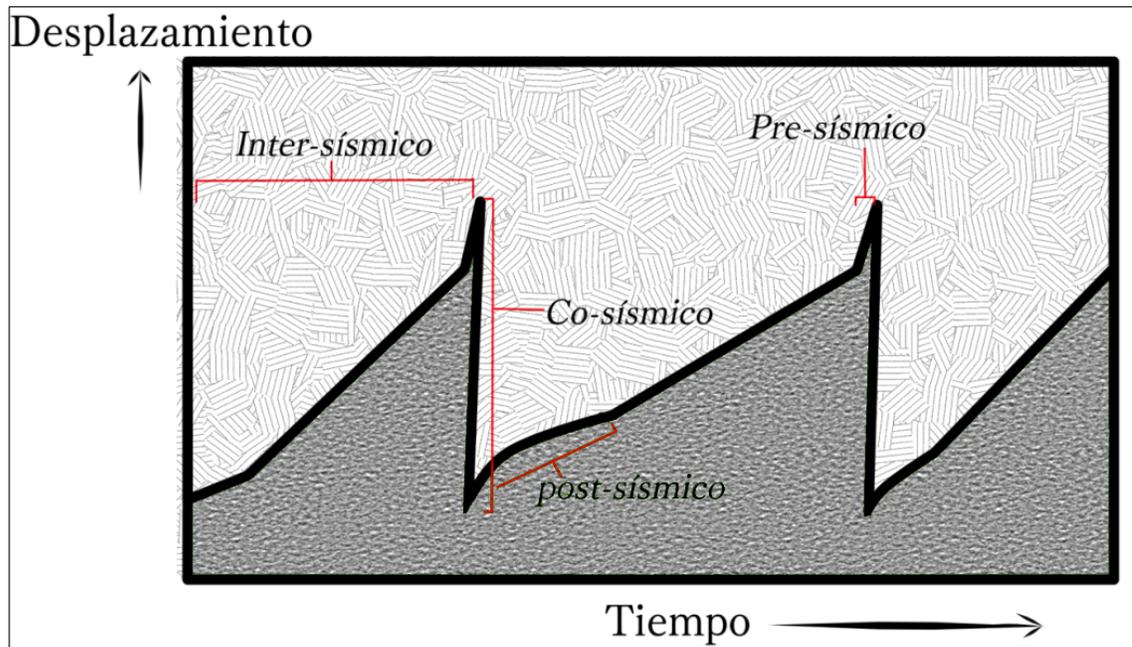


Figura 1.1.1: Esquema representativo del ciclo sísmico, modificado de Ruegg (1994).

Durante la fase cosísmica o fase de descarga, el deslizamiento es sísmico y tiene lugar fundamentalmente en la zona sismogénica (régimen friccional inestable), y puede propagarse en las zonas de transición en profundidad y en la superficie. Esta fase dura de segundos a minutos. En esta fase, la corteza continental se mueve horizontalmente y en vertical se eleva la zona cercana a la fosa y se hunde la zona más alejada.

La fase postsísmica es la fase de relajación que sigue a los terremotos y se han descrito tres mecanismos diferentes:

1. Afterslip o deslizamiento lento postsísmico (creep) que se produce en la zona de rotura del terremoto o en las regiones adyacentes. La deformación puede durar semanas o meses después del terremoto.
2. Relajación viscoelástica en la astenosfera, que parece ser el mecanismo de relajación postsísmica dominante a largo plazo.

3. Rebote poro-elástico, que se produce debido a cambios en la presión de poros inducidos por el terremoto (Jónsson et al., 2003). Durante este período la deformación varía en función del mecanismo; la que es debida al afterslip suele tener la misma dirección que la deformación cosísmica, aunque en menor magnitud y se produce de forma más lenta, concentrado en los límites de la rotura. La relajación viscoelástica se produce en la zona profunda y en superficie produce un movimiento hacia la fosa de las estaciones más alejadas (Khazaradze et al., 2002).

Por último, cuando acaba la etapa intersísmica, un periodo de comportamiento complejo puede ocurrir antes de la próxima ruptura (fase presísmica), como por ejemplo un periodo de deformación lenta o rápida.

Este estudio se concentrará en los periodos cosísmico e intersísmico.

1.2. El Modelo de placa

El Modelo de Placa es un modelo mecánico que ha sido utilizado previamente por varios autores como Sieh et al. (1999), Kanda and Simons (2010), el cual sirve para modelar el ciclo sísmico de manera unificada, al poder utilizar el mismo modelo para las fases intersísmica, cosísmica y postsísmica. Dicho modelo asume que el slab pull es la fuerza motora principal del movimiento tectónico de las placas mediante dos zonas de deformación principales, una interfaz superior y otra inferior, con movimientos relativos de tipo inverso y normal respectivamente.

La interfaz superior se subdivide en fallas de carácter inverso que marcan el límite entre la placa oceánica subductante con la placa continental sobreyacente; donde existe una zona principalmente sismogénica, y una zona asísmica de mayor profundidad donde ambas placas se mueven desacopladas hasta profundidades donde deja de considerarse un movimiento mecánico. En la interfaz inferior se destacan fallas de tipo normal que representan a los límites inferiores de la corteza oceánica, en contacto con el manto.

El Modelo de Placa tiene una base física de acuerdo al proceso de subducción por convergencia de placas aceptado por la Teoría de Tectónica de Placas, pues asume una convergencia lenta y constante debido a la subducción y que los deslizamientos observados en superficie son producidos por el aporte de las distintas profundidades de la zona de falla, la interfase placa oceánica-continental e interfase placa oceánica-manto, vale decir, todo el sistema se mueve como si fuera un solo bloque.

Si se considera el caso límite del modelo propuesto originalmente por Sieh et al. (1999), cuando el grosor de la zona frágil de la corteza oceánica tiende a cero, el resultado es el modelo de Savage (1983), que será visto en el capítulo 1.5. Esto también fue señalado por Kanda and Simons (2010). En otras palabras, el modelo de Sieh et al. (1999) es una generalización del modelo de Savage (1983) para una placa subductante con un grosor finito y comportamiento frágil.

1.3. Zona de estudio

La zona de estudio se localiza en torno al Océano Pacífico, donde se concentran la mayoría de las zonas de subducción del planeta, en el que los márgenes de subducción acumulan más de 40.000 km de longitud y en cuyas zonas superficiales se producen los grandes terremotos. Además, se ubica en el territorio chileno, en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, que se aproximan a una velocidad de 66 mm/año según estudios de GPS (Angermann et al., 1999a).

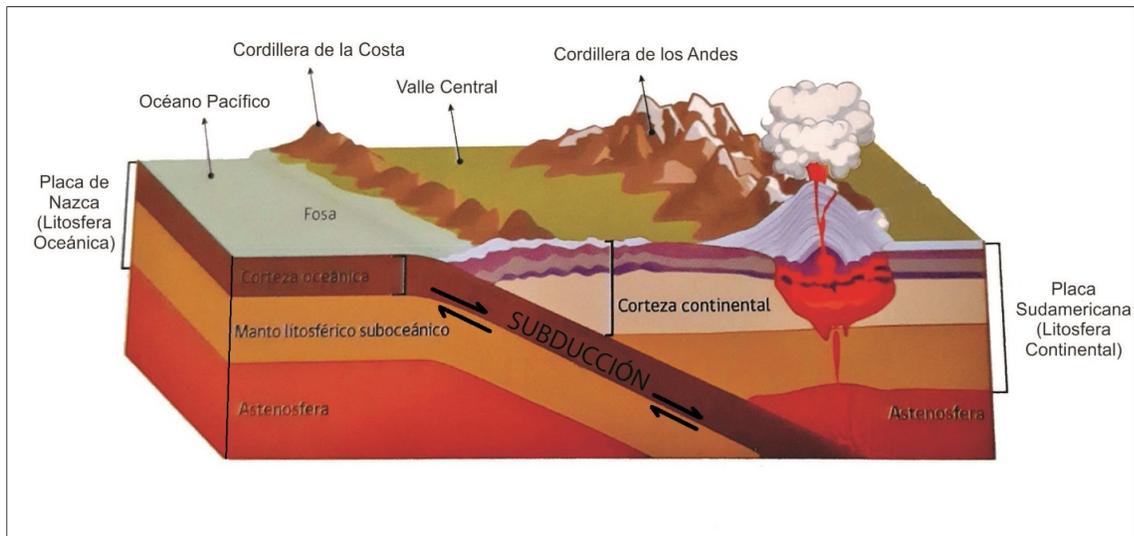


Figura 1.3.1: Esquema de la subducción chilena. Se aprecia la convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana, en este caso la placa oceánica se “hunde” bajo la placa continental por diferencias de densidad entre las mismas. Del esquema se destaca la falla normal ubicada en la base de la interfase entre la placa oceánica y el manto.

Para efectos de este trabajo, nos concentramos más específicamente en la zona norte de Chile, entre los 21° y 24° de latitud sur. La subducción en el norte de Chile está caracterizada por una rápida convergencia y una placa de Nazca más joven. Existe una variación del ángulo del dip promedio del slab desde $\sim 30^\circ$ cerca de Iquique (21° S) hasta $\sim 20^\circ$ cerca de Antofagasta (24° S) (Comte and Suárez, 1995).

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo principal:

Modelar los procesos de carga y descarga de los terremotos producidos en zonas de subducción.

1.4.2. Objetivos Específicos:

- Presentar un modelo de subducción debido a la fuerza de flotabilidad, en el que interactúan las dos interfases en torno a la corteza oceánica, la inferior y la superior, provocando sismos en ambas interfases y en su interior.
- Caracterizar los procesos de carga y descarga, acorde al modelo propuesto.
- Discutir los resultados obtenidos a partir del modelo, con respecto a datos de sismicidad propuestos en diferentes estudios.

1.5. Trabajos anteriores

El primer modelo de fractura de la fuente sísmica fue propuesto por Keilis-Borok (1959) quien estudió un modelo de falla circular muy simple y estableció la primera relación entre la caída de tracción en el interior de la falla y la dislocación media en la misma, la que fue utilizada corrientemente en sismología para calcular la caída de esfuerzos.

Entre 1964 y 1975, Kostrov (1964, 1966, 1975) estableció las bases de la dinámica de los terremotos, formulando el problema en los mismos términos que Reid (1910); los terremotos se deben a la acumulación lenta de esfuerzos a través de una falla pre existente; y son provocados por el brusco desarrollo de una inestabilidad del roce entre las paredes de la falla. También supuso que la falla estaba sometida a un campo de esfuerzos uniforme, donde, en el instante $t=0$, en algún punto de la falla, un frente de ruptura aparece y se propaga a velocidad constante o variable, en el interior de la falla el esfuerzo cae, o más bien se relaja, desde el valor inicial (o pre esfuerzo) hasta un valor inferior determinado por el roce dinámico entre las paredes de la falla. Kostrov formuló como un problema clásico de fractura de metales, suponiendo que una vez que el frente de ruptura ha pasado por un cierto punto de la falla, el roce interno es constante e independiente del deslizamiento, de la velocidad de deslizamiento y de toda variable termodinámica. El defecto que posee el modelo, es que una vez iniciada, la ruptura no puede detenerse, debido a que, en un medio sometido a esfuerzo

uniforme, la concentración de esfuerzos que aparece cerca del frente de ruptura no cesa de crecer y nada impide a la fractura propagarse indefinidamente.

Aki (1967) observó que el espectro de sismogramas en el campo lejano tiene en general una forma simple (modelo ω^{-2}). Además, demostró que para terremotos de magnitud inferior a 8, los espectros dependen de un solo parámetro de escala: la longitud de la ruptura del terremoto. Brune (1970) propuso un modelo de falla circular para explicar el modelo ω^{-2} , y aunque es una aproximación semi empírica, Madariaga (1976) demostró que este espectro se podría explicar con un modelo de falla circular que crece a partir de su punto de nucleación a velocidad constante. La detención de la ruptura no fue considerada, solo se supuso que ésta se detiene de modo abrupto cuando la ruptura alcanza un cierto radio final. El deslizamiento se detiene cuando llegan las ondas emitidas por los bordes de la falla en el momento de su detención. La duración de la ruptura es controlada por la propagación de ondas, mas no por el roce o las propiedades locales de la falla.

Aki y Das (1967a, b) introdujeron el concepto de barreras, es decir, zonas de la falla que oponen resistencia a la ruptura y pueden así reducir la velocidad de propagación de la ruptura o detenerla completamente. Las barreras constituyen una forma sencilla de dar a conocer cierta heterogeneidad en la ruptura. Kanamori y Stewart (1978), propusieron que la heterogeneidad de la ruptura se debe a la presencia de un campo de esfuerzos muy heterogéneo antes de que comience la ruptura, los cuales son herencia de terremotos ocurridos previamente en la falla. Madariaga (1979) propuso que estos dos modelos son complementarios, ya que expresan el hecho de que las fallas poseen una geometría compleja, que se propagan por donde ya han ocurrido terremotos, encontrando barreras y asperezas, disminuyendo la velocidad y acelerando en función de la resistencia local a la ruptura.

La dificultad principal con los modelos de ruptura es que ésta es controlada numéricamente de modo que no es posible estudiar el problema fundamental de una falla por varios terremotos sucesivos. Schwartz y Coppersmith (1984) elaboraron el modelo del terremoto característico, donde los grandes terremotos en una misma

falla rompen siempre el mismo segmento de falla limitado por barreras irrompibles creadas por discontinuidades geométricas de la falla. La dimensión total de la ruptura queda determinada por la geometría de los segmentos individuales de la falla, así se puede determinar el tamaño del terremoto. La dinámica de la ruptura juega un rol secundario, determinando la velocidad de ruptura, la dirección, pero no la dimensión global del terremoto.

Un modelo diferente fue expuesto por Carlson y Langer (1989), que dice que la complejidad de los terremotos no proviene únicamente de la geometría de las fallas, sino también de la dinámica de la ruptura. Usando una variación del modelo de bloques y resortes propuesto por Burridge and Knopoff (1967), y una ley de roce que es función de la velocidad de deslizamiento, encontraron que un estado complejo de esfuerzos aparecía espontáneamente en la falla a partir de una situación inicial en que el estado de esfuerzos es prácticamente homogéneo.

El Modelo de Burridge and Knopoff (1967)

Es una representación conceptual de una falla de terremoto. Consiste en un arreglo lineal de N bloques, descansando sobre una superficie con fricción, atados a sus vecinos por resortes elásticos con constante de elasticidad k_c , y cada bloque conectado por un resorte plano de constante k_t a una placa rígida moviéndose a velocidad constante (Figura 1.5.1).

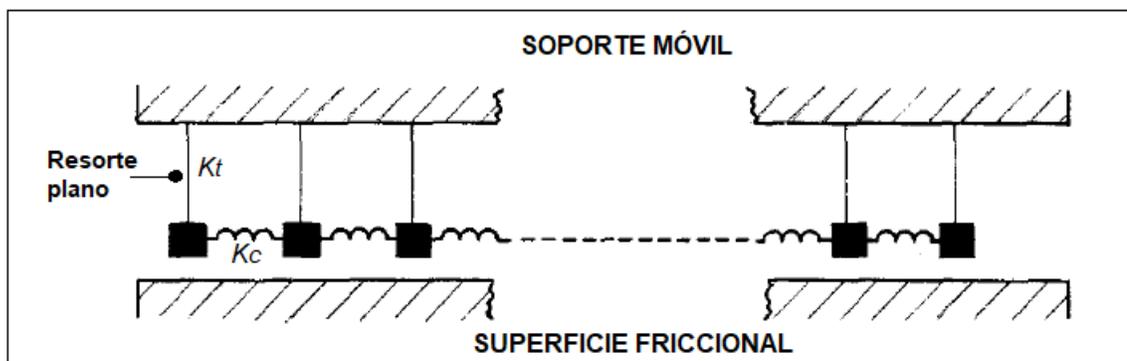


Figura 1.5.1: Diagrama esquemático modificado del modelo teórico propuesto por Burridge y Knopoff (1967).

El área de la superficie friccional en contacto con los bloques es análoga a la falla. El acoplamiento elástico entre los bloques representa la naturaleza elástica de la litósfera en la escala de tiempo del comportamiento sísmico. La placa rígida de movimiento constante es una representación de una placa tectónica, moviéndose lentamente relativo a una placa vecina, incrementando el strain cerca de la falla.

El modelo llega a la conclusión de que, la fricción en una superficie de falla no solo inhibe la ocurrencia de terremotos, sino que también la naturaleza de la fricción durante un sismo, determina la configuración del sistema cuando llega al relajo. Este es el estado final que determina las condiciones que rodean al siguiente sismo. Por lo tanto, si las demostraciones en laboratorio y los modelos numéricos son confirmadas en la naturaleza, se puede ver que la condición de la fricción en una superficie de falla determina las propiedades estadísticas del terremoto observado. Así las observaciones acerca de las estadísticas de ocurrencia en el tiempo y las de frecuencia/magnitud del terremoto puede llevarlo a un problema de inversión, donde esta data puede ser interpretada para darle propiedades de la fricción en la superficie de falla.

Pero la extensión de las observaciones a la interpretación de la dinámica sísmica de una región en particular no es justificable, ya que el modelo está confinado a arreglos en una dimensión. Las interacciones de un sistema de fallas en una configuración geométrica y geológica compleja introducen la dimensión del arreglo espacial como problema. El modelo muestra que la distribución del esfuerzo (stress) en una falla es reajustada por la ocurrencia de un terremoto en la misma falla o en una adyacente. También pudo predecir una secuencia estadística compleja de sismos en una falla. Si bien el modelo puede predecir un evento grande, es incapaz de predecir un evento mayor en una falla inactiva.

Las réplicas (aftershocks) están asociadas con el acople de grandes gradientes de stress, generados en los bordes (ends) de las fallas, junto con otras regiones pre cargadas cercanas, como fallas adyacentes o la extensión de la misma falla en donde ocurrió el evento mayor. El mecanismo de acople en el modelo es lo que se conoce como viscosidad. Aun cuando el fenómeno de aftershocks parece estar asociado con efectos

de término, éstos pueden ocurrir en las fallas adyacentes o en la falla donde ocurrió el evento principal o su extensión.

El Modelo de Savage (1983)

Describe un simple modelo bidimensional diseñado para representar la acumulación de strain y la descarga asociada a terremotos corticales grandes y superficiales que ocurren en las zonas de subducción. Las soluciones de acumulación de strain y deformación superficial son tomadas directamente de la teoría de dislocación y, en el caso de un modelo menos complejo son similares al modelo de elemento finito (Shimazaki, 1974a) usado para describir la subducción en la costa de Japón. Sin embargo, el modelo es libre de restricciones arbitrarias impuestas en el modelo de elemento finito, en particular, el modelo es compatible con esquemas computacionales desarrollados para el cálculo de la deformación en un modelo elástico-viscoelástico (una litósfera elástica sobre una astenosfera viscoelástica).

Se parte de la zona de subducción típica descrita por Davies y House (1979) donde: la interfase entre la placa que subducta y la placa sobreyacente, se sumerge suavemente (10° - 15°) hacia el interior de la Tierra desde su traza superficial en la fosa oceánica, hasta una profundidad de unos 40 km (main thrust zone). Luego, la interfase se dobla hasta llegar a un manteo de 30° o más, mientras la placa subductada se hunde en la astenosfera (Benioff zone), como se puede observar en la Figura 1.5.2. Ubicaciones precisas de hipocentros y mecanismos focales para terremotos en las zonas de subducción indican que a través de la zona sismogénica (main thrust zone) el mecanismo predominante es de falla inversa en la superficie de la zona, mientras que la actividad en la zona de Benioff no está concentrada ni en la interfase de Benioff, ni es consistente con deslizamiento paralelo a la interfase. El modelo es similar al modelo convencional de falla transformante propuesto por Savage y Burford (1973) en el cual la falla se desliza asísmicamente en profundidad, pero cerca de la superficie permanece bloqueada excepto cuando ocurren eventos catastróficos, además el modelo requiere que la zona sismogénica (main thrust zone) actúe como una unidad, no exhibiendo deslizamiento en el intervalo entre grandes terremotos y deslizamiento

uniforme cuando ocurre uno de éstos.

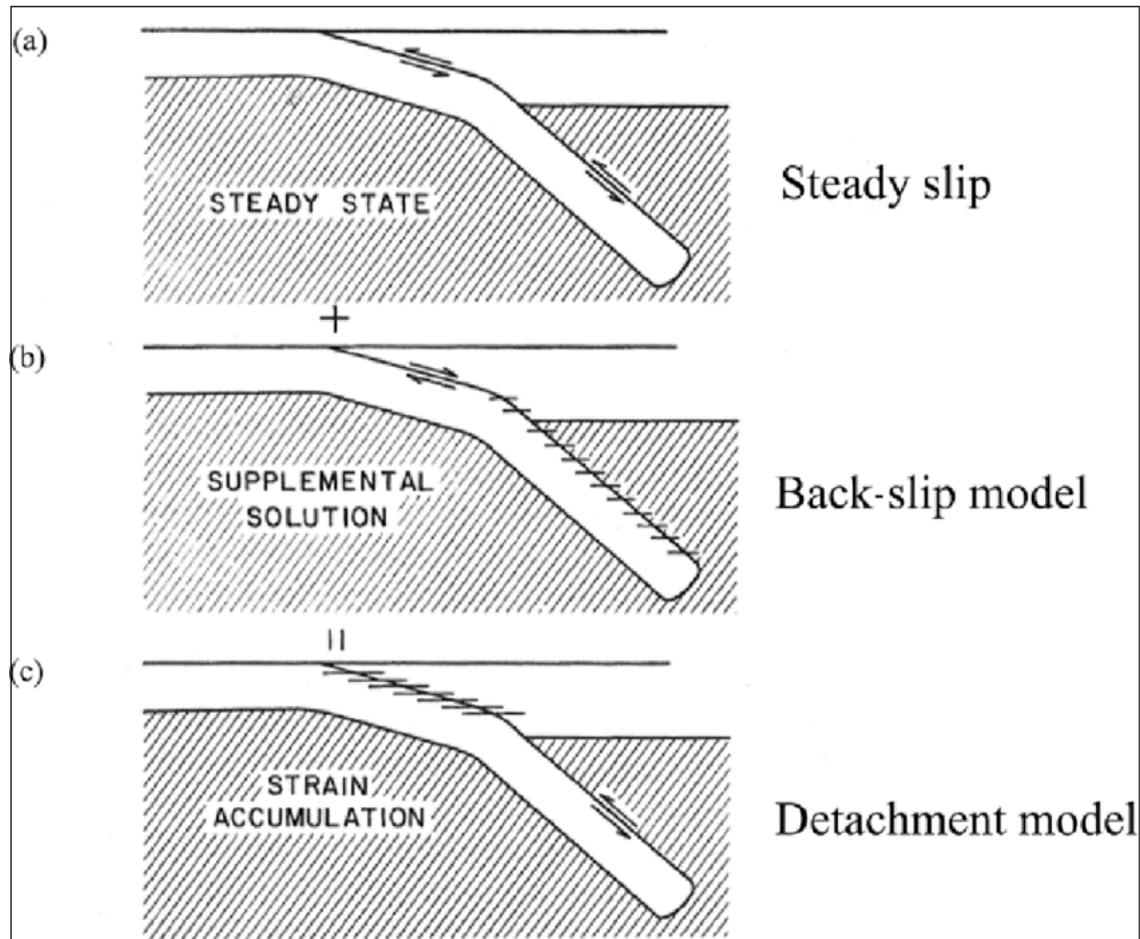


Figura 1.5.2: Modelo esquemático de la acumulación de strain en una zona de subducción, donde $(a) + (b) = (c)$. La astenosfera es la parte achurada. Una condición bloqueada (sin deslizamiento) en una interfase se indica mediante barras horizontales cortas que cruzan la interfase.

La deformación producida en la superficie libre de la placa sobreyacente (overthrust plate) por ese proceso es completamente equivalente a la deformación producida por ciclos repetidos de deslizamiento en la main thrust zone, donde cada ciclo consiste en un largo intervalo de backward slip (es decir, deslizamiento opuesto en el sentido al que implica el movimiento relativo de las placas) en el rango del movimiento relativo de placas, terminado por un forward slip abrupto de la cantidad necesaria para recuperar el backward slip acumulado. Este ciclo de deslizamiento en la main

thrust zone es un simple proceso de dislocación por el cual las soluciones estándar están disponibles.

En un modelo elástico el ciclo de deformación consiste en una compensación cosísmica abrupta, seguida por una recuperación lineal en el tiempo en el remanente del intervalo intersísmico. En un modelo involucrando elementos viscoelásticos el ciclo de deformación consiste en una compensación cosísmica abrupta, seguida por una recuperación no lineal en el tiempo.

El Modelo de Sieh (1999)

Una concepción del ciclo sísmico en zonas de subducción visualiza un slab que se hunde, cuya superficie superior exhibe un comportamiento dual. La parte menos profunda de la superficie permanece bloqueada o parcialmente bloqueada entre terremotos, mientras que la parte más profunda desliza de forma más o menos continua. Las fases cosísmica e intersísmica del ciclo son atribuidas a desplazamientos rápidos y episódicos en la parte menos profunda de la superficie y a un continuo y lento deslizamiento asísmico (creep) en la parte más profunda, respectivamente. Las deformaciones cosísmicas son repentinas y fáciles de detectar, mientras que en el intersísmico se acumulan gradualmente durante décadas o siglos, y registros estables, precisos y duraderos de estas señales son difíciles de identificar.

Una herramienta importante para el estudio del modelo son los micro atolones de coral, los que cumplen el rol de “grabadores tectónicos” por el monitoreo de variaciones relacionadas al nivel del mar a lo largo de décadas con una precisión de un centímetro. El estudio empleó 25 años de rangos promedio de alzamiento extraídos de estas formas coralinas para examinar deformaciones intersísmicas invisibles previas a lo largo de una transecta perpendicular a la zona de subducción de Sumatra.

Se observan dislocaciones que producen deformación intersísmica meramente como versiones lentas de aquellas que crean campos cosísmicos, el concepto se puede ver en la Figura 1.5.3. El modelo propone un slab subductante de espesor inicial T rodeado de dislocaciones de velocidades de deslizamiento uniformes (v_{plate}), formando

su superficie inferior curva y su superficie superior más allá de la distancia x_{slip} desde la fosa. La superficie superior, desde la fosa a la distancia x_{lock} , coincide con una dislocación que permite un deslizamiento asísmico (creep) a una velocidad v_{out} . El sentido de v_{plate} y v_{out} se reconocen como positivos en la dirección de la subducción. Si $v_{out} = 0$ y el espesor del slab tiende a cero, las dislocaciones en las fases superior e inferior se cancelan, excepto por una porción de la interfase entre la fosa y la distancia x_{slip} que sufre una velocidad de deslizamiento negativa ($-v_{plate}$). El concepto en la Figura 1.5.3 representa una pequeña, pero geofísicamente significativa extensión del modelo de “backslip” de deformación intersísmica propuesto por Savage (1983). La parte superficial del slab subductante está mayormente bloqueado a la placa “cabalgante” encima de los 30 km de profundidad, mientras que la parte más profunda desliza continuamente. La interfase superior estaría arrastrándose varios cm/año.

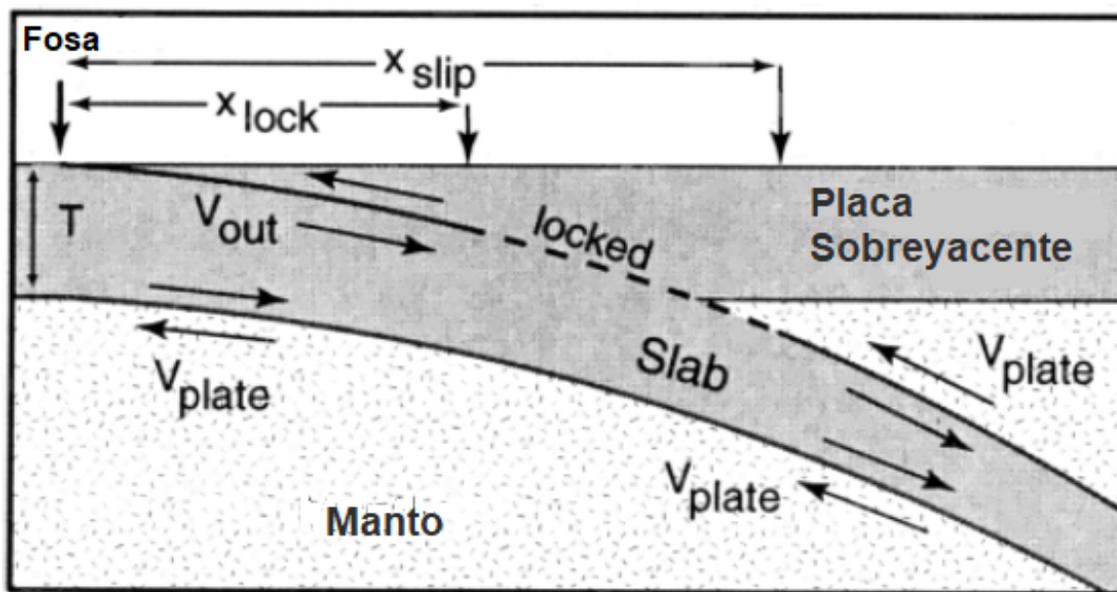


Figura 1.5.3: Modelo de deformación intersísmica mostrando los parámetros de un modelo idealizado en una zona de subducción. Modificado de Sieh, et al. (1999).

Aguirre et al. (2019)

Un trabajo más reciente, es el que fue hecho por Aguirre et al. (2019), el cual utiliza el Modelo de Placa e invierte soluciones del ciclo sísmico en las zonas de

ruptura de los terremotos del Maule (2010) y de Illapel (2015), para poder observar el comportamiento de las interfases de la placa.

El modelo asume una interfaz superior que se subdivide en dos fallas de tipo inverso (A y C) en el límite entre la placa oceánica y la placa continental, donde A es una zona principalmente sismogénica, en tanto C, es una zona asísmica de mayor profundidad. Ambas placas se mueven desacopladas hasta profundidades en que se deja de considerar un movimiento mecánico. La interfaz inferior corresponde a los límites inferiores de la placa que están en contacto con el manto, y se subdivide en tres fallas de tipo normal (B, D y E). Las fallas B y D están por debajo de las fallas A y C respectivamente, mientras que la falla E corresponde al límite inferior de la placa que aún no ha subductado (Figura 1.5.4).

El ciclo sísmico se explica de manera sencilla y realista con este modelo. Los desplazamientos superficiales de la fase intersísmica son debidos a un aporte mayoritario de la interfaz inferior y en menor medida por la superior, puesto que se encuentra acoplada. El movimiento principal es de tipo normal, que genera deslizamientos similares a la convergencia de las placas en sentido y dirección. En la fase cosísmica, el aporte principal lo produce la interfaz superior, y debido a su carácter inverso, los movimientos superficiales se oponen al vector de convergencia de placas.

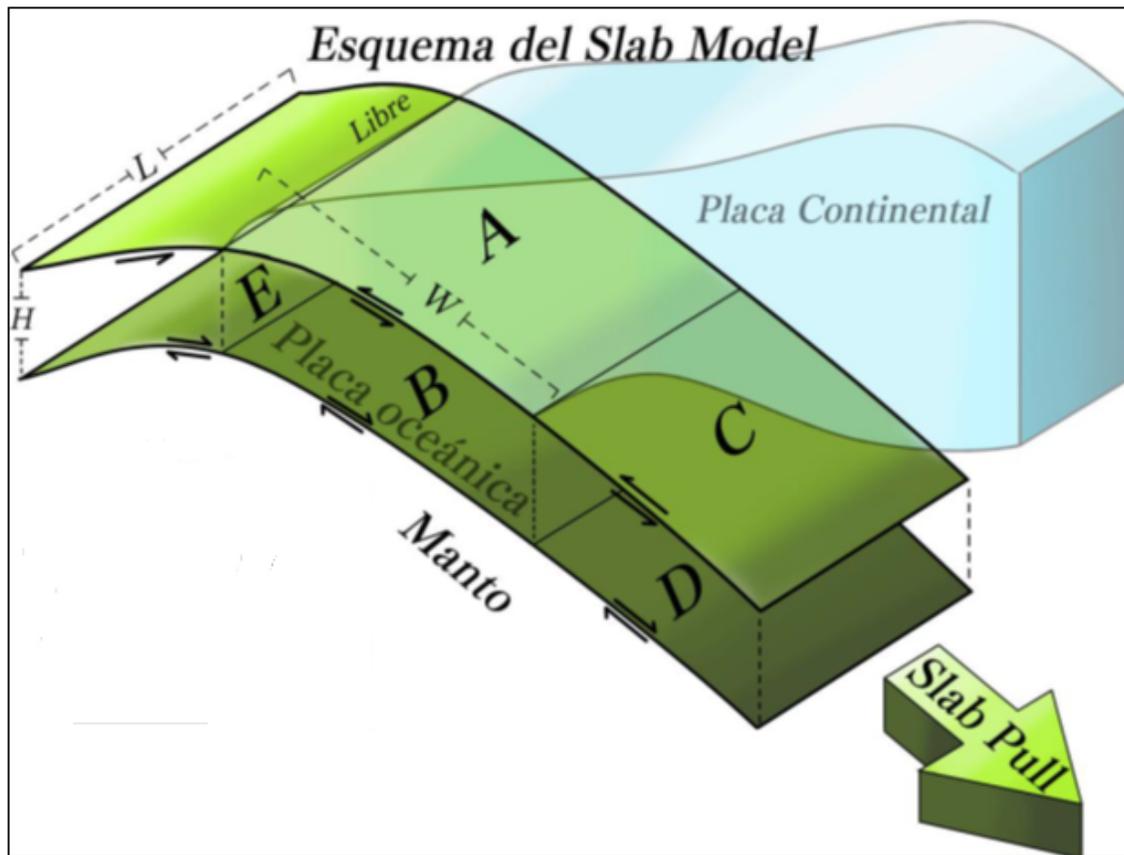


Figura 1.5.4: Esquema del modelo de placa, modificado de la Memoria de Leonardo Aguirre (2019).

En general, el mecanismo de subducción entre la placa de Nazca y la Sudamericana es continuo, la placa subducta constantemente. En la fase intersísmica la placa de Nazca arrastraría al continente en el mismo sentido de la convergencia de placas, debido a movimientos en la interfaz inferior, y por esto en la interfaz superior el sistema se carga con esfuerzos de gran magnitud. Cuando se descarga el sistema, se produce la ruptura cosísmica, donde en la interfaz superior ocurre la mayoría del desplazamiento, pues es ahí donde se acumuló la energía previamente. En la fase postsísmica, aquellas zonas que no evidencian mayor movimiento y que aún poseen carga acumulada no liberada, experimentan dislocaciones menores. Por último, en la interfaz inferior se libera gradualmente la energía acumulada, por lo que el desplazamiento tiende a rodear las rupturas anteriores hacia el updip y/o downdip, esto sustentado en el

comportamiento bimodal entre ambas interfases, donde el movimiento en profundidad es el que condiciona el movimiento cosísmico, y éste condiciona el movimiento durante el postsísmico, hasta entrar nuevamente a la fase intersísmica y repetir el ciclo.

Finalmente, el considerar una interfaz inferior paralela a la zona de Wadati-Benioff, permite dar explicación a los fenómenos asociados al ciclo sísmico. Dicha interfaz juega un rol importante a la hora de la ocurrencia de un terremoto, pues al interactuar con la interfaz superior, condiciona el movimiento de ésta y genera complementariedad en los deslizamientos y tasas de deslizamiento de ambas interfases.

1.6. Planteamiento del problema

Uno de los modelos mecánicos más utilizados en la actualidad es el Back Slip Model (BSM) propuesto por Savage (1983), el cual plantea que el ciclo sísmico puede ser modelado usando una única interfase de subducción inserta en un semi-espacio elástico por medio de dos soluciones, una estacionaria (steady state) y otra suplementaria (supplemental solution), éstas describen el proceso de carga (strain accumulation) del período intersísmico. Con estas dos simples soluciones, el modelo obtiene un buen ajuste.

Sin embargo, a pesar de su frecuente uso, el modelo presenta una inconsistencia que hacen que carezca de una interpretación física apropiada, por ejemplo, al suponer que el estado estacionario no contribuye a la deformación en la superficie se asumiría que toda la acumulación de tensión es producto de un deslizamiento del tipo normal durante el periodo intersísmico que posteriormente es liberado en su totalidad durante el cosísmico por un fallamiento inverso. Debido a esto no habría lugar para una deformación permanente a largo plazo en la superficie terrestre. A su vez, plantea la existencia de un único plano de falla que describe un movimiento relativo de la placa superior con respecto a la inferior.

Lo que se busca, es presentar un modelo del proceso de acumulación y liberación del esfuerzo durante el ciclo sísmico, asumiendo el slab pull y el ridge push como las

fuerzas dominantes en el proceso de carga en las zonas de subducción y la fricción en los bordes de la placa subductante como la principal fuerza de resistencia, el modelo asume ambas interfases como fuente responsable del movimiento superficial, por ende, no sería necesario considerar una solución suplementaria que se opone al movimiento relativo durante el periodo cosísmico, entonces, sería más bien una modificación del modelo propuesto por Savage (1983), basado en Sieh et al. (1999).

1.7. Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mi familia; hermanos, abuelos, tíos y primos, por su amor incondicional, sobretodo a mis padres Juan Carlos y Tamara, por todo el sacrificio y la paciencia que tuvieron a lo largo de este camino y que a pesar de todo, siempre estuvieron conmigo.

También a toda la gente linda de Geología UdeC, profesores, secretarias, auxiliares y compañeros, en especial a los PDA, que aunque ya tengamos poco contacto, los guardo con mucho cariño en mi corazón.

A mi ex pareja Constanza y su familia, que fueron parte importante durante mi etapa universitaria. Pero aún más a mi actual pareja Brenda que ha sido el pilar fundamental de mi vida en estos últimos años un tanto complejos para mí.

A mis amigos de toda la vida de la Pandilla, que por más de 20 años han estado conmigo, apoyándome en las buenas y en las malas, y sacándome esas risas que curan el alma.

Como no agradecer también a mi profesor guía y sensei, Klaus Bataille, por la paciencia, calma y sabiduría que lo caracterizan, entregadas sin restricciones hacia mi persona. Fue un agrado haber trabajado con ud. y lo estimo y admiro mucho.

Por último, agradecer a la música y al amor, que son partes primordiales en mi vida y son los que me mueven día a día.

Capítulo 2

Marco Teórico

En primer lugar, nos concentraremos en las fuerzas de slab pull y ridge push, que son la base del modelamiento y de la geometría de la falla, en general, del movimiento de las placas.

Los contrastes horizontales de densidad, resultado del enfriamiento y adelgazamiento de la litosfera oceánica, producen la fuerza de ridge push (en la placa que desliza) la que contribuye al movimiento de las placas. La fuerza de slab pull es debida a la flotabilidad negativa de la litosfera oceánica subductada y se establece como la principal fuerza impulsora de los movimientos de la placa (Spence, 1987). Forsyth and Uyeda (1975) y Spence (1987) determinaron que la fuerza de slab pull es diez veces más importante que la fuerza de ridge push en el movimiento de la litosfera oceánica.

La fuerza de slab pull no puede iniciar la subducción. Sin embargo, como la litosfera inicialmente subducida entra en el manto superior, se hace aparente que el hundimiento del slab debido a esta fuerza se vuelve cada vez más dominante en los procesos de subducción.

En general, la gravedad expresada a través de la flotabilidad negativa de la litósfera

subductada causa la mayoría de los terremotos superficiales en zonas de subducción, los que son producidos por interacciones entre las fuerzas que impulsan y resisten los movimientos de las placas. Las fuerza de slab pull y ridge push causan compresión localizada en la zona sismogénica, porque el movimiento de placas debido a estas fuerzas es resistido allí (Spence, 1987).

Previo a un gran terremoto, el stress se acumula en la zona acoplada debido al lento hundimiento de la placa subducida y a la placa oceánica siendo empujada hacia la fosa. La placa subducida causará la mayor extensión y eventos sísmicos de fallamiento normal a bajas profundidades en el manto. Un terremoto liberará a la placa subductada que se extendió por las fuerzas de slab pull, y un pulso de deformación posterior se propagará en profundidad, devolviendo la placa subductada a un estado menos estresado. Ya que la fuerza de slab pull es más grande que la fuerza de ridge push, un pulso tensional post-terremoto se propagará hacia la fosa. Posterior a la recuperación de la zona de ruptura de un terremoto, el ciclo sísmico se repetirá (Spence, 1987).

2.1. Geometría de la falla

Se tiene que la placa oceánica posee un espesor de H_0 subductando en un ángulo δ , provocado por fuerzas tipo slab pull y ridge push ejercidas en los extremos laterales de la placa. Los efectos del slab pull inducen a un deslizamiento a través de la parte más profunda de la placa, lejos de la zona sismogénica, a una velocidad igual a la velocidad de la placa v_p . En tanto que el ridge push, produce un deslizamiento en la placa oceánica, alejada también de la zona sismogénica, a una velocidad igual a la velocidad de la placa v_p , como se observa en la Figura 2.1.

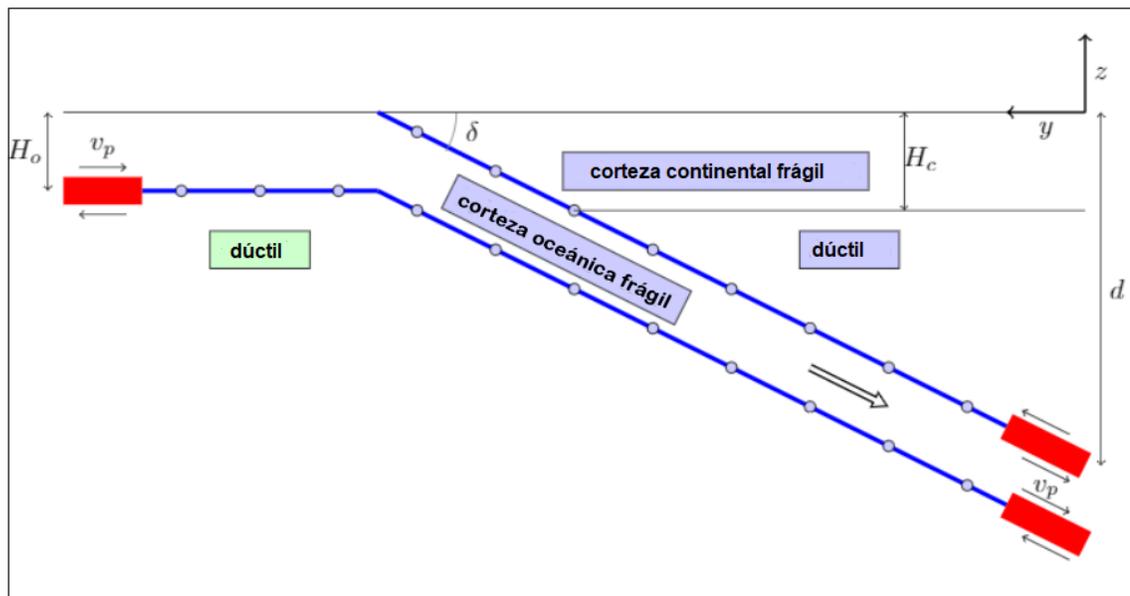


Figura 2.1.1: Diagrama de la geometría de subducción con fuentes tipo slab pull y ridge push (en rojo), junto con la ubicación de las subfallas (en azul) y la ubicación del centro de cada subfalla (puntos grises).

La zona de interés representa la ubicación de un complejo proceso de carga y descarga relacionado a la ocurrencia de terremotos de subducción de gran magnitud. Como se mencionó previamente, el stress se carga debido al slab pull y al ridge push, representados por dislocaciones en los segmentos de color rojo. En estos segmentos la velocidad del deslizamiento es igual a la velocidad de la placa. Si todos los segmentos de color azul compartieran un valor bajo de fricción, éstos se arrastrarían (creep) y moverían a una velocidad similar a la velocidad de la placa y, por lo tanto, no se desarrollarían terremotos. Sin embargo, como la fricción en la zona de contacto entre la corteza oceánica y la corteza continental es alta, el movimiento se bloquea por un tiempo, aumentando así el stress (esfuerzo) en la corteza hasta que ocurra la ruptura.

La ruptura se va a producir cuando el esfuerzo de corte en una subfalla particular exceda el umbral (resistencia) del material, causando una redistribución del stress en la corteza, la cual podría originar ruptura en otra subfalla y así sucesivamente, hasta que no haya más ruptura, en cuyo caso, provocará desplazamiento en los extremos de la placa subductante con el paso del tiempo. Las únicas variables del modelo son

los umbrales materiales en ambas interfases rodeando la placa oceánica subductante, que es mostrada en azul en la figura. La cantidad de stress se obtiene de un modelo homogéneo usando las soluciones analíticas de Okada (1992).

La dislocación es debido a la gravedad y tiene un ancho W , un largo L y están localizados de acuerdo al sistema coordenado entre $y = 0$ e $y = W \cos \delta$. Las coordenadas verticales en los extremos más profundos son $z_s = -d$ y $z_i = z_s - H_0$, para las interfases superior e inferior respectivamente. La fosa está ubicada en $y = Y_t = d / \tan \delta$.

Las subfallas donde se calcula el stress (líneas azules) abarcan desde $y = W \cos \delta$ hasta $y = Y_t$, así cada subfalla tiene un ancho de $w = (Y_t - W \cos \delta) / (N \cos \delta)$. La coordenada lateral al centro de la primera subfalla, cerca de la fosa es $y(0) = Y_t - (w \cos \delta) / 2$, y para las siguientes subfallas, $y(j) = y(0) - jw \cos \delta$. La coordenada vertical al centro de la primera subfalla, en la interfase superior, cerca de la fosa es $z_s(0) = -(w \sin \delta) / 2$, y para las subfallas siguientes es $z_s(j) = z_s(0) - jw \sin \delta$. Las coordenadas verticales al centro de las N subfallas en la interfase inferior son $z_i(j) = z_s(j) - H_0$, tal como se puede deducir desde la Figura 2.2.

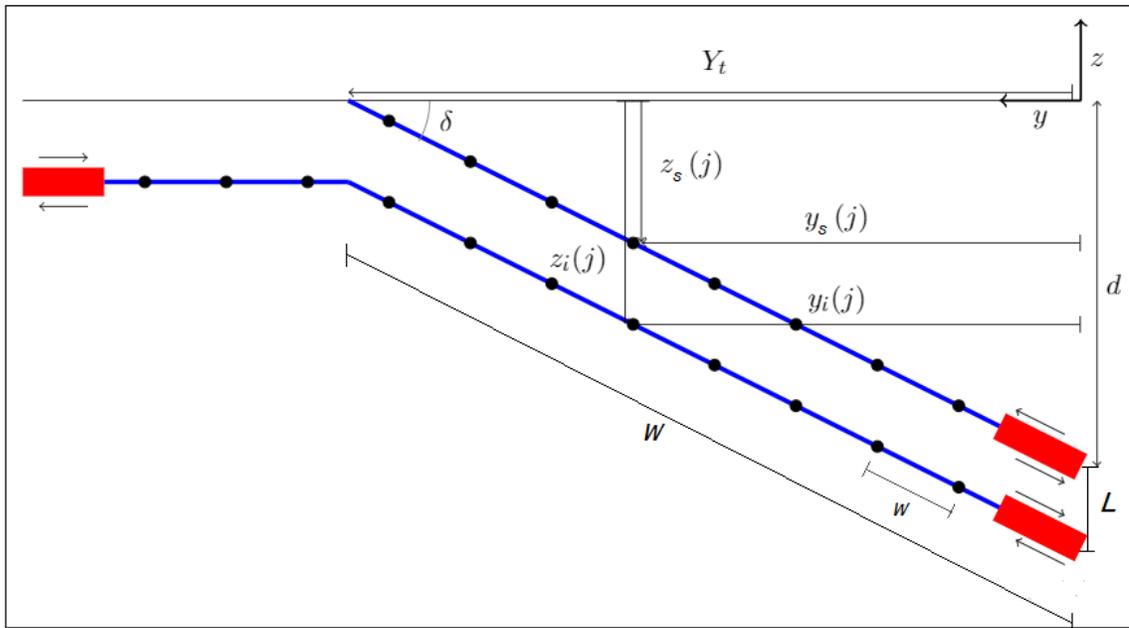


Figura 2.1.2: Diagrama de la geometría de subducción. Se observan los parámetros asociados a la falla y la división en subfallas (puntos negros).

2.2. Soluciones de Okada 1992

El modelo analítico utilizado en esta investigación, se basa en la implementación de las ecuaciones descritas por Okada (1992), para el cálculo de la deformación interna provocada por una o más fallas de cizalle de tipo rectangular finita, en un semi-espacio elástico, homogéneo e isotrópico, el cual parte de la fórmula para calcular el campo interno de desplazamiento debido a una fuerza en un semi-espacio homogéneo. Luego, considera el sistema coordenado que se muestra en la Figura 2.3, $u_i^j(x_1, x_2, x_3; \xi_1, \xi_2, \xi_3)$, el i -ésimo componente del desplazamiento en (x_1, x_2, x_3) debido a la fuerza en el punto en la j -ésima dirección, de magnitud F en (ξ_1, ξ_2, ξ_3) puede ser reescrita de la fórmula de Mindlin (1936) o Press (1965) como sigue:

$$\begin{aligned}
 u_i^j(x_1, x_2, x_3) &= u_{iA}^j(x_1, x_2, -x_3) - u_{iA}^j + (x_1, x_2, x_3) \\
 &\quad + u_{iB}^j(x_1, x_2, x_3) + x_3 u_{iC}^j(x_1, x_2, x_3)
 \end{aligned}
 \tag{2.2.1}$$

$$\begin{aligned}
u_{iA}^j &= \frac{F}{8\pi\mu} \left[(2 - \alpha) \frac{\delta_{ij}}{R} + \alpha \frac{R_i R_j}{R^3} \right] \\
u_{iB}^j &= \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{\delta_{ij}}{R} + \frac{R_i R_j}{R^3} + \frac{1 - \alpha}{\alpha} \left[\frac{\delta_{ij}}{R + R_3} + \frac{R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3} (1 - \delta_{j3})}{R(R + R_3)} \right. \right. \\
&\quad \left. \left. - \frac{R_i R_j}{(R(R + R_3))^2} (1 - \delta_{i3})(1 - \delta_{j3}) \right] \right\} \\
u_{iC}^j &= \frac{F}{4\pi\mu} (1 - 2\delta_{i3}) \left\{ (2 - \alpha) \frac{R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3}}{R} + \alpha \xi_3 \left[\frac{\delta_{ij}}{R^3} - \frac{3R_i R_j}{R^5} \right] \right\}
\end{aligned}$$

Donde, $\alpha = (\lambda + \mu)/(\lambda + 2\mu)$; λ y μ son las constantes de Lamé; δ_{ij} es la delta de Kronecker; y $R_1 = x_1 - \xi_1$, $R_2 = x_2 - \xi_2$, $R_3 = -x_3 - \xi_3$, $R^2 = R_1^2 + R_2^2 + R_3^2$. Aquí, $u_{iA}^j(x_1, x_2, -x_3)$, el primer término en la ecuación (2.2.1), es el tensor Somigliana, el cual representa el campo de desplazamiento debido a una fuerza, ubicado en (ξ_1, ξ_2, ξ_3) en un medio infinito. El segundo término, $u_{iA}^j(x_1, x_2, x_3)$, también parece un tensor Somigliana, que corresponde a la contribución desde una fuente de imagen del punto de fuerza dado, ubicado en $(\xi_1, \xi_2, -\xi_3)$ en el medio infinito, a pesar de que la polaridad de la fuente de imagen es cambiada de un componente a otro para causar el desplazamiento superficial desaparezca cuando es combinado con el primer término. El tercer término $u_{iB}^j(x_1, x_2, x_3)$ y $u_{iC}^j(x_1, x_2, x_3)$ en el cuarto término son naturalmente dependientes de la profundidad. Cuando hacemos que x_3 sea cero en la ecuación (2.2.1), el primer y segundo término se cancelan entre sí, y el cuarto término desaparece. El término restante $u_{iB}^j(x_1, x_2, 0)$, se reduce a la fórmula para el campo de desplazamiento superficial debido a una fuerza puntual en el semiespacio (Okada, 1985). Así, la ecuación fundamental puede estar compuesta de dos términos de medios infinitos (parte A), un término relacionado a la deformación superficial (parte B), y un término multiplicado por la profundidad (parte C).

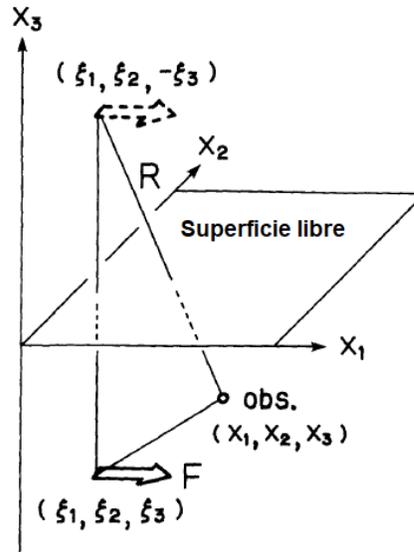


Figura 2.2.1: Sistema coordenado utilizado en el estudio. Modificado de Okada (1992).

Para obtener una representación del campo de desplazamiento debido a núcleos de deformación, se deriva con respecto a ξ_k en la ecuación (2.2.1).

$$\begin{aligned} \frac{\partial w_i^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, x_3) &= \frac{\partial w_{iA}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, -x_3) - \frac{\partial w_{iA}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, x_3) \\ &+ \frac{\partial w_{iB}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, x_3) + x_3 \frac{\partial w_{iC}^j}{\partial \xi_k}(x_1, x_2, x_3) \end{aligned} \quad (2.2.2)$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u_{iA}^j}{\partial \xi_k} &= \frac{F}{8\pi\mu} \left\{ (2-\alpha) \frac{R_k}{R^3} \delta_{ij} - \alpha \frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik}}{R^3} + 3\alpha \frac{R_i R_j R_k}{R^5} \right\} \\
\frac{\partial u_{iB}^j}{\partial \xi_k} &= \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ -\frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik} - R_k \delta_{ij}}{R^3} + \frac{3R_i R_j R_k}{R^5} \right. \\
&\quad + \frac{1-\alpha}{\alpha} \left[\frac{\delta_{3k} R + R_k}{R(R+R_3)^2} \delta_{ij} - \frac{\delta_{ik} \delta_{j3} - \delta_{jk} \delta_{i3} (1-\delta_{j3})}{R(R+R_3)} \right. \\
&\quad + [R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3} (1-\delta_{j3})] \frac{\delta_{3k} R^2 + R_k (2R+R_3)}{R^3 (R+R_3)^2} \\
&\quad \left. \left. + \left[\frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik}}{R(R+R_3)^2} - R_i R_j \frac{2\delta_{3k} R^2 + R_k (3R+R_3)}{R^3 (R+R_3)^3} \right] (1-\delta_{i3})(1-\delta_{j3}) \right] \right\} \\
\frac{\partial u_{iC}^j}{\partial \xi_k} &= \frac{F}{4\pi\mu} (1-2\delta_{i3}) \left\{ (2-\alpha) \left[\frac{\delta_{jk} \delta_{i3} - \delta_{ik} \delta_{j3}}{R^3} + \frac{3R_k (R_i \delta_{j3} - R_j \delta_{i3})}{R^5} \right] \right. \\
&\quad \left. + \alpha \left[\frac{\delta_{ij}}{R^3} - \frac{3R_i R_j}{R^5} \right] \delta_{3k} + 3\alpha \xi_3 \left[\frac{R_i \delta_{jk} + R_j \delta_{ik} + R_k \delta_{ij}}{R^5} - \frac{5R_i R_j R_k}{R^7} \right] \right\}
\end{aligned}$$

Luego se consideran fuentes de dislocación de tres puntos diferentes, así como una fuente puntual de inflación, como se aprecia en la Figura 2.4. Todas las fuentes puntuales se asumen de estar ubicadas en $(0, 0, -c)$ del sistema coordenado (x, y, z) , donde el eje x es considerado paralelo al rumbo de la falla. El sentido del deslizamiento en el rumbo (strike slip) es sinestral para $\sin \delta > 0$ ($0 < \delta < \pi$) y dextral para $\sin \delta < 0$ ($-\pi < \delta < 0$). El sentido del deslizamiento en el manteo (dip slip) es de falla inversa para $\sin 2\delta > 0$ ($0 < \delta < \pi/2$) ó $-\pi < \delta < -\pi/2$) y de falla normal para $\sin 2\delta < 0$ ($\pi/2 < \delta < \pi$ ó $-\pi/2 < \delta < 0$).

De acuerdo a Steketee (1958), el campo de desplazamiento $u_i(x_1, x_2, x_3)$ debido a una dislocación $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ a través de una superficie Σ en un medio isotrópico, está dada por la ecuación (2.2.3)

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (2.2.3)$$

Donde se aplica la convención de suma, y ν_k es la dirección del coseno de la normal al elemento de superficie $d\Sigma$, es decir, $(0, -\sin \delta, \cos \delta)$ en este caso. Basado en esta fórmula y las relaciones de cuerpos de fuerza equivalentes, el campo de desplazamiento interno, u^o , correspondiente a cada fuente puntual puede ser expresada por una combinación de los campos de desplazamiento debido a núcleos de deformación, $\frac{\partial \mathbf{u}^j}{\partial \xi_k}$, como sigue

(a) Fuente puntual de deslizamiento en el rumbo (momento = M_o)

$$\mathbf{u}^o = \frac{M_o}{F} \left[- \left(\frac{\partial \mathbf{u}^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial \mathbf{u}^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \delta + \left(\frac{\partial \mathbf{u}^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial \mathbf{u}^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \delta \right] \quad (2.2.4)$$

(b) Fuente puntual de deslizamiento en el manto (momento = M_o)

$$\mathbf{u}^o = \frac{M_o}{F} \left[\left(\frac{\partial \mathbf{u}^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial \mathbf{u}^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\delta + \left(\frac{\partial \mathbf{u}^3}{\partial \xi_3} + \frac{\partial \mathbf{u}^2}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\delta \right] \quad (2.2.5)$$

(c) Fuente puntual de tensión (intensidad = $(\lambda/\mu) M_0$ parte isotrópica y $2M_0$ parte uniaxial)

$$\mathbf{u}^o = \frac{M_o}{F} \left[\frac{2\alpha - 1}{1 - \alpha} \frac{\partial \mathbf{u}^n}{\partial \xi_n} + 2 \left(\frac{\partial \mathbf{u}^2}{\partial \xi_2} \sin^2 \delta + \frac{\partial \mathbf{u}^3}{\partial \xi_3} \cos^2 \delta \right) \cos 2\delta - \left(\frac{\partial \mathbf{u}^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial \mathbf{u}^3}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\delta \right] \quad (2.2.6)$$

(d) Fuente puntual de inflación (intensidad = M_0)

$$\mathbf{u}^o = \frac{M_o}{F} \frac{\partial \mathbf{u}^n}{\partial \xi_n} \quad (2.2.7)$$

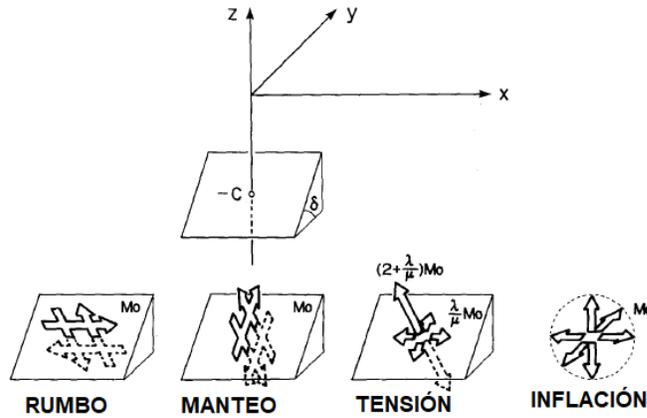


Figura 2.2.2: Geometría de cuatro fuentes puntuales diferentes, cuyos campos de deformación interna están listados en las Tablas 2-5. Modificado de Okada (1992).

Podemos obtener expresiones analíticas precisas para cada campo de desplazamiento, sustituyendo la ecuación (2) en las ecuaciones (4), (5), (6) y (7). Los resultados finales y las derivadas sobre x, y, z están dadas de las Tablas 2 a la 5, donde:

$$\begin{aligned}
 A_3 &= 1 - \frac{3x^2}{R^2} & A_5 &= 1 - \frac{5x^2}{R^2} & A_7 &= 1 - \frac{7x^2}{R^2} \\
 B_3 &= 1 - \frac{3y^2}{R^2} & B_5 &= 1 - \frac{5y^2}{R^2} & B_7 &= 1 - \frac{7y^2}{R^2} \\
 C_3 &= 1 - \frac{3d^2}{R^2} & C_5 &= 1 - \frac{5d^2}{R^2} & C_7 &= 1 - \frac{7d^2}{R^2}
 \end{aligned}$$

En estas tablas las ecuaciones en las partes de arriba, media y abajo en cada compartimento representan los componentes x, y, z respectivamente. La información necesaria para calcular los campos reales está incluida en cada tabla. El campo total de deformación, excluyendo el de la derivada z , está expresado como una composición de dos términos de medios infinitos (parte A), un término relacionado a la deformación superficial (parte B), y un término multiplicado por la profundidad (parte C). Los campos de deformación y esfuerzo interno se pueden evaluar usando las siguientes

relaciones:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.2.8)$$

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (2.2.9)$$

Fuente rectangular finita

Se consideran tres fuentes rectangulares finitas diferentes, como se observa en la Figura 2.5. La convención de signos para el vector de deslizamiento es igual al mostrado anteriormente. Se define el largo de la falla como L , a través de la dirección del rumbo de la falla, y el ancho como W , a través de la perpendicular al rumbo, el campo de deformación interna es derivado tomando $x - \xi'$, $y - \eta' \cos \delta$, y $c - \eta' \sin \delta$ en lugar de x, y, c en las ecuaciones previamente obtenidas y se realiza la integración:

$$\int_0^L d\xi' \int_0^W d\eta'$$

Según Sato and Matsu'ura (1974), es conveniente cambiar las variables de integración de ξ', η' a ξ, η como sigue

$$\begin{aligned} x - \xi' &= \xi \\ p - \eta' &= \eta \end{aligned}$$

Donde $p = y \cos \delta + d \sin \delta$, como se mostró previamente. Se necesita sustituir $\xi, \eta \cos \delta + q \sin \delta, \eta \sin \delta - q \cos \delta$ y η , en lugar de x, y, d, p en las ecuaciones para las fuentes puntuales, mientras se deja z y q sin alterar, así la integral queda como:

$$\int_x^{x-L} d\xi \int_p^{p-W} d\eta$$

Los resultados finales de la evaluación de la integral (13) para cada componente del desplazamiento y sus derivadas x, y, z están dadas en las Tablas 6 a 9, donde:

$$\begin{aligned}
 X_{11} &= \frac{1}{R(R+\xi)} & X_{32} &= \frac{2R+\xi}{R^3(R+\xi)^2} & X_{53} &= \frac{8R^2+9R\xi+3\xi^2}{R^5(R+\xi)^3} \\
 Y_{11} &= \frac{1}{R(R+\eta)} & Y_{32} &= \frac{2R+\eta}{R^3(R+\eta)^2} & Y_{53} &= \frac{8R^2+9R\eta+3\eta^2}{R^5(R+\eta)^3} \\
 h &= q \cos \delta - z & Z_{32} &= \frac{\sin \delta}{R^3} - hY_{32} & Z_{53} &= \frac{3 \sin \delta}{R^5} - hY_{53} \\
 Y_0 &= Y_{11} - \xi^2 Y_{32} & Z_0 &= Z_{32} - \xi^2 Z_{53}
 \end{aligned}$$

y \parallel denota la notación de Chinnery para representar la sustitución

$$f(\xi, \eta) \parallel = f(x, p) - f(x, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (2.2.10)$$

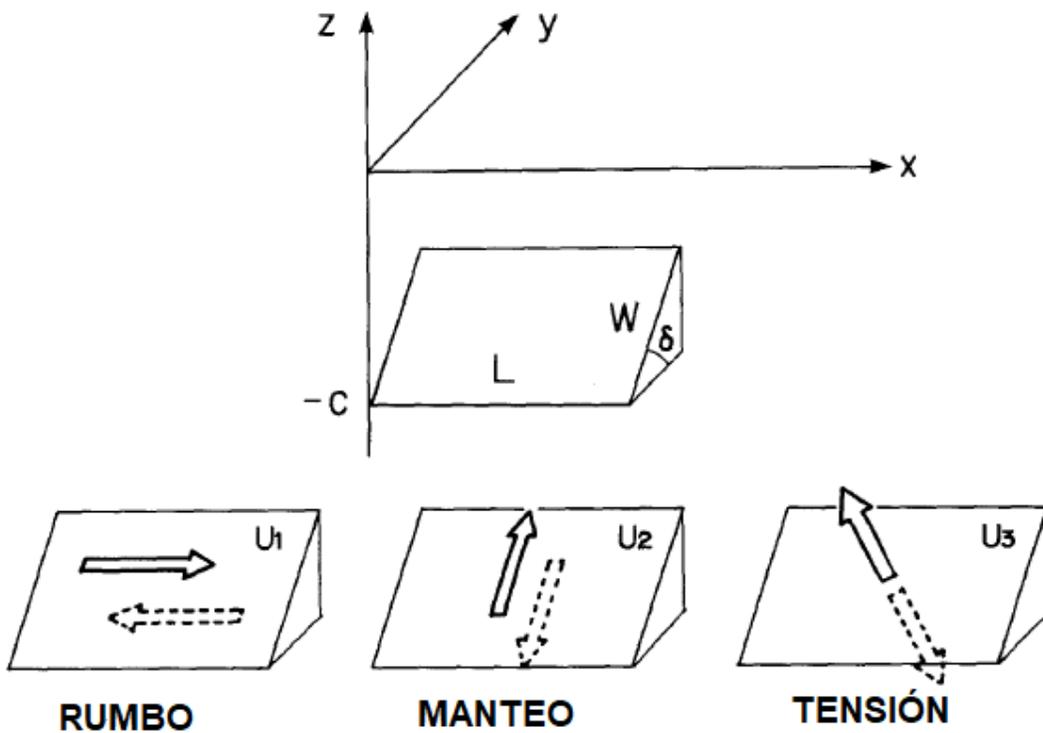


Figura 2.2.3: Geometría de tres fuentes finitas rectangulares distintas, cuyos campos de deformación interna están listados en las Tablas 6-9. Modificado de Okada (1992).

Nuevamente, el campo de deformación total excluyendo el de la derivada de z , está

expresado por una composición de dos términos de medio infinito (parte A), un término relacionado a la deformación superficial (parte B), y un término multiplicado por la profundidad (parte C). El significado físico de las constantes y variables que aparecen en estas tablas y en la ecuación (14) están ilustradas en la Figura 2.6:

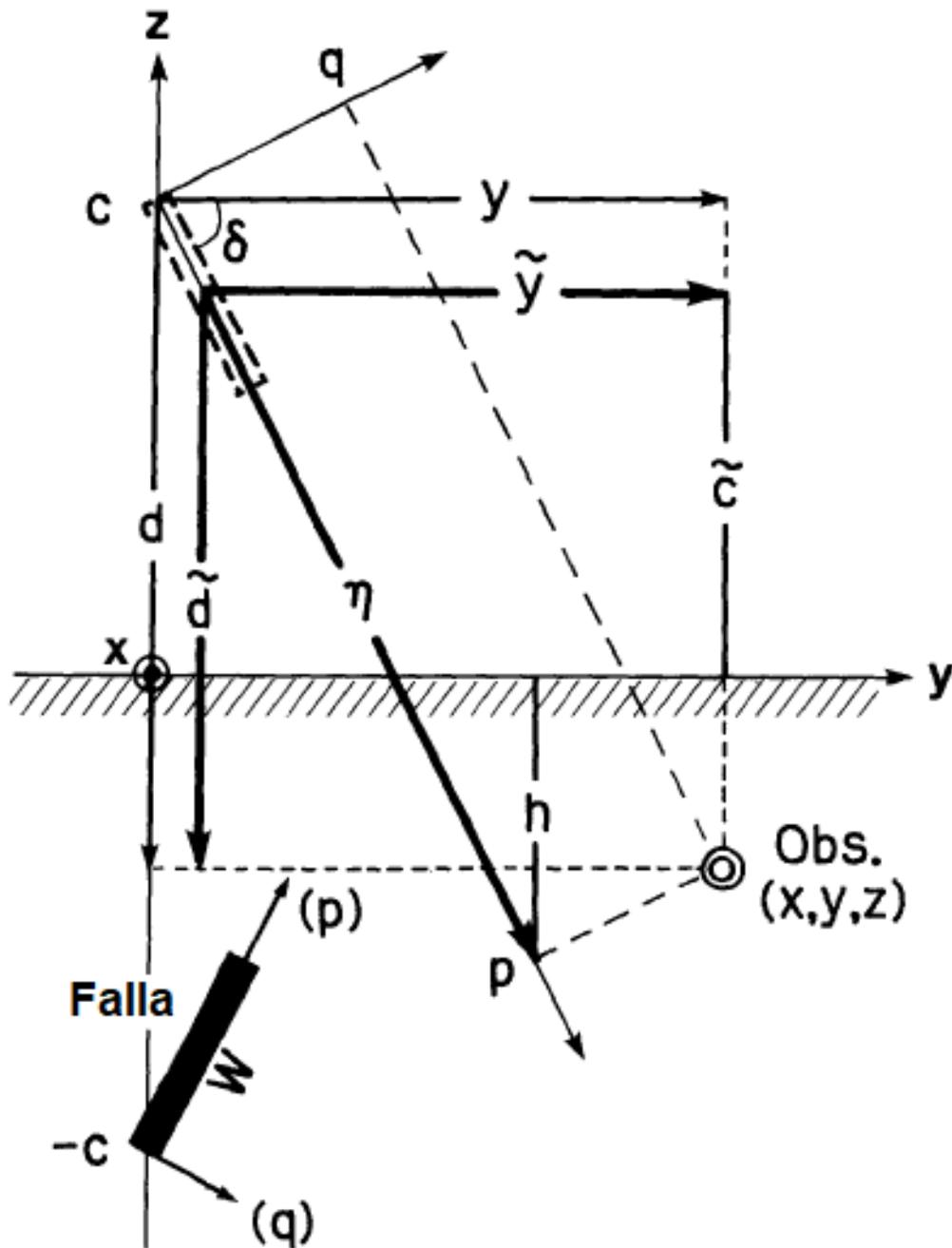


Figura 2.2.4: Significado físico de algunas de las variables y constantes que están relacionadas con una superficie de falla de imagen y que aparecen en las Tablas 6-9. Los ejes (p) y (q), que están relacionados con la falla real, corresponden a los ejes p y q para la falla imagen. El eje x es positivo hacia fuera de la página.

Para simplificar las expresiones, las ecuaciones superiores, medias e inferiores, f_1, f_2, f_3 en cada compartimento de las Tablas 6 a 9 no corresponden directamente a los componentes f_x, f_y, f_z de x, y, z . En su lugar $f_1 = f_x$, $f_2 = f_y \cos \delta + f_z \sin \delta$, y $f_3 = -f_y \sin \delta + f_z \cos \delta$ son desplegados para las partes A y B. Los últimos dos corresponden a los componentes en la dirección del manteo y normal de la falla real, es decir, las direcciones paralelas al eje (p) y opuestas al eje (q) en la Figura 2.6, respectivamente. Por otro lado, para la parte C, $f_1 = f_x$, $f_2 = f_y \cos \delta - f_z \sin \delta$, y $f_3 = -f_y \sin \delta - f_z \cos \delta$ son mostradas, donde los últimos dos corresponden a los componentes en las direcciones imaginarias de ellas para las partes A y B, es decir, las direcciones paralelas al eje p y opuestas al eje q en la Figura 2.6, respectivamente. Entonces hay que hacer la siguiente conversión para obtener los componentes x, y, z de cada cantidad.

para las partes A y B

$$\begin{aligned} f_x &= f_1 \\ f_y &= f_2 \cos \delta - f_3 \sin \delta \\ f_z &= f_2 \sin \delta + f_3 \cos \delta \end{aligned}$$

y para la parte C

$$\begin{aligned} f_x &= f_1 \\ f_y &= f_2 \cos \delta - f_3 \sin \delta \\ f_z &= -f_2 \sin \delta - f_3 \cos \delta \end{aligned}$$

Capítulo 3

Metodología

El presente estudio tiene por propósito modelar y caracterizar el proceso de carga y posterior descarga de la energía acumulada durante el ciclo sísmico, en forma de terremotos, a través de un Modelo de Placa basado en la geometría de falla vista anteriormente. Lo que se pretende modelar es la evolución de los esfuerzos en las interfases donde eventualmente ocurre el deslizamiento relativo durante los períodos del ciclo sísmico. Para ello se consideran dos casos complementarios que suponen una aproximación a la situación real. El primer caso, es considerar el medio elástico como un medio discreto donde el comportamiento elástico se modela mediante una distribución de bloques de cierta masa, conectados con sus bloques vecinos mediante resortes, y el movimiento de estos bloques es resistido por fricción. El segundo caso, es considerar el medio elástico como un semi-espacio continuo, regido por la ley de Hooke, donde las zonas de ruptura son discretas y fijas.

3.1. Caso discreto

La solución de la evolución de esfuerzos en un medio discreto, se trabaja con un modelo de resortes basado en el propuesto por Burridge y Knopoff (BK), en el cual, la falla del terremoto es simulada por una cadena de masas o bloques, donde

cada cual está conectado a través de resortes elásticos a los bloques vecinos y a la placa en movimiento. Todos los bloques están sujetos a la fuerza de fricción, la fuente de no linealidad en el modelo, que eventualmente produce una inestabilidad friccional parecida a un terremoto, por lo que el modelo BK es una representación conceptual de la falla de un terremoto. El área de superficie friccional en contacto con los bloques es análoga a la falla. El acoplamiento elástico entre los bloques representa la naturaleza elástica de la litosfera en la escala de tiempo acorde al comportamiento de un terremoto. La fuerza que carga al sistema es la generada por la boyantes de la placa que subducta en zonas convergentes y la que emerge en zonas divergentes, representada por un movimiento continuo en los extremos de la cadena de masas y resortes (Ver Figura 3.1.1).

Por otro lado, el modelo BK puede verse como una aproximación de las ecuaciones de movimiento vistas en capítulos anteriores. La interfase entre dos placas es descrita como la falla. Si las dos placas en contacto no se están moviendo concordantemente habrá un esfuerzo (stress) de cizalle debido a la fricción experimentada en el plano de la falla, por lo que se necesita que la placa se mueva a una velocidad v en el modelo.

La cadena de masas se rige bajo la acción de fuerzas en ambos extremos, aceptando las fuerzas de ridge push y de slab pull como las que gobiernan el proceso cinemático de subducción. En nuestro estudio. se describe este sistema de resortes, partiendo desde una masa singular, hasta una cadena de N masas a lo largo de la placa. Luego se considera un par de cadenas unidas, para simular la subducción a través de dos interfases, evidenciadas por el desarrollo de dos zonas sísmicas.

El concepto general de este modelo, es que el movimiento de las placas está representado por pequeños bloques de masa m en cada una de las interfases, los cuales están unidos por resortes de constante k entre sí, y cada bloque de la interfaz superior, a su vez, está conectado con el bloque que está directamente abajo en la interfaz inferior, con una constante k de valor distinto (Figura 3.1.1). Cuando hay fricción estática y la fuerza del resorte actuando sobre un bloque individual de masa m es más bajo que el valor crítico, el bloque no se mueve, pero si es mayor, entonces

se mueve con una fuerza de resistencia. Esta fuerza de resistencia (de fricción) puede depender de la posición, de la velocidad, del historial de movimiento y también de otras variables de estado como lo son la presión y la temperatura. El terremoto está definido como un conjunto de bloques que se mueven debido al deslizamiento inicial de un bloque particular.

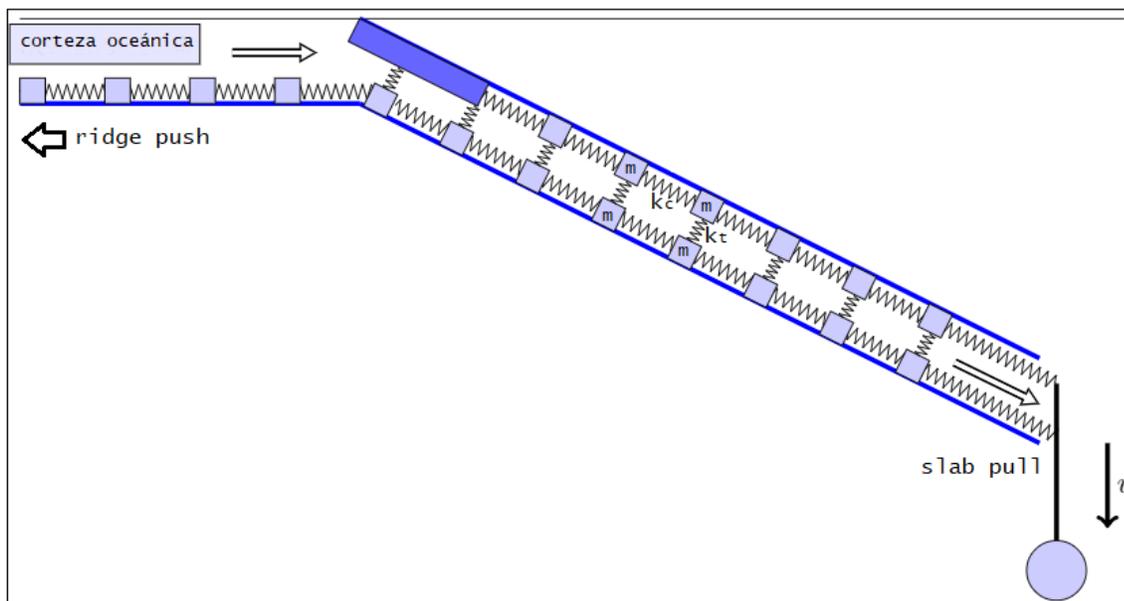


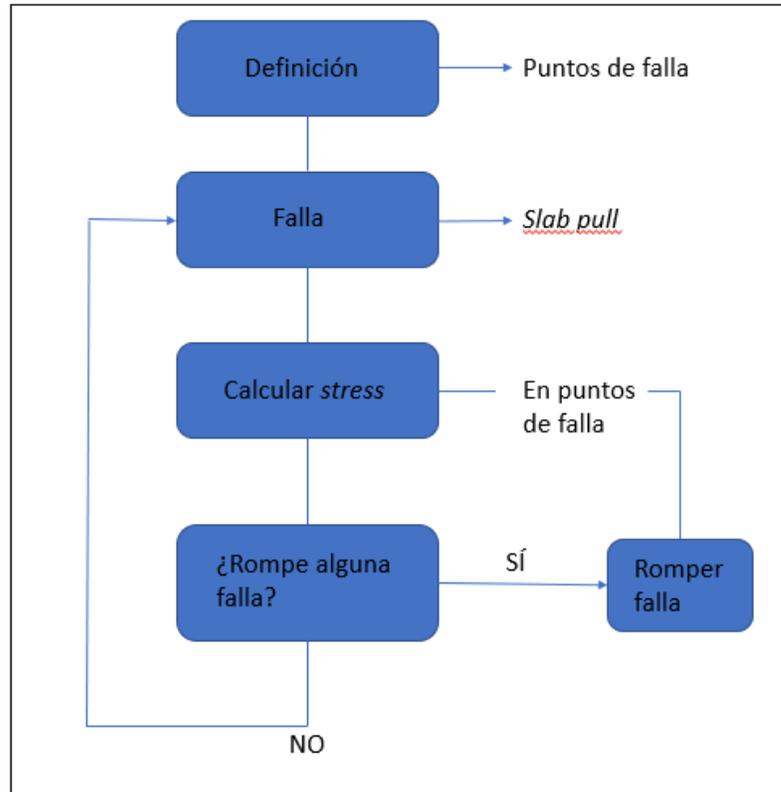
Figura 3.1.1: Esquema representativo del modelo de resortes postulado. Se pueden observar las fuerzas de ridge push y de slab pull, al igual que la interacción entre las masas.

En general, se trabaja con la parte estática del modelo, ya que se asume que la escala de tiempo relevante es mucho mayor comparado a la escala de tiempo con el que se propagan las ondas sísmicas.

3.2. Caso continuo

La solución de la evolución de esfuerzos en un medio continuo se obtiene mediante las soluciones analíticas de Okada (1992), donde las fuerzas tectónicas son representadas por las fuerzas boyantes en zonas de subducción y dorsales. Para esto se genera un código en Python, cuya estructura o arquitectura se puede observar en la

Figura (3.2.1).

**Figura 3.2.1:** Diagrama de flujo del programa, realizado en *python*.

La primera parte del código define los parámetros asociados a la falla, como lo es el largo, espesor de la placa, el ángulo de subducción, la velocidad del movimiento de la placa en un año, entre otros. Se define posteriormente que el movimiento de la placa subductante es debido a la fuerza de gravedad, o también denominada slab pull. Se tienen los siguientes parámetros:

1. Espesor de la placa
2. Ángulo de subducción
3. Largo de la falla

4. Ancho de la falla
5. Profundidad (fuentes de gravedad)
6. Velocidad de la placa
7. Rigidez de la corteza

El espesor de la placa utilizado es de 20 kilómetros. Lo mismo para el ángulo de subducción que varía entre los 20° y 30° (Comte and Suárez, 1995). La velocidad con que la placa subducta es de 6.6 cm/año (Angermann et al., 1999b) como se dijo previamente en este trabajo, en tanto que la rigidez de la corteza es de 4×10^{10} Pa. El largo y el ancho de la falla son escogidos pensando en el correcto funcionamiento del modelo, siendo el largo de 1000 kilómetros y el ancho de 500 kilómetros. Por último, se escogen diferentes profundidades para las fuentes de gravedad, una bien profunda a 600 kilómetros, una menos profunda a 200 kilómetros y una de 40 kilómetros correspondiente a la fuente sismogénica. En general, estos valores no se tocan, aunque algunos se modifican para observar la variación en el modelo, como se verá en el capítulo siguiente.

A modo de entender el contexto geológico, se tiene que mientras la placa oceánica subducta, una cantidad de material frío se expone a mayores presiones y se sumerge en el manto relativamente más caliente. Estos procesos por sí solos, más la eventual transición en fases más densas produce una fuerza de flotabilidad o slab pull. Para modelar el efecto cinemático de la fuerza de slab pull, se considera un desplazamiento lento y permanente en ambas interfases de la placa subductante. En la interfase superior, el desplazamiento relativo se manifiesta como un mecanismo inverso, en tanto que en la interfase inferior como uno de tipo normal. Luego se evalúa la cantidad de esfuerzo en ambas interfases alrededor de la placa subductante. Una vez que un segmento particular alcanza el umbral del stress de Coulomb, ocurre el fallamiento, produciendo un desplazamiento relativo a lo largo del segmento y cargando el régimen de esfuerzo total en el medio. Este proceso es repetido hasta que dejen de ocurrir rupturas debidas al incremento de desplazamiento en el límite inferior de la placa. En

esta etapa, otro incremento de desplazamiento es considerado, transfiriendo esfuerzo hacia arriba en forma de deslizamiento en ambas interfaces.

Las variables que utiliza el modelo son, en primer lugar, la relación del umbral de fricción entre la zona sismogénica y el resto de la interfase, donde la cantidad de deslizamiento (slip) en un segmento dado una vez que rompe es proporcional a $\Delta\sigma\mu w$, donde $\Delta\sigma$ es la caída del esfuerzo (stress), μ la rigidez y w el largo del segmento. Posteriormente, el ángulo del dip de la placa subductante, el que, al variar, nos entregará distintos resultados. Luego, el espesor de la placa. Y finalmente, la cantidad de deslizamiento en un segmento una vez que el umbral del esfuerzo es alcanzado y ocurre la ruptura.

Para la fuente de gravedad se considera un segmento que rompe una sección de la interfase superior entre las profundidades d y d_0 , como en la Figura (3.2.2). Estas son cantidades que pueden ser fácilmente definidas por datos sísmicos.

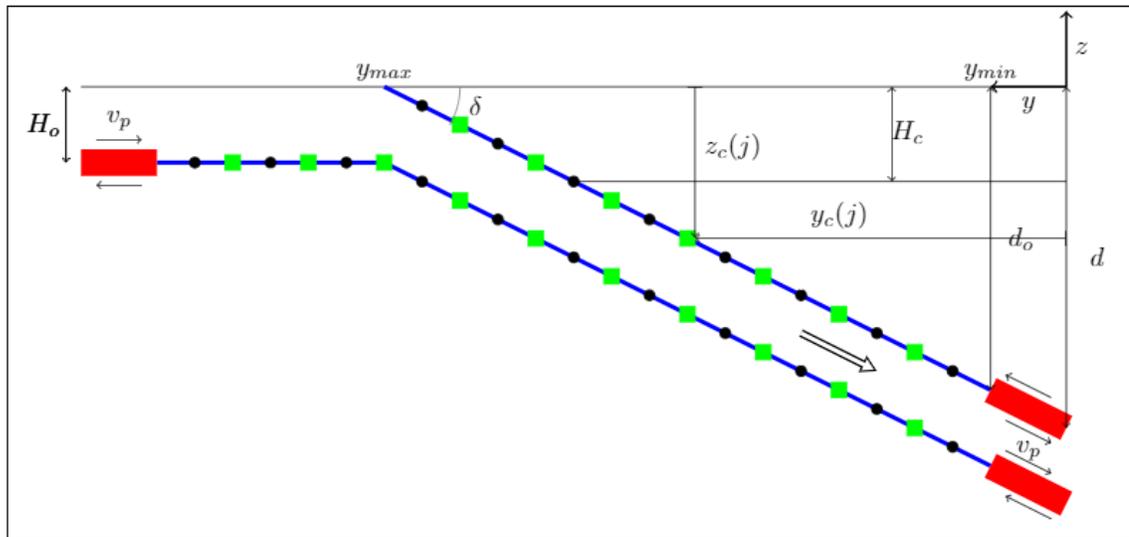


Figura 3.2.2: Perfil de la geometría de la subducción donde se observan las fuerzas de slab pull y ridge push (en rojo). Las subfallas están en azul, sus vértices corresponden a los puntos negros y en verde está la ubicación donde se calcula la caída del stress (centro de la subfalla).

En cuanto al cálculo utilizando las soluciones de Okada, se usa la variable y como la distancia horizontal, con su origen en la ubicación de la interfase superior en la esquina de mayor profundidad, la cual está en $z = -d$. Luego, el área de interés se divide en N subfallas, comenzando en la ubicación de la interfase superior donde $z = -d_0$ hacia arriba hasta llegar a la fosa. Así, el área de interés cubre desde $y_{min} = (d - d_0)/\tan \delta$ hasta $y_{max} = d/\tan \delta$.

El tamaño del área de interés, a lo largo de la falla hacia abajo es $W = d_0/\sin \delta$, y el tamaño de cada subfalla a través de la falla es $w = W/N$. La distancia horizontal que aumenta entre las subfallas es $d_y = (y_{max} - y_{min})/N$, y la posición de cada vértice es $y_u(j) = y_{min} + j * d_y$ donde $j = 0, \dots, N$, por lo que hay $N + 1$ puntos. Cada subfalla j romperá desde los vértices $y_u(j)$ hasta $y_u(j + 1)$, mientras que los esfuerzos son calculados en los puntos centrales de cada subfalla, que están en $y_c(j) = 0,5 * [y_u(j) + y_u(j + 1)] = y_{min} + (j + 1/2) * d_y = y_n(j) + d_y/2$.

Además de la evolución de los esfuerzos, se puede obtener como producto, la distribución de deslizamiento en el tiempo, para cada segmento de las interfases, además de la distribución espacial y temporal de la sismicidad en cada interfase. Estos dos productos se pueden comparar con observables y lo describimos en el siguiente capítulo.

Capítulo 4

Resultados

El proceso de carga y descarga de energía en forma de terremotos en zonas de subducción es complejo de entender. Sin embargo, una manera de mejorar la comprensión, es mediante simulaciones de sistemas que emulen las características esenciales, donde uno puede explorar el efecto de diversos parámetros del sistema en variables que pueden ser comparadas con las observaciones. Aquí exploraremos algunos parámetros en los dos casos descritos en la metodología.

4.1. Caso discreto

La simulación del movimiento del conjunto de masas (Fig 3.1.1) comienza con el desplazamiento producido por la fuerza de slab-pull, representado por el movimiento gradual de las masas más profundas del sistema, lo cual genera el cambio de posición en las masas vecinas, y así sucesivamente, se va gatillando el movimiento global, simulando el proceso de subducción.

Una vez que se desencadena el movimiento de masas, uno puede determinar la posición de cada masa, en distintos períodos de tiempo. En la Figura 4.1.1, se muestra la posición en 6 períodos consecutivos. Inicialmente, cada masa de la interfase superior

está conectada con una masa de la interfase inferior, inmediatamente por debajo de ella. Esta conexión se muestra en la Figura 4.1.1 mediante una línea continua vertical. A medida que pasa el tiempo, estas líneas continuas dejan de ser verticales, evidenciando el movimiento relativo entre ambas masas conectadas.

Los parámetros que intervienen en la simulación son: las constantes elásticas de los resortes, las masas, los coeficientes de fricción y la distancia entre las interfases. Estos parámetros pueden variar de masa en masa, pero por simplicidad, se consideran solo dos regiones distintas. Una que representa la zona sismogénica de la interfase superior, que es el contacto entre la corteza oceánica frágil con la corteza continental frágil. La otra, que representa la zona de contacto entre una corteza frágil y el manto dúctil. La diferencia entre ambas regiones se logra asignando distintos valores al coeficiente de fricción, manteniendo los otros parámetros iguales.

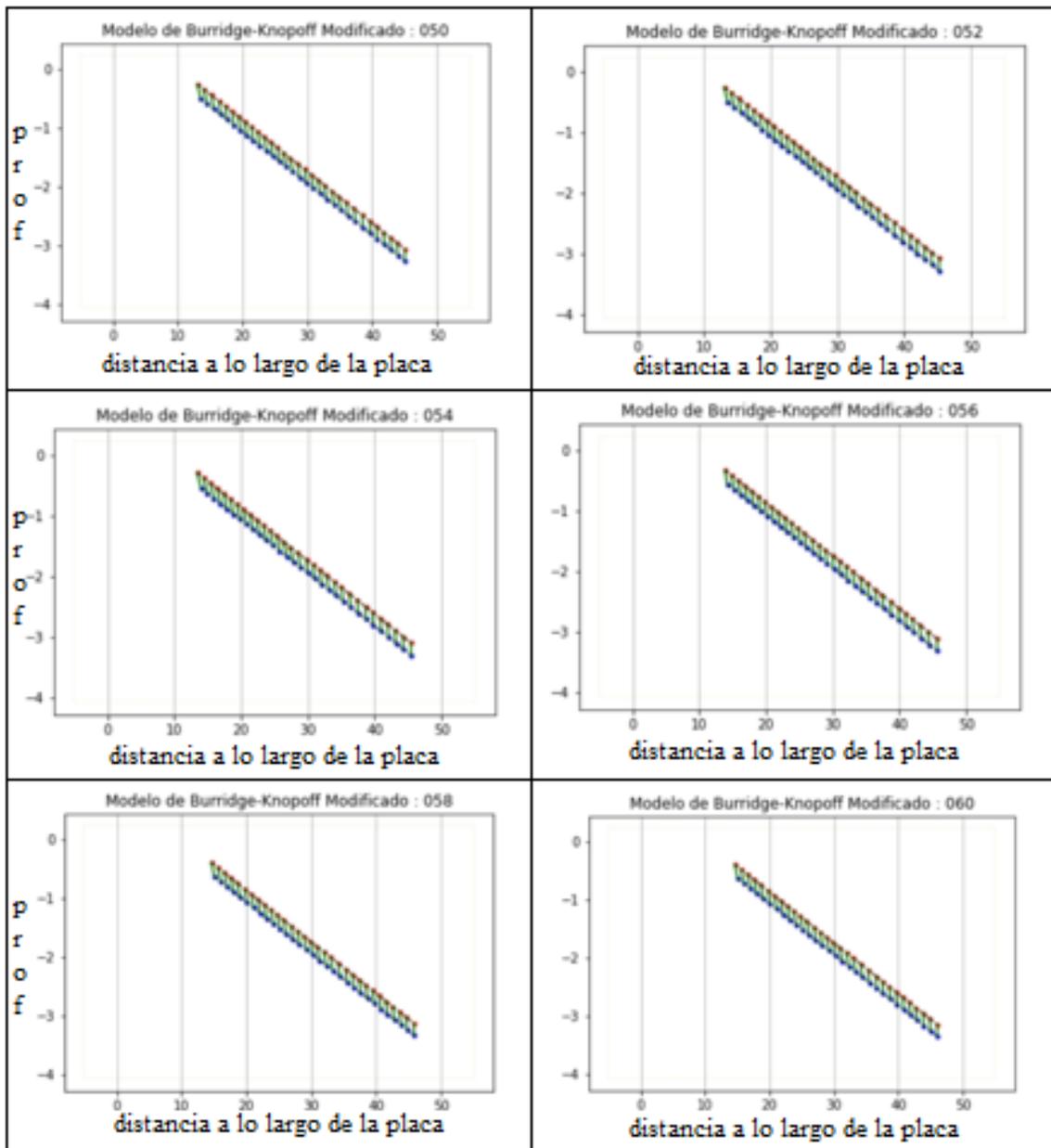


Figura 4.1.1: Modelo BK modificado, donde en el eje “x” se tiene la distancia a lo largo de la placa, y en el eje “y” la profundidad. Es notable el cambio de posición de las masas en un periodo de tiempo acotado dentro de la iteración.

Uno puede generar las imágenes en períodos arbitrarios de tiempo entre ellos, y un ejemplo se exhibe en la Figura 4.1.2. Los bloques se mueven siempre en dirección de la fuerza de slab pull.

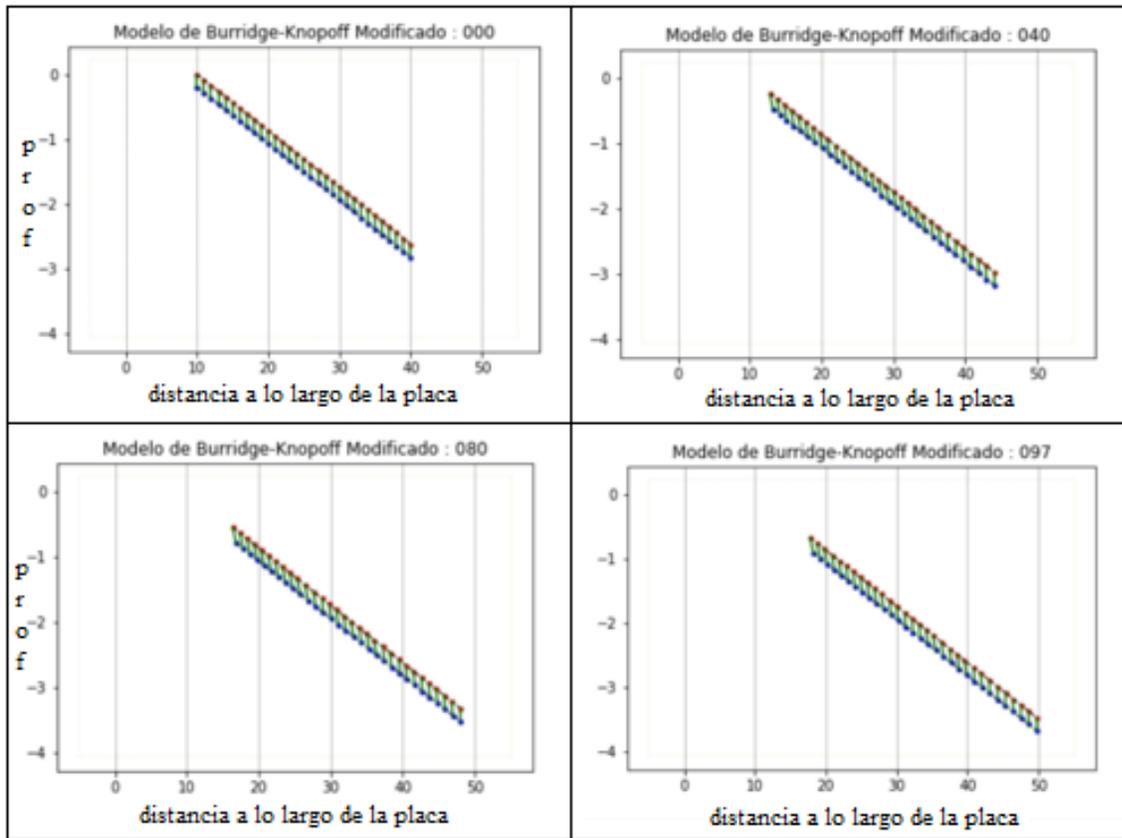


Figura 4.1.2: Modelo BK modificado, donde en el eje “x” se tiene la distancia a lo largo de la placa, y en el eje “y” la profundidad. El intervalo de tiempo es más largo dentro de la iteración y por lo tanto el cambio de posición de las masas es más marcado.

Conociendo el deslizamiento de cada masa, se puede obtener la energía potencial acumulada a lo largo de las interfases de la placa y a través del tiempo. Se realiza un muestreo para distintos valores de los parámetros, como lo es el grado de interacción de las masas o bloques entre ambas interfases.

El grado de interacción entre ambas interfases, viene dado por un parámetro, que depende de la constante de elasticidad entre una masa de la interfase superior que está conectado a uno de la interfase inferior. Esta relación es la que varía y entrega los resultados que se exponen en los gráficos que vienen a continuación.

En estos gráficos se muestra la energía potencial acumulada para cada interfase, en función del tiempo. La línea roja corresponde a la energía potencial acumulada de la interfase superior; la línea azul corresponde a la energía potencial acumulada de la interfase inferior. Los movimientos verticales corresponden a movimientos tipo cascada para esa interfase, con una rápida descarga de energía elástica, interpretada como un megaterremoto, mientras que cuando el movimiento se mantiene horizontal, se trata de un periodo muy acoplado, sin movimiento relativo importante.

Cuando el grado de interacción es bajo (caso extremo), la Figura 4.1.3 nos muestra que la interfase inferior (azul) tiene un movimiento constante, sin grandes aceleraciones. En tanto que la interfase superior (rojo) tiene periodos donde se acopla y periodos donde libera energía, esta energía potencial es proporcional al deslizamiento, esto implica que en ese determinado momento todos los resortes se mueven produciendo un terremoto. Entonces, se tiene que la interfase inferior solo actúa para cargar gradualmente la interfase superior, y la interfase superior prácticamente no incide en gran medida en el movimiento de la interfase inferior. Algo completamente esperable.

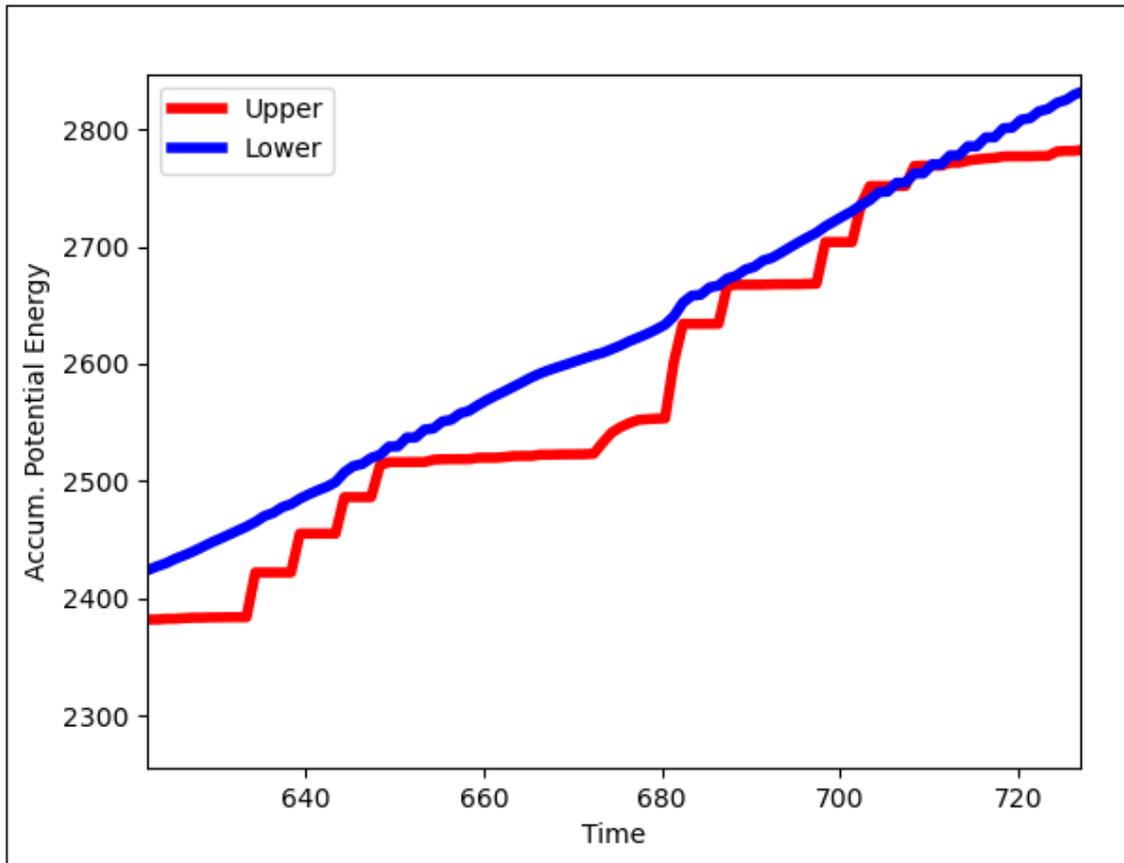


Figura 4.1.3: Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. En este caso, el grado de interacción entre ambas interfases es bajo.

Al aumentar el grado de interacción, se observa (Figura 4.1.4) que la interfase inferior (azul) sigue manteniendo un movimiento continuo y constante, aunque ya se detectan algunos periodos en los que se queda acoplada, en momentos simultáneos a la interfase superior. En la interfase superior el comportamiento también es similar al caso anterior, donde se queda levemente acoplada, liberando la energía en determinados momentos del ciclo. Aquí se puede enunciar que los eventos ocurridos en la interfase superior *gatillan* los que ocurren en la interfase inferior.

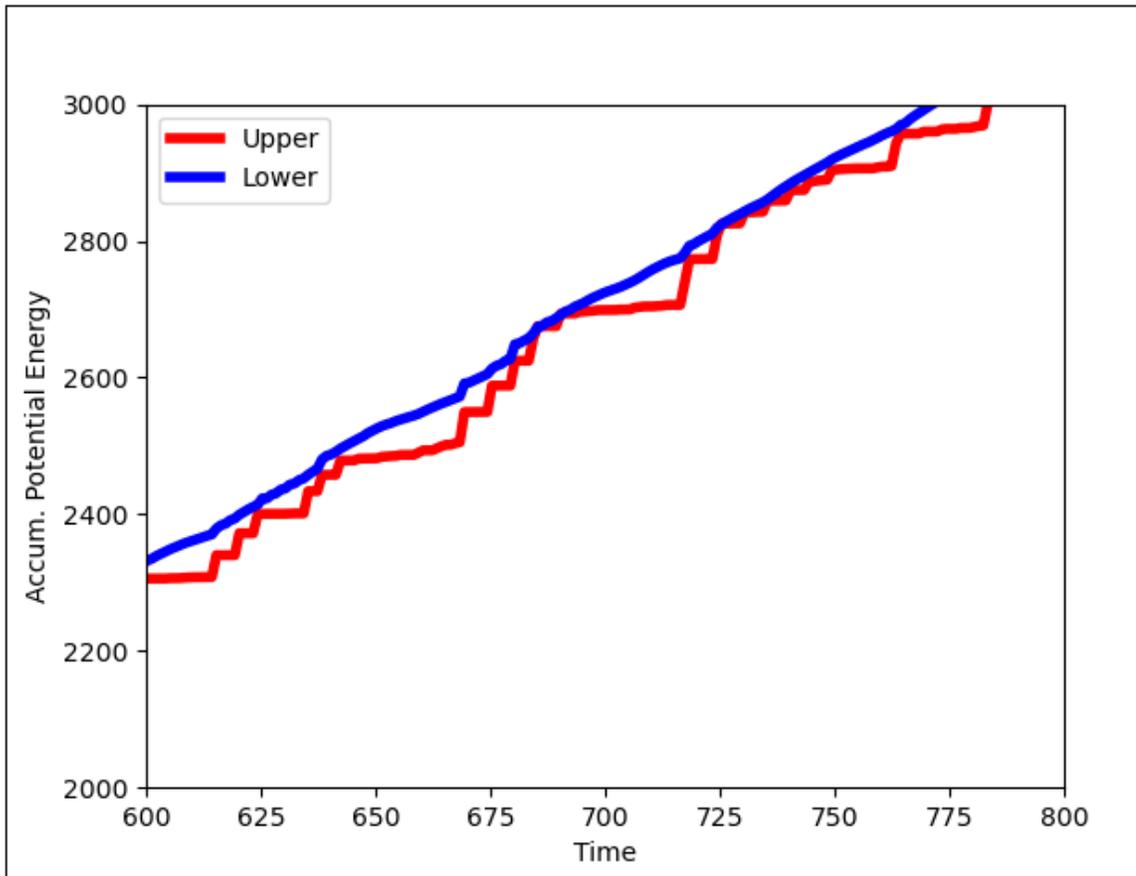


Figura 4.1.4: Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. En este caso, el grado de interacción aumenta entre las interfases.

Si seguimos aumentando el grado de interacción entre los bloques de las interfases, como se muestra en la Figura 4.1.5, el movimiento de las masas en la interfase inferior ya no es tan continuo; existen periodos cortos de estancamiento y algunos eventos de liberación de energía en forma de terremotos. En la interfase superior es evidente un patrón de carga y descarga de energía, a lo largo de toda la placa.

Cada vez se hace más ostensible la relación existente entre ambas interfases en el proceso de carga y descarga de los terremotos.

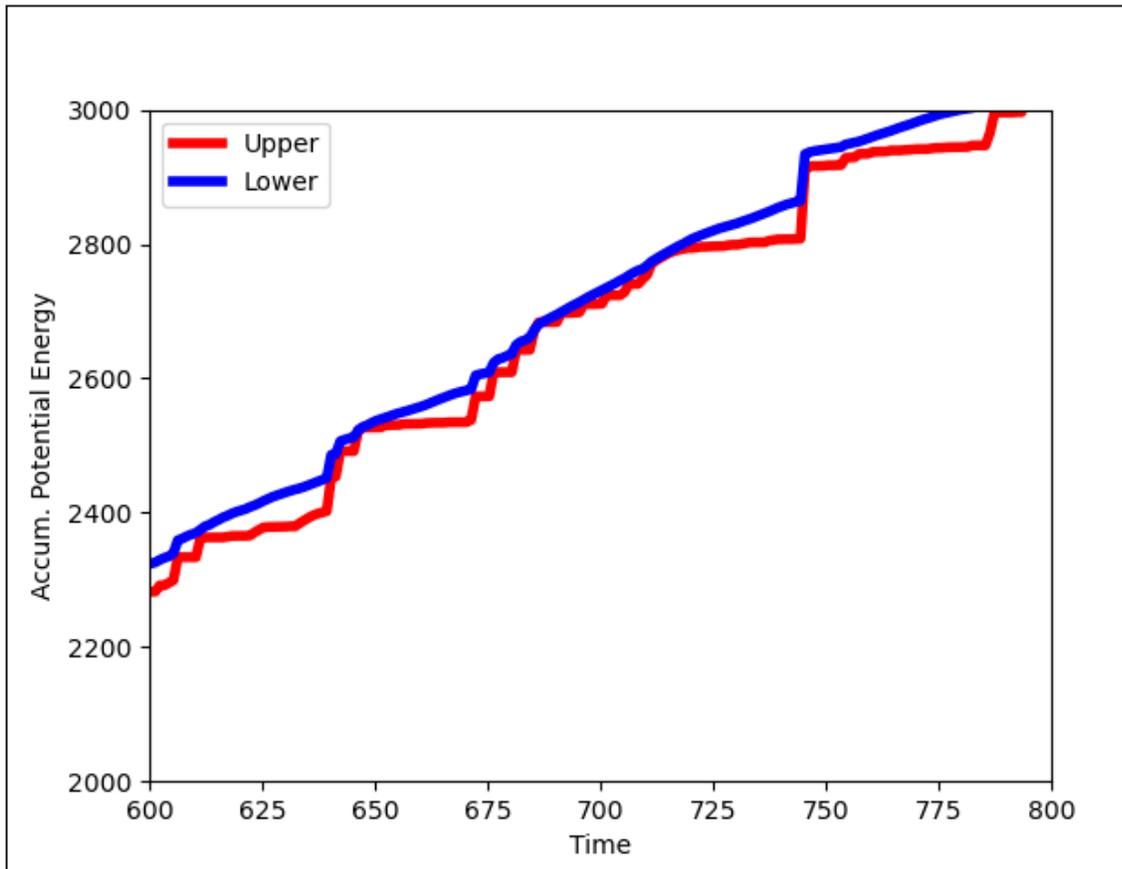


Figura 4.1.5: Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. El grado de interacción continúa aumentando.

Finalmente, con un grado de interacción aún mayor entre las masas de ambas interfases (Figura 4.1.6), los patrones en ambas interfases son bastante similares, con gran cantidad de periodos de acoplamiento y liberación de la energía, donde los eventos que tienen lugar en la interfase superior, inciden de manera directa en los de la interfase inferior, por lo tanto, podemos decir que ambas interfases tienen un movimiento similar.

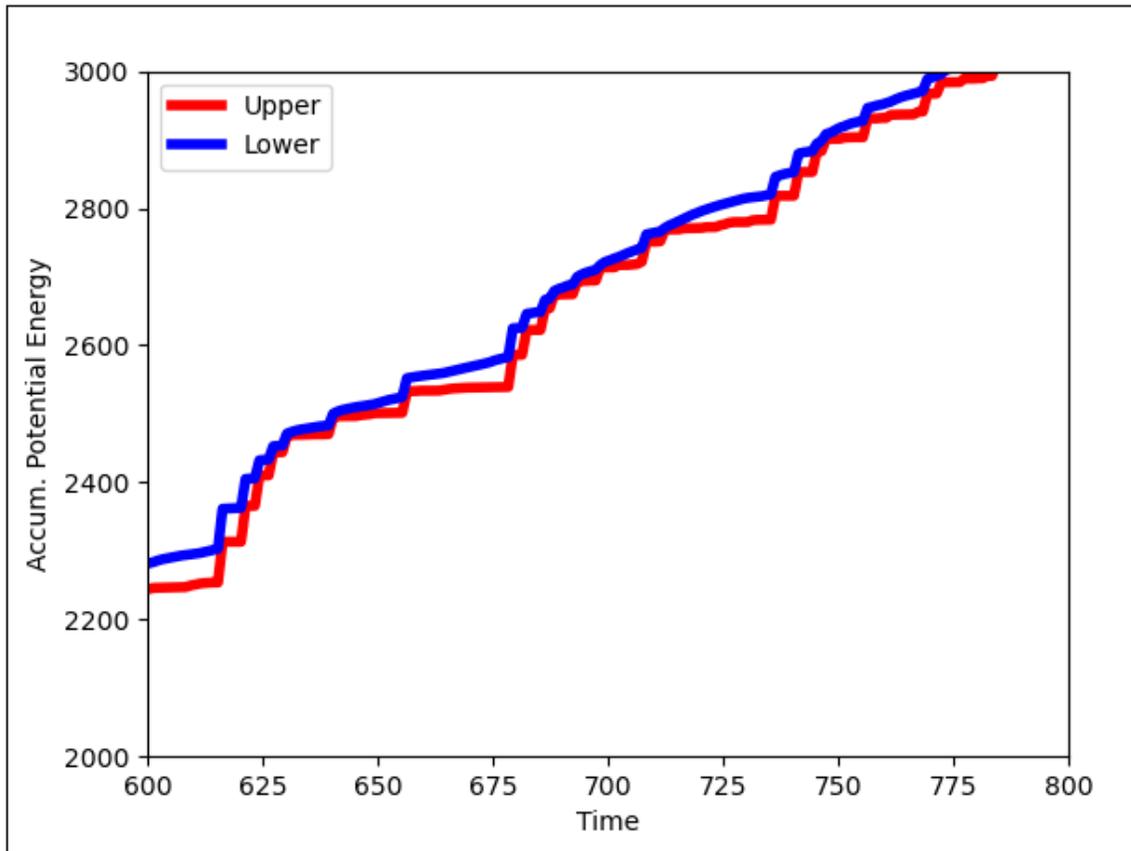


Figura 4.1.6: Energía potencial acumulada en las interfases inferior (azul) y superior (rojo) a lo largo de un periodo de tiempo. El grado de interacción es muy alto.

De estos resultados, se puede decir que, pequeñas variaciones de la constante elástica de interacción entre masas de ambas interfases, incide fuertemente en la forma en la cual se cargan y descargan las interfases a medida que la placa subduce. Uno puede especular que hay muchas variables que inciden para generar variaciones de estas constantes elásticas de interacción entre ambas interfases, por ejemplo, puede estar relacionado con variaciones composicionales, térmicas, reológicas, de estructuras de fracturas, o del mismo espesor de la corteza oceánica. Para un futuro trabajo será interesante encontrar esta relación.

Por otro lado, tenemos que variaciones de los coeficientes de fricción, inciden en variaciones en la migración de masas. Con valores del coeficiente de fricción bajos, la

interfase no se acopla, y no se producen megaterremotos en general. Si incrementamos el coeficiente de fricción en la interfase superior, del mismo modo aumentan las fuerzas de cizalle, acrecentando la carga o energía en los momentos en que está acoplada la interfase, desencadenando posteriormente eventos de mayor magnitud.

El efecto directo se puede resumir en la distribución frecuencia v/s magnitud acumulada, de la *sismicidad simulada*, en la ventana de tiempo de la simulación. Esta se asemeja a la distribución de Gutenberg-Richter, sin embargo no tiene la forma ideal de ley de potencia (*power law*). Un caso particular, se muestra en la Figura 4.1.7.

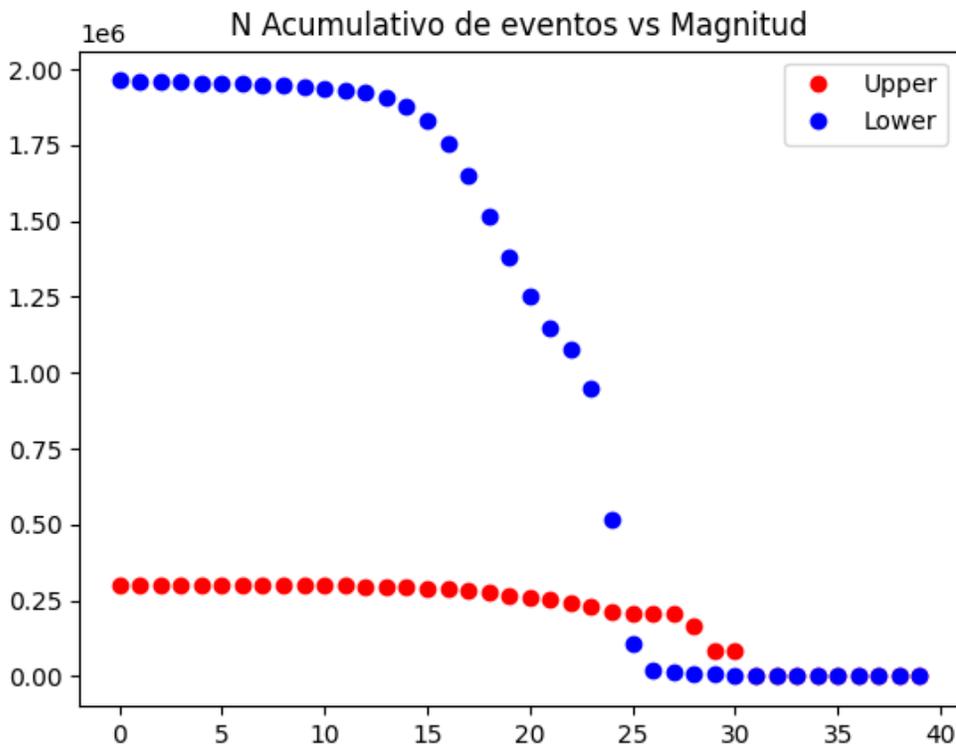


Figura 4.1.7: Distribución del número acumulado de sismos en función de la magnitud. El eje horizontal representa la Magnitud, con un factor de escala arbitraria. El eje vertical representa el logaritmo del número acumulado de eventos, en función de la magnitud, también con un factor de escala arbitraria. Notar que de la simulación, resulta un patrón similar a lo observado en los catálogos sísmicos.

Lo interesante de la Figura 4.1.7 es la diferencia que existe en la distribución de eventos entre las interfases superior e inferior.

4.2. Caso continuo

Para el problema continuo (ocupando las soluciones analíticas de Okada), se trabaja con el modelo visto en el capítulo anterior. Al elegir ciertos valores de algunas variables, el programa arroja resultados interesantes.

Para entender los gráficos que se mostrarán a continuación hay que tener en cuenta que, las líneas segmentadas (en rojo) corresponden al umbral de esfuerzo de Coulomb que acepta cada interfase, siendo la parte superior del gráfico la interfase superior y la parte inferior la interfase inferior. Además, en la interfase superior es notoria una sección donde el umbral es mayor, esto debido a que acepta mayor carga de energía antes de ser liberada y que corresponde a la zona sismogénica (sección roja de la interfase, en línea continua). El eje vertical representa la cantidad de esfuerzo de Coulomb necesario para romper (para propósitos de este trabajo se fija en 5000). El eje horizontal representa la distancia a lo largo de la interfase correspondiente, con una escala arbitraria. En general, si los puntos se mueven hacia arriba indica que el movimiento es de tipo inverso y de tipo normal si el movimiento es hacia abajo. Al alcanzar el umbral, la falla rompe y transmite la energía a sus vecindades en la interfase, el umbral cae a cero y comienza el proceso de carga de energía nuevamente.

En primer lugar, veremos lo que sucede con un μ de fricción de 0.8, tal como venía definido en la Metodología de Trabajo, el valor del dip es de 20° (Figura 4.2.1.)

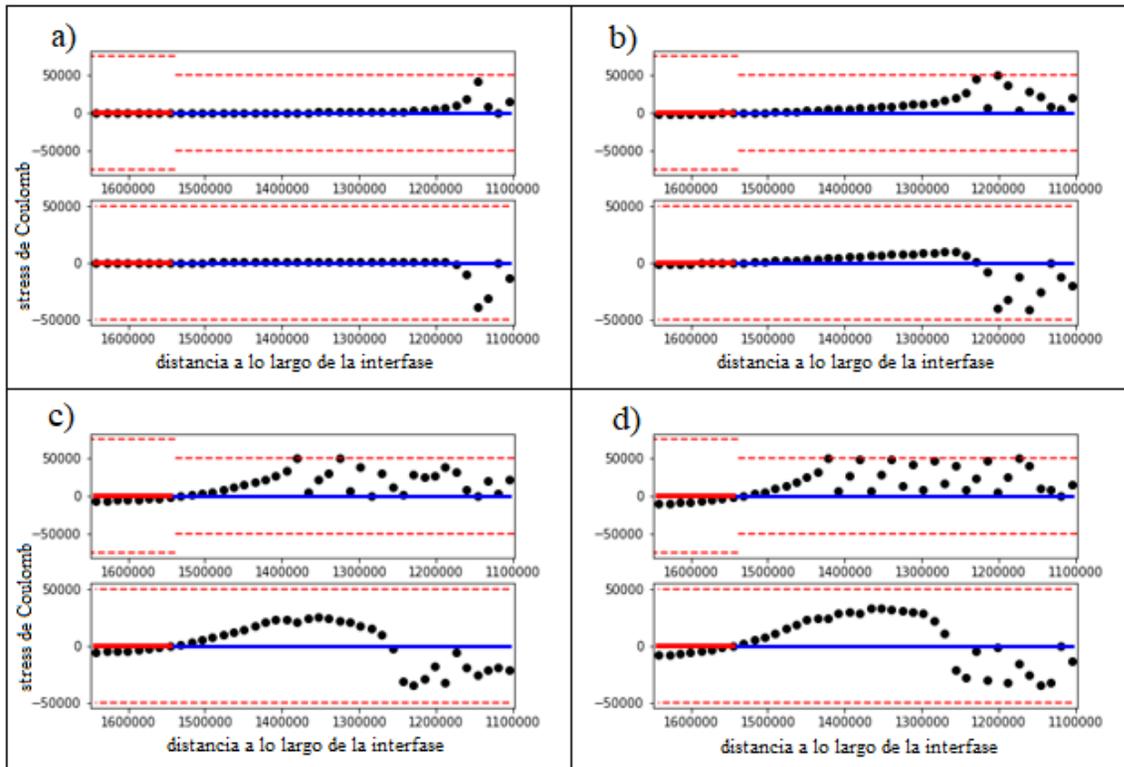


Figura 4.2.1: Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde el valor del μ de fricción es de 0,8 y el dip es de 20° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.

En un comienzo, las dos interfases se comportan de la manera esperada, con la interfase superior cargada en esfuerzos compresionales y la interfase inferior cargada en esfuerzos tensionales. Luego, a cierta distancia a lo largo del *slab*, se advierte que la interfase inferior se carga de esfuerzo compresional (Figura 4.2.1 b). A medida que avanza el tiempo, la interfase inferior sigue acumulando esfuerzo compresional, en tanto, la interfase superior continúa cargada con esfuerzo compresional, pero también ocurre una leve carga de esfuerzo tensional en la zona sísmogénica (en rojo), que es más notorio hacia el final del proceso (Figura 4.2.1 d). Este aumento del esfuerzo compresional en la interfase inferior se explicaría debido a que el sistema se considera teóricamente como un semi-espacio elástico.

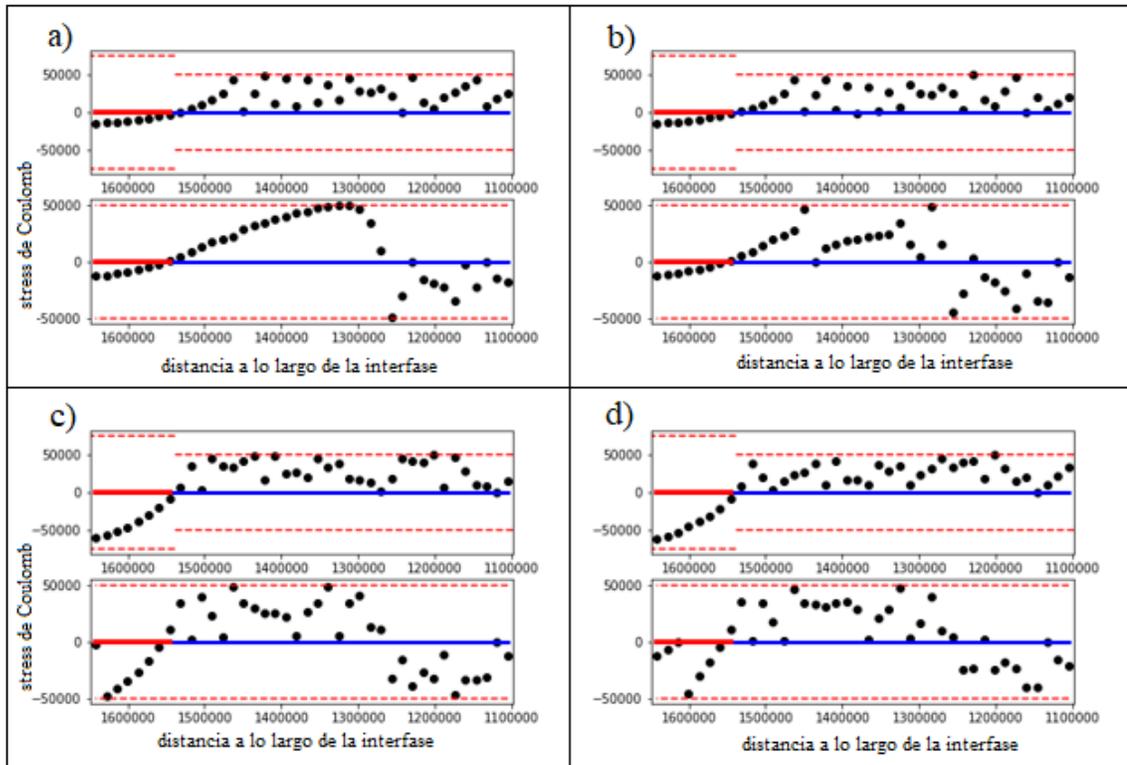


Figura 4.2.2: Continuación de la iteración del ejemplo anterior (Figura 4.2.1). En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.

El proceso de subducción continúa, y el esfuerzo compresional sigue aumentando en la interfase inferior (Figura 4.2.2 a) hasta un momento dado en que alcanza el umbral de stress de Coulomb y rompe la falla (Figura 4.2.2 b). Luego la interfase inferior se sigue cargando de esfuerzo compresional y muy poco de esfuerzo tensional, en tanto que, en la interfase superior sigue el comportamiento esperado, cargándose de esfuerzo compresional, excepto por la zona sismogénica, donde es notable la predominancia del esfuerzo tensional. Finalmente, la interfase inferior se carga de esfuerzo tensional en la zona sismogénica y rompe en aquella zona de la falla (Figura 4.2.2 d).

Los resultados de esta primera parte son algo confusos, ya que se espera que la interfase superior tenga una componente inversa y la inferior una componente normal, de acuerdo al movimiento de la placa por la fuerza del slab pull. En general, en la

interfase superior existe una mayor descarga de energía (esfuerzos), ya que rompe más veces (por la caída del esfuerzo de Coulomb). Entonces, para ver un resultado más intuitivo, dejamos el μ de fricción como nulo ($\mu = 0$) y vemos cómo se comporta el modelo (Figura 4.2.3).

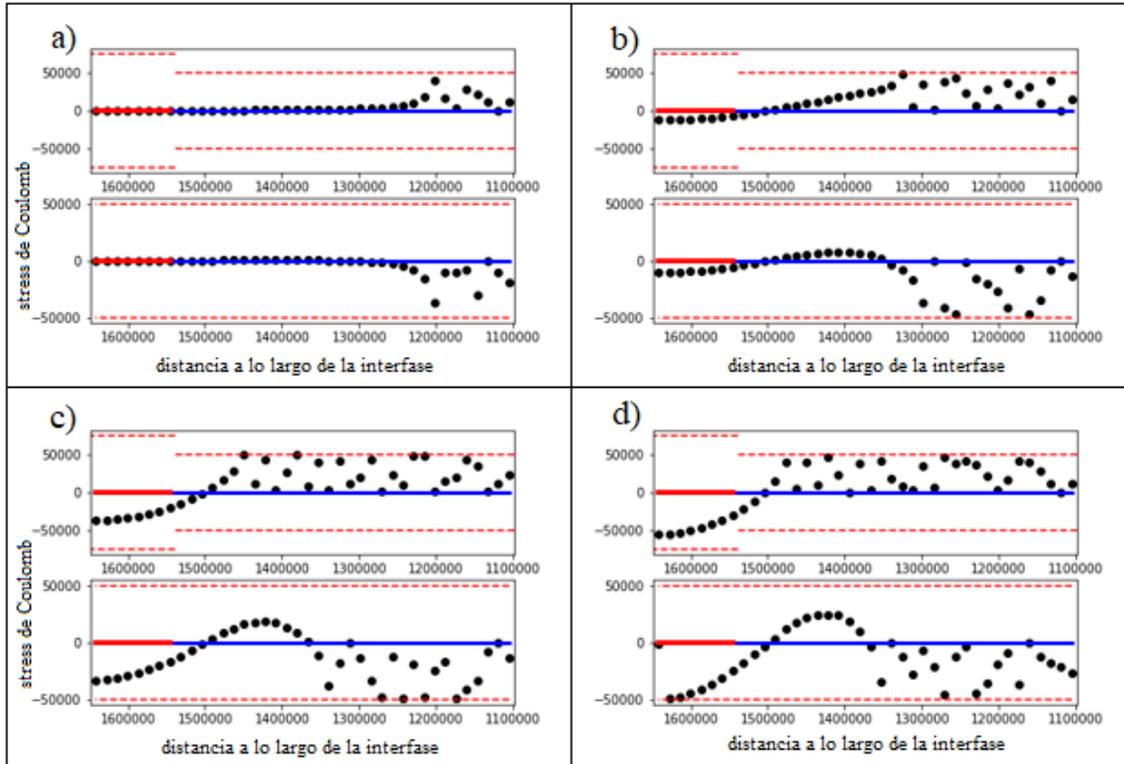


Figura 4.2.3: Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde ahora el valor del μ de fricción es de 0 y el dip es de 20° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.

Ahora el comportamiento de ambas interfases se ajusta mejor a lo esperado (Figura 4.2.3 a), con la interfase superior teniendo una clara tendencia al esfuerzo compresional y la inferior al esfuerzo tensional. Pero nuevamente, a cierta distancia en el slab, la interfase inferior se vuelve a cargar con esfuerzo compresional (Figura 4.2.3 b), lo cual indicaría que el comportamiento no era tan intuitivo al igualar a cero la variable del μ de fricción, y esto sería debido una vez más por considerar el sistema como un semi-espacio elástico. Después, se repite el aumento del esfuerzo tensional en la zona sismogénica de la interfase superior. El ciclo sigue, y ambas interfases tienen la

componente normal en la zona sismogénica y el esfuerzo compresional en la interfase inferior no llega al umbral del esfuerzo (o stress) de Coulomb, por lo que no rompe la falla, aunque el esfuerzo tensional comienza a acercarse al umbral.

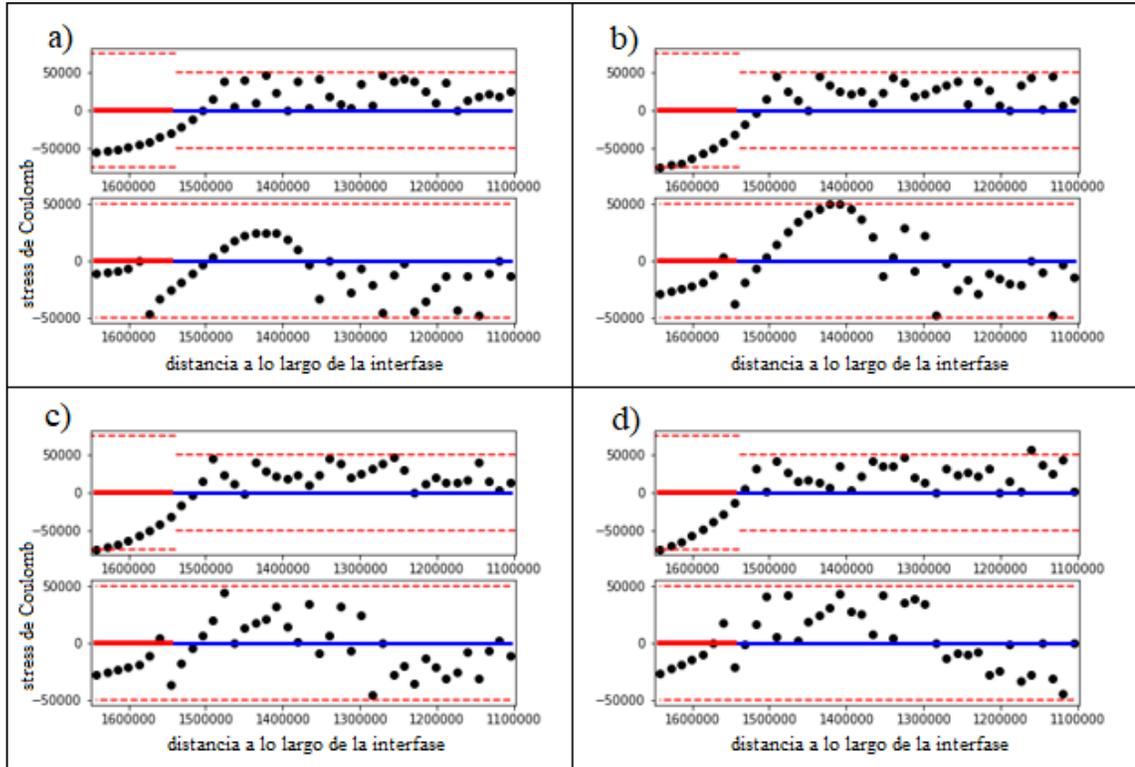


Figura 4.2.4: Continuación de la iteración del ejemplo anterior (Figura 4.2.3). En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.

Y efectivamente, la interfase inferior rompe en la zona sismogénica. En la parte b de la Figura 4.2.4, es notorio el aumento de esfuerzos compresionales en la interfase inferior y también del esfuerzo tensional en la zona sismogénica de la interfase superior, cercano a llegar al límite. Ahora, es evidente el rompimiento de la interfase inferior debido al esfuerzo compresional (Figura 4.2.4 c). Finalmente, el esfuerzo compresional predomina a lo largo de la interfase superior, próximo a la zona sismogénica, pero el esfuerzo tensional en ésta nunca rompe la falla. Por otro lado, en la interfase inferior sigue predominando el esfuerzo compresional. En este caso, la descarga de esfuerzos es similar en ambas interfases y la interfase inferior posee una elevada carga de esfuerzo

compresional, por lo que no se ajusta a nuestra visión de la sismicidad.

De manera que la variable del μ de fricción quizás no era la respuesta a las contradicciones con el modelo, ya que presenta un comportamiento errático y poco intuitivo en ambas interfases, donde la interfase superior se carga con esfuerzo tensional en la zona sismogénica y la interfase inferior tiene bastante carga de esfuerzo compresional en los ejemplos vistos.

Por consiguiente, se procede a cambiar el ángulo del dip a 40° que, aunque no se ajuste al caso de la zona de estudio, sirve para observar cómo influye en el funcionamiento del programa, y además volvemos a ocupar el μ de fricción igual a 0.8 (Figura 4.2.5).

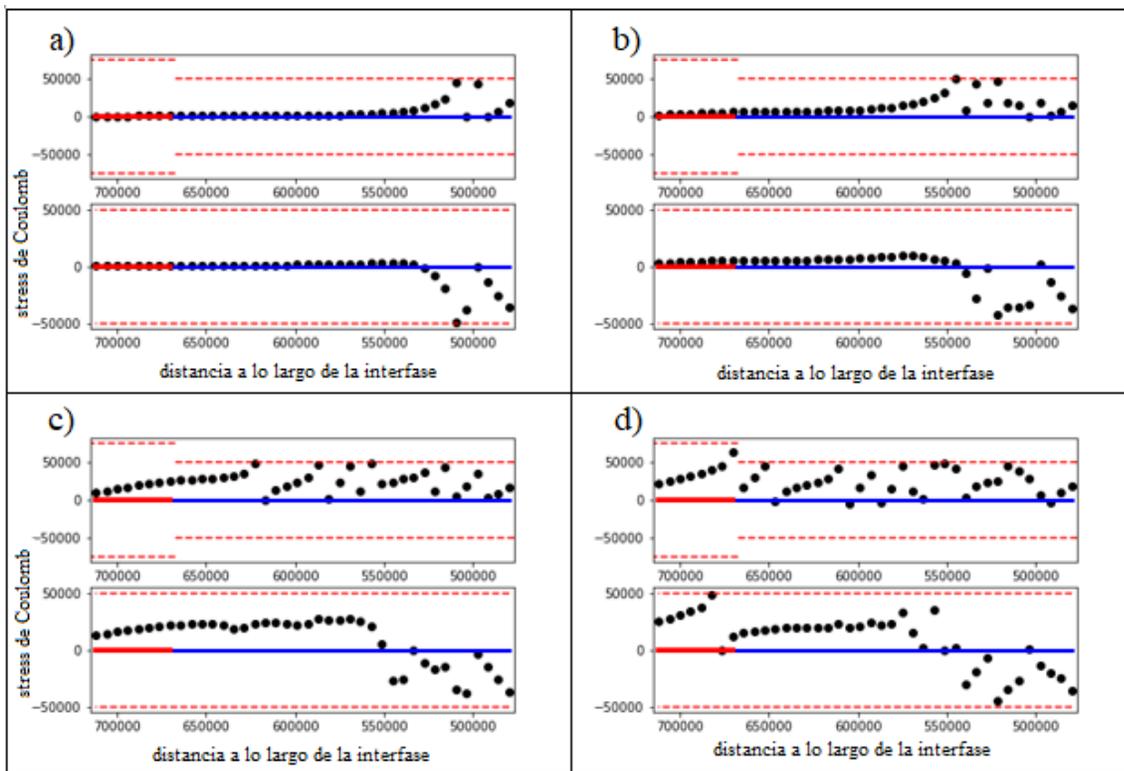


Figura 4.2.5: Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde el valor del μ de fricción es igual a 0,8 y el dip ahora es de 40° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.

El proceso comienza de la forma prevista, con esfuerzo compresional y tensional, en

las interfases superior e inferior respectivamente. Después de que el programa sigue realizando las iteraciones (Figura 4.2.5 b), la interfase inferior se empieza a cargar de esfuerzo compresional. La interfase superior sigue el comportamiento esperado, cargándose de esfuerzo compresional hasta la zona sismogénica y rompiendo cuando se alcanza el umbral para la caída del esfuerzo de Coulomb, pero en la interfase inferior sigue creciendo el esfuerzo compresional y el segmento donde hay esfuerzo tensional parece estar “atascado”. Posteriormente, la interfase inferior se sigue cargando de esfuerzo compresional hasta que rompe (Figura 4.2.5 d). Es necesario notar que ambas interfases están cargadas con esfuerzos compresionales en la zona sismogénica, cuando la interfaz inferior debería poseer esfuerzos tensionales. En este caso, la actividad es más marcada en la interfase superior, donde es notorio un mayor número de eventos.

Ahora volvemos a igualar a cero el μ de fricción, para observar si existe un comportamiento más intuitivo:

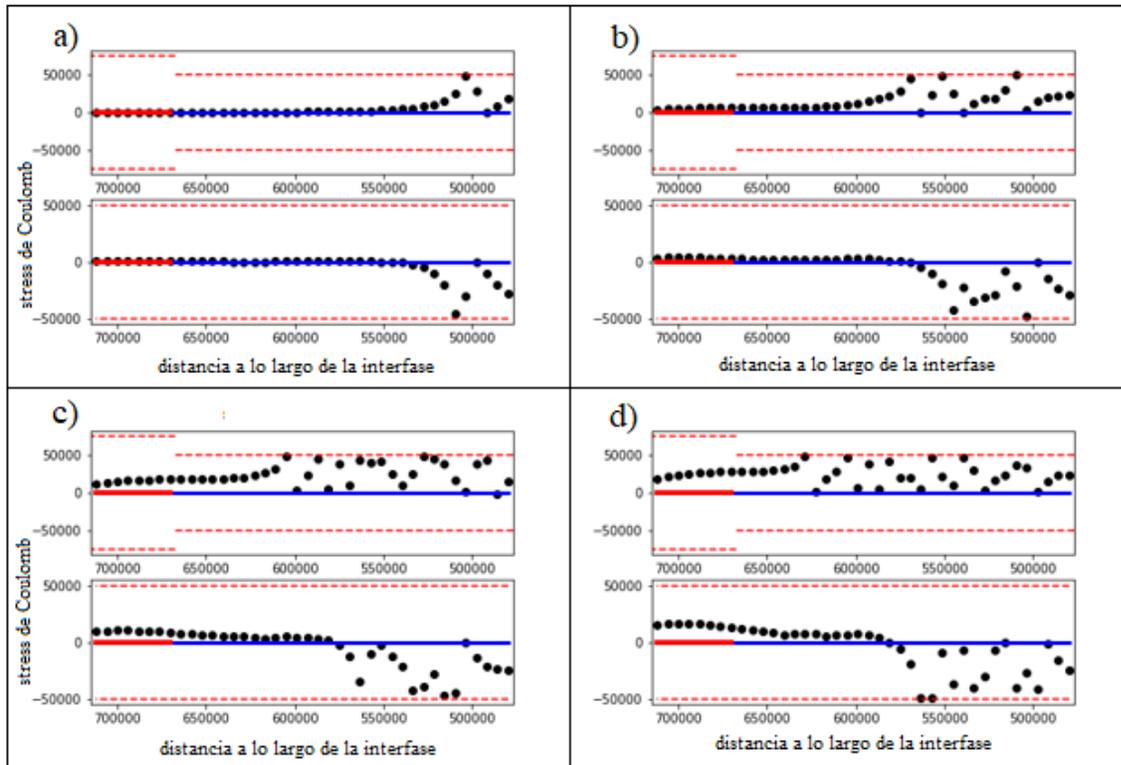


Figura 4.2.6: Ejemplo teórico del proceso de subducción, donde el valor del μ de fricción es igual a 0 y el dip es de 40° . En el eje vertical está representado el esfuerzo de Coulomb y en el eje horizontal, la distancia a lo largo de la interfase.

Nuevamente se aprecia el comportamiento presumido en ambas interfases al comienzo del ciclo (Figura 4.2.6 a). A medida que avanza, ocurre una leve carga de esfuerzo compresional en la interfase inferior, mientras la interfase superior continúa actuando de la forma supuesta, según nuestra forma de ver el modelo (Figura 4.2.6 b). Éste sigue su curso, observándose un poco más de carga de esfuerzo compresional en la interfase inferior (aunque la mayoría de la carga corresponde al esfuerzo tensional) y con la interfase superior siguiendo el patrón visto previamente (Figura 4.2.6 c), es decir, con una clara componente compresional del esfuerzo y rompiendo en el momento en que alcanza el umbral. En el momento final (Figura 4.2.6 d), el modelo prosigue con la misma tendencia, aumentando el valor del esfuerzo compresional en la interfase inferior.

En general, el modelo es más sensitivo a las variaciones del dip, ya que entrega resultados más contundentes y se acerca más a lo que se espera en este trabajo, con una mayor zona de la interfase inferior cargada de esfuerzo tensional y sin una sobrecarga tan notoria de esfuerzo compresional. Además, la interfase superior no se carga de esfuerzo tensional en la zona sismogénica.

La evolución de una falla es principalmente controlada por su ambiente tectónico de gran escala, donde cada falla interactúa fuertemente con las fallas adyacentes. En particular, durante la secuencia de sismos que siguen al evento principal, la transferencia de esfuerzo influye de gran manera en la evolución futura de la zona sísmica. La ocurrencia de un terremoto induce un cambio en el campo de esfuerzos que rodean al plano de ruptura. Cuando las fallas deslizan sísmicamente y generan un terremoto, no solo se reducen los valores promedio de esfuerzo de cizalle en ellas, sino que también el esfuerzo tensional y compresional en el área adyacente son alterados. Estos cambios en los esfuerzos afectan el comportamiento de deslizamiento sísmico y asísmico de las fallas cercanas.

El modelo de falla basado en la caída del esfuerzo de Coulomb supone que el cambio transitorio en la carga de stress tiene efecto en términos de generar un terremoto, y es más relevante cuando la variación es lo suficientemente grande para llevar a la falla al umbral de ruptura.

Para una mejor comprensión del término de carga, se calcula la contribución de la variable de deslizamiento (slip) en dos fallas paralelas, como se muestra en la Figura 4.2.7.

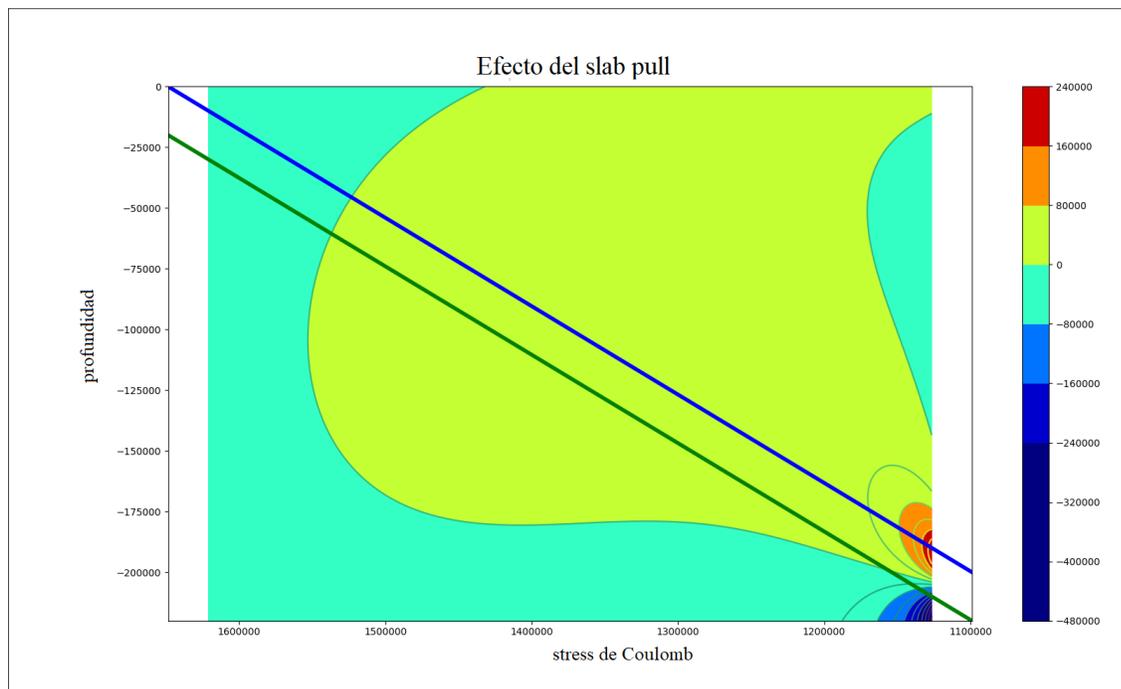


Figura 4.2.7: Efecto de la fuerza de slab pull en el stress de Coulomb. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria. A la derecha se tiene una escala de color que indica el carácter del esfuerzo (inverso si es positivo y normal si es negativo). Notar que las fuentes en ambas interfases están a gran profundidad.

Se puede observar que, en la interfase superior, el esfuerzo (stress) es positivo, lo que significa que favorece una ruptura de tipo inverso desde la parte más profunda a la menos profunda hasta llegar a una distancia cercana a la fosa, donde cambia la tendencia. En la interfase inferior, tiene valores similares, salvo que cerca de la falla tiene un valor negativo, favoreciendo un movimiento de tipo normal, lo que se ajusta en su medida a lo que se propone en este trabajo.

Para entender el efecto de ruptura en dos planos paralelos con mecanismos opuestos tenemos que, en los diferentes casos que se exponen a continuación, se evaluará la evolución del esfuerzo debido a los distintos escenarios vistos en el capítulo anterior, calculando la contribución del esfuerzo de Coulomb debido a:

(1) Una dislocación de una subfalla en la interfase superior con mecanismo inverso

En este caso, se puede observar en la Figura 4.2.8 que en la interfase superior existe una ruptura de tipo inverso, que se propaga a lo largo de toda la extensión de ésta, y que, en las proximidades de la ruptura en la interfase inferior, existe un esfuerzo tensional, pero que, en dirección hacia la fosa predomina la componente inversa.

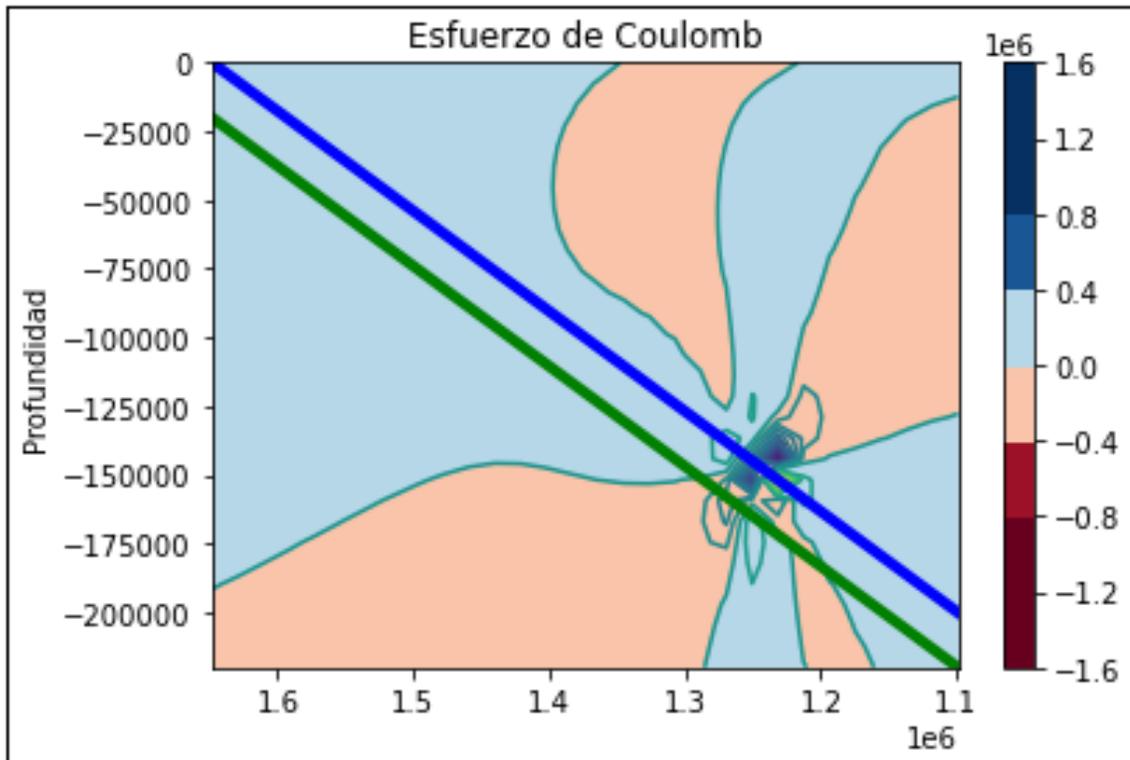


Figura 4.2.8: Dislocación en la interfase superior, de carácter inverso y a una profundidad considerable. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.

En la Figura 4.2.9 se puede corroborar esta información con el gráfico que entrega el programa, donde predomina una ruptura de tipo inverso en la interfase superior y existe una leve componente de esfuerzo tensional en la interfase inferior.

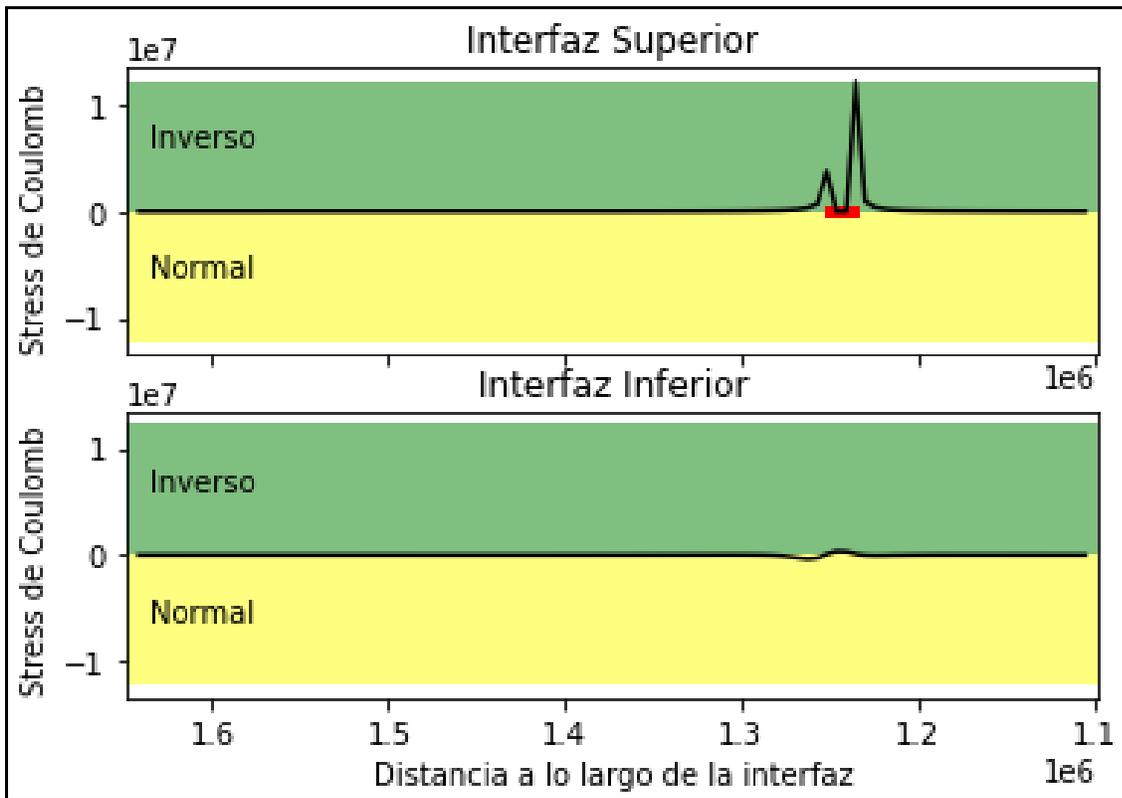


Figura 4.2.9: Gráfico basado en la dislocación de la Figura 4.2.8. El eje vertical indica el logaritmo del esfuerzo (stress) de Coulomb y el eje horizontal indica la distancia a lo largo de la interfase con un factor de escala arbitraria.

Cuando se disminuye la profundidad, acercándose a la zona sismogénica, el resultado es similar al observado anteriormente. La componente normal es notoria en la interfase inferior y cercana a la fuente, en tanto que la componente inversa es predominante en el sistema como se aprecia en la Figura 4.2.10.

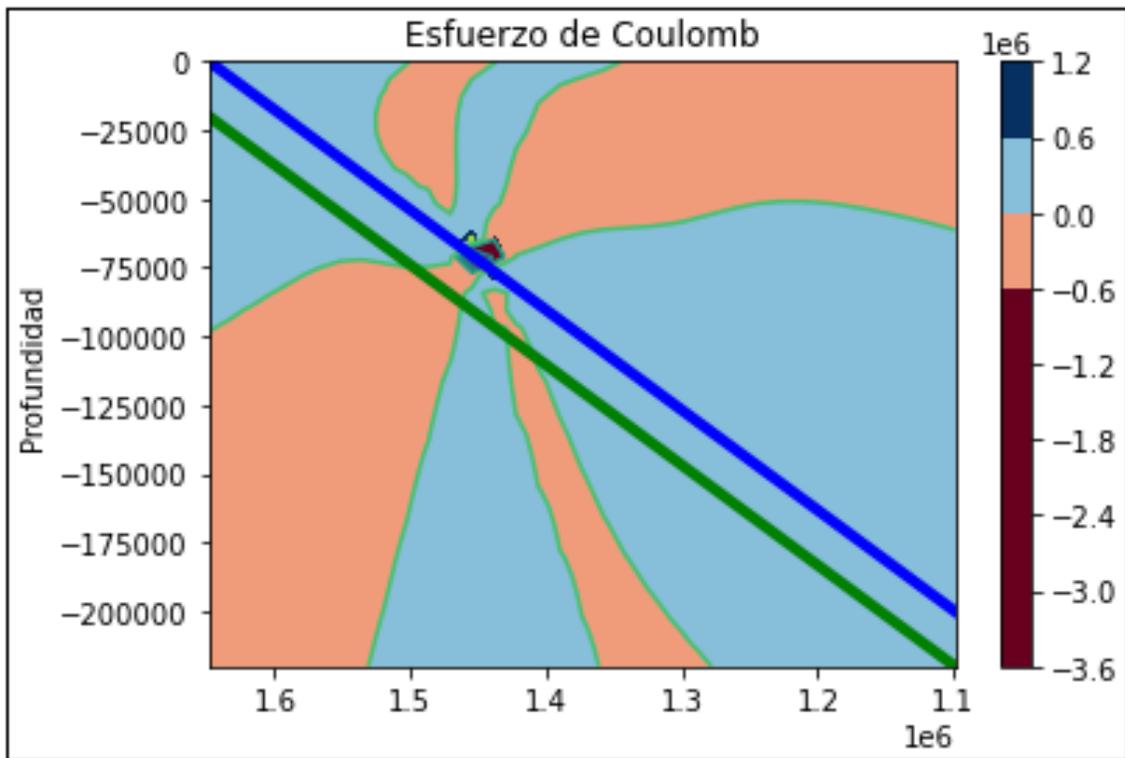


Figura 4.2.10: Dislocación en la interfase superior, de carácter inverso y a menor profundidad. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.

(2) Una dislocación de una subfalla en la interfase inferior con mecanismo normal

Ahora vemos que en la interfase inferior se produce un evento de tipo normal que se propaga a la interfase superior. Luego, en el resto del sistema (Figura 4.2.11) predomina el esfuerzo compresional, desde las vecindades de la dislocación hasta llegar a la fosa.

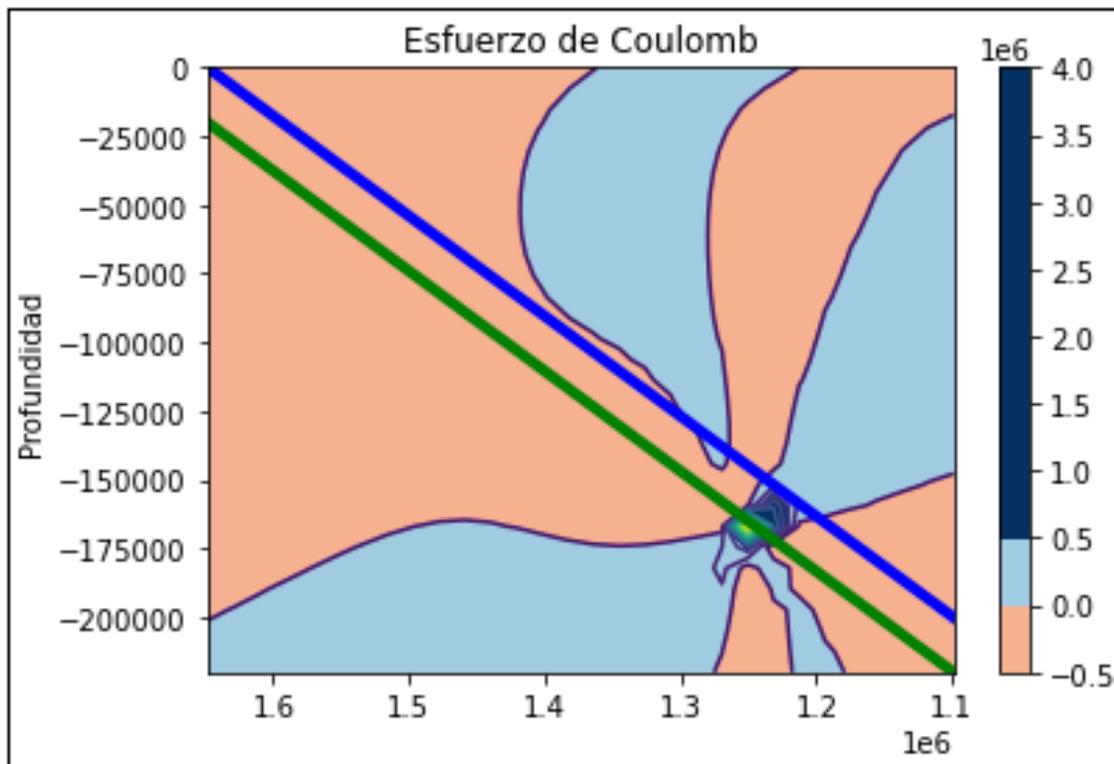


Figura 4.2.11: Dislocación en la interfase inferior, de carácter normal y a una profundidad considerable. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.

Cuando se disminuye la profundidad, los resultados son similares, salvo por el sector demarcado en la interfase superior, donde es notoria la componente normal. Aunque en la Figura 4.2.12. también se observa en menor medida, cercana a la fuente (en la interfase superior), es “anómalo” que esté próximo a la zona sismogénica, pero esto explicaría algunos de los resultados preliminares, en que la zona sismogénica se cargaba de esfuerzo tensional.

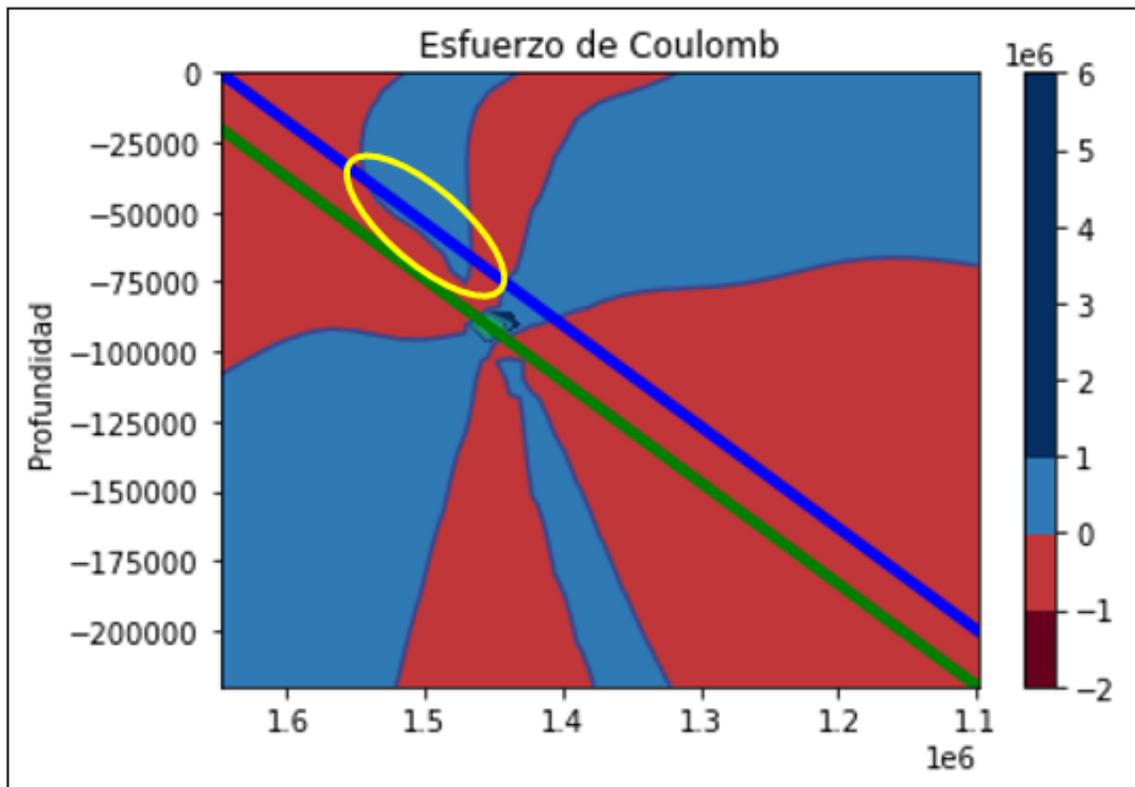


Figura 4.2.12: Dislocación en la interfase inferior, de carácter normal y menor profundidad. En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria. La zona demarcada con amarillo presenta una anomalía al presentar un esfuerzo tensional.

(3) Una combinación de (1) y (2).

Se deduce que la ruptura de cualquiera de las subfallas produce una variación compleja del stress de Coulomb en cada una de las interfases. En general, se pueden señalar algunas tendencias:

- Que una falla inversa en la interfase superior aumenta el stress de Coulomb en esta interfase, lejos de la subfalla.
- Que una falla normal en la interfase inferior aumenta el stress de Coulomb en esta interfase.

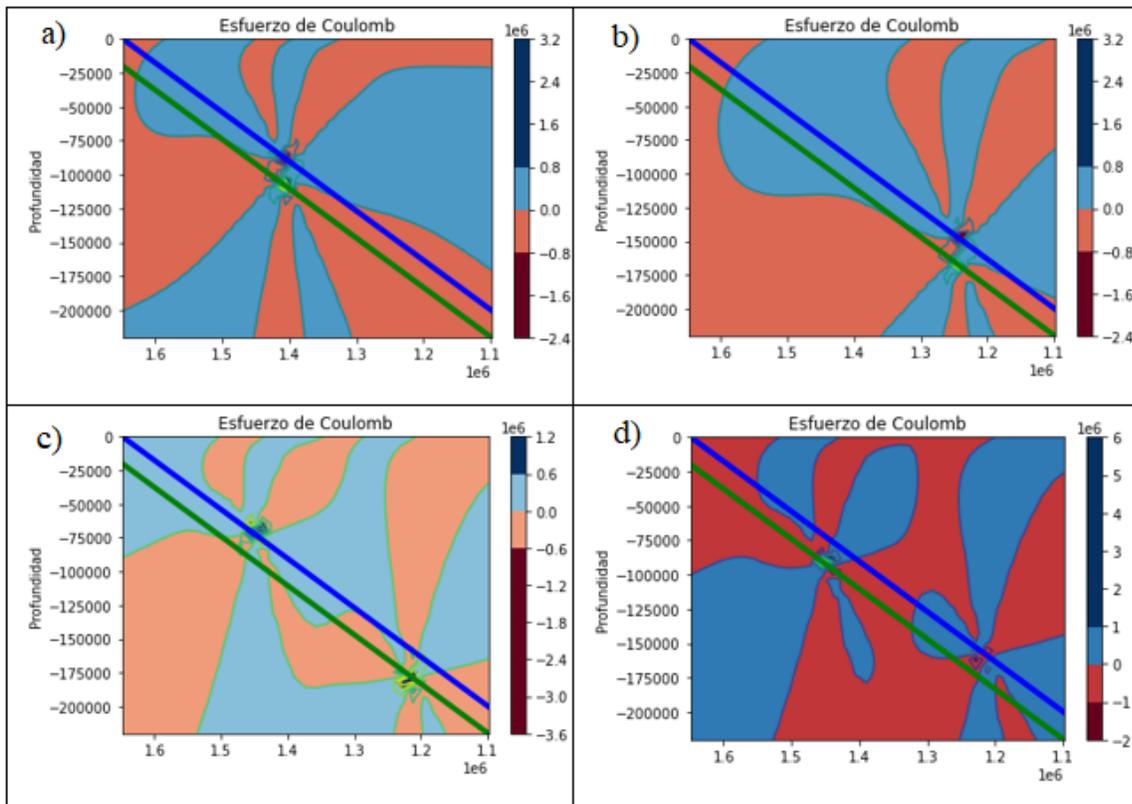


Figura 4.2.13: Distintos casos de dislocaciones combinando los casos (1) y (2). En el eje vertical está representada la profundidad en metros y en el horizontal el logaritmo del esfuerzo de Coulomb en una escala arbitraria.

En la Figura 4.2.13. se observan con más detalle los distintos perfiles para analizar la acción del stress de Coulomb en cada interfase debido a fuentes en ambas interfases. De arriba a abajo y de izquierda a derecha se tiene lo siguiente. Cuando las fuentes están:

(a) Cercanas a la zona sismogénica y una sobre la otra.

La zona sismogénica está dominada por esfuerzo de tipo compresional, tanto en la interfase superior como la inferior. Pero en cuanto aumenta la profundidad, el esfuerzo es de tipo tensional en ambas interfases. En las vecindades de la dislocación tipo inversa de la interfase superior, el esfuerzo es compresional, caso contrario con la

interfase inferior, donde el esfuerzo es de tipo tensional.

(b) Lejanas de la zona sismogénica y una sobre la otra.

Situación similar al caso (a). En las zonas cercanas a la subfalla de la interfase superior el esfuerzo es de tipo compresional, mientras que en proximidades de la dislocación en la interfase inferior existe esfuerzo de tipo tensional. A lo largo de la interfase superior prevalece el esfuerzo compresional y en la interfase inferior se tiene que el esfuerzo es tensional a profundidad, y de tipo compresional a medida que disminuye la profundidad y nos acercamos a la fosa.

De los casos (a) y (b), se deduce que el esfuerzo compresional aumenta en mayor medida en dirección del “origen”, es decir, a menor profundidad, en tanto que el esfuerzo tensional aumenta dip abajo, desde el punto de dislocación. Además, a profundidades muy bajas predomina el esfuerzo tensional en ambas interfases, lo cual no es del todo esperable dentro del modelo.

(c) Cercana a la zona sismogénica en la interfase superior y lejana en la interfase inferior.

Para la dislocación tipo inversa de la interfase superior, se observa que el esfuerzo compresional prevalece cerca y lejos de la subfalla, en tanto que en la dislocación tipo normal de la interfase inferior, el esfuerzo tensional es notorio cercano a la subfalla, luego, a menor profundidad prima el esfuerzo compresional, sobre todo en la zona sismogénica. Es interesante ver que la ruptura de tipo inverso ocupa casi la mayoría de la interfase superior, como se anticipaba.

(d) Cercana a la zona sismogénica en la interfase inferior y lejana en la interfase superior.

Aquí ya es más complejo ver un patrón, debido a las variaciones del esfuerzo a lo largo de ambas interfases. La tendencia general en la interfase superior es al esfuerzo compresional (excepto por la zona sismogénica) y en la interfase inferior al esfuerzo

tensional.

A medida que el tiempo evoluciona, existen rupturas en ambas interfases y a distintas distancias, produciendo patrones complejos, lo cual no es tan simple de anticipar.

Capítulo 5

Discusión y Conclusiones

5.1. Discusión

El proceso de subducción es complejo, y para avanzar en su comprensión, una opción es la de simularlo con modelos sencillos capaces de replicar algunas características observables. Las características observables más importantes se obtienen mediante instrumentos sísmicos y geodésicos. De los instrumentos sísmicos se obtienen:

- (1) catálogos de hipocentros, y
- (2) mecanismos focales para los eventos más importantes.

De los instrumentos geodésicos, se obtiene el movimiento cortical en puntos específicos, durante el ciclo sísmico.

En esta memoria, el objetivo es simular algunas características del catálogo de hipocentros, en zonas de subducción, en particular a partir de la sismicidad en el norte de Chile (Sippl et al. (2018)), la distribución espacial de los mecanismos focales (Bloch et al. (2014)), y la distribución del número de eventos en función de sus magnitudes, denominada la relación de Gutenberg-Richter. Finalmente, se discute

sobre la evidencia en otras zonas de subducción.

En relación al movimiento cortical, se lleva a cabo una simulación del patrón de desplazamiento en un perfil perpendicular a la fosa, es decir, se considera un modelo bidimensional. A medida que la corteza oceánica subducta debido a la fuerza de flotabilidad, se calcula el movimiento cortical para compararlo con el movimiento observado. A continuación, se discuten estos resultados.

La diferencia entre el movimiento de ambas interfases, es que en la interfase inferior, el movimiento combina un comportamiento frágil, con deslizamientos significativos, simulando terremotos; y otros con deslizamientos suaves, simulando un deslizamiento continuo, mientras que en la interfase superior el movimiento es principalmente evidenciado por terremotos.

Esta diferencia en el comportamiento se puede reflejar mejor en un gráfico que muestra la distribución del número acumulativo de sismos en función de la magnitud, llamada ley de Gutenberg-Richter. La simulación mostrada en la Fig 4.1.7, muestra que la interfase inferior (en azul) tiene un mayor número de eventos de magnitudes pequeñas, que en la interfase superior (en rojo), reflejando que la interfase inferior se mueve con *muchos pasitos chicos*. Mientras que para los eventos de mayor magnitud, en la interfase superior existe un número considerable de casos, comparado con la interfase inferior, reflejando que la interfase superior se mueve con *pocos pasitos grandes*.

En los registros de GPS se observa este tipo de deslizamiento de la corteza. Períodos con movimiento cortical abruptos y otros períodos con movimientos suaves. El caso particular de movimientos suaves en direcciones opuestas, se ha detectado en la zona de subducción de Cascadia, entre otras. Lo que se puede entender como el movimiento lento en cada una de estas interfases.

Representar el proceso de subducción mediante dos cadenas de resortes acoplados, también tiene desventajas. Una de las desventajas, es que describe el medio representado en forma discreta y se pierde la dependencia espacial continua. Ideal sería poder representar el campo de esfuerzos y su evolución a medida que algunas

zonas, que obtienen el suficiente esfuerzo de cizalle para poder romper, lo hagan, generando así un movimiento relativo entre las interfases.

Esto último es lo que se intenta en el *caso continuo*, utilizando un medio representado por un semi-espacio plano homogéneo. En este caso se utilizan las soluciones de Okada 1992, para calcular los esfuerzos producto de una dislocación.

Una buena forma de discutir los resultados, es compararlos con datos de sismicidad para el área de estudio y para aquello utilizaremos como referencia el estudio de (Sippl et al. (2018)), en el cual presentan imágenes de sismicidad de la zona de subducción del norte de Chile. Utilizaron 8 años de data sísmica obtenida del catálogo IPOC y estaciones auxiliares. En la zona de subducción se puede observar una clara separación de la sismicidad en tres planos distintos. El plano superior corresponde a la interfase de la placa, el que termina a una profundidad de 50 a 55 km. Los otros dos planos, ubicados entre 7 y 26 km por debajo de la superficie del slab, se sumergen en un ángulo constante de aproximadamente 20° hasta que son absorbidos por un cluster (cúmulo) altamente activo de 25 km de espesor, de sismicidad de profundidad intermedia a una distancia de 80 a 120 km. Bajo este cluster, el slab se inclina y la sismicidad de la placa inferior es considerablemente más escasa, incluso ausente en la parte norte del área de estudio. La sismicidad de la placa superior también es considerable, con un segmento entre los 21 y $21,6^\circ\text{S}$ que se destaca por presentar una actividad generalizada que ocurre a lo largo de la interfase de la placa.

En la Figura 5.1.1, se observan ocho perfiles, que coinciden (casi todos) con nuestra área de estudio, ordenados de norte a sur. La banda superior (azul) corresponde a la sismicidad a través de la interfase de la placa. En la mayoría de los perfiles, forma una estructura lineal marcada con una terminación abrupta a los 50 – 55 km de profundidad. Hacia la superficie se acerca a la fosa en los perfiles más al norte, pero a medida que avanzamos al sur, el límite está a los 20 – 25 km. Esta banda es la que tiene el mayor número de sismos, la actividad está agrupada en tiempo y espacio y relacionada a tres terremotos de mayor magnitud (M7.7 2007, M8.1 2014, M7.6 2014). Los perfiles más al norte cortan a través de la serie de réplicas del terremoto de

Iquique (2014), el cual rompió la interfase de la placa mayormente en una zona alejada de la costa. La serie de réplicas, por lo tanto, también activaron la parte superficial de la interfase de la placa, que es asísmica durante el período de observación más hacia el sur. En el sur (perfiles F-F' al H-H'), esta banda corresponde a la serie de réplicas del terremoto de Tocopilla (2007), que rompió solo la parte más profunda de la interfase.

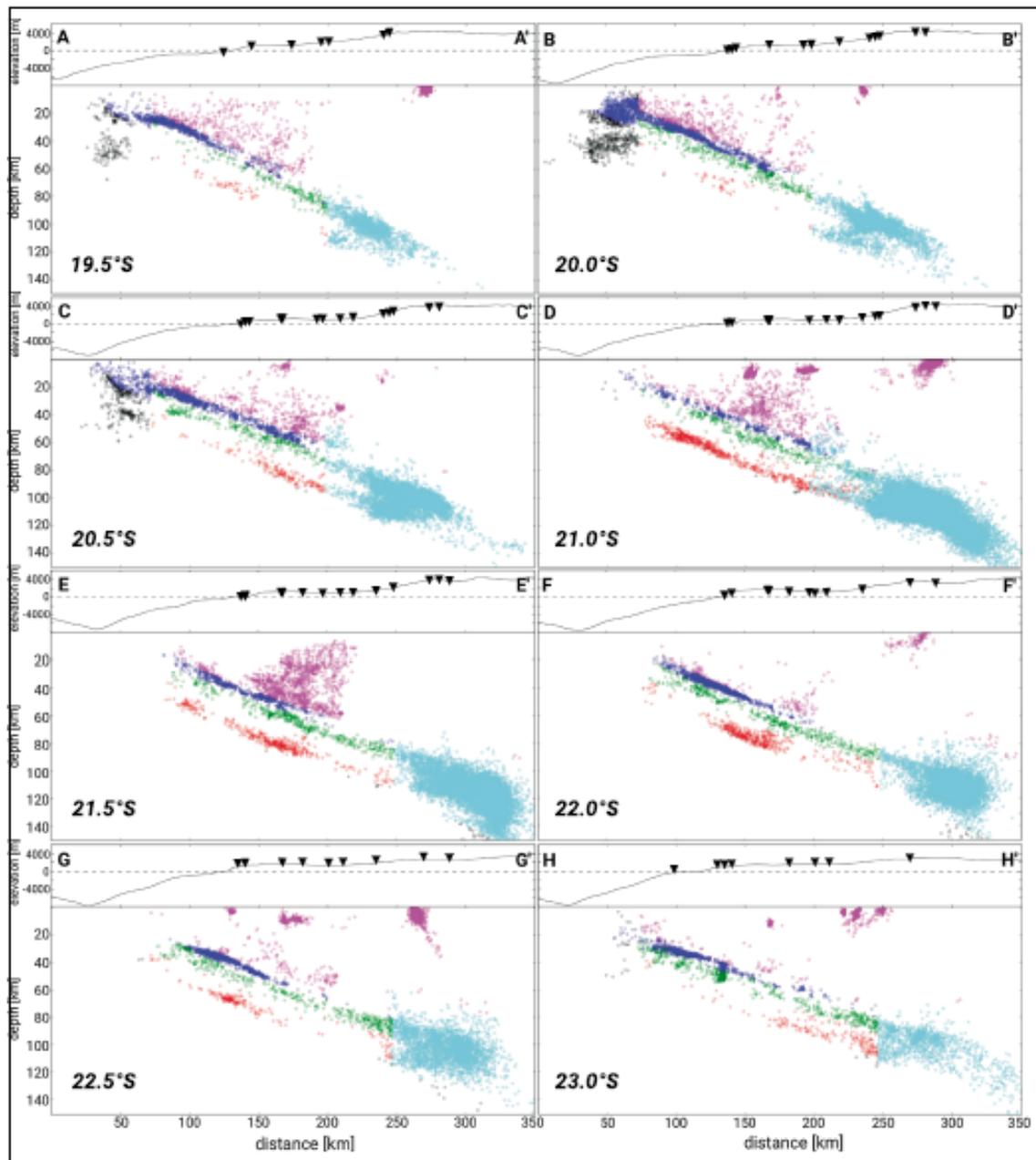


Figura 5.1.1: Perfiles W-E del área sísmicamente activa, ordenados de norte a sur. Los eventos son mostrados como círculos vacíos, donde el tamaño es proporcional a la magnitud y el color acorde a la zona. El cluster está representado en color cian y los eventos aislados en color negro. Los triángulos negros invertidos corresponden a las estaciones proyectadas.

A unos 6 – 8 km bajo la interfase de la placa, una segunda banda (verde) de sismicidad es observada en el slab a lo largo del área de estudio. Esta banda continúa pendiente abajo, más allá de la terminación de la zona sismogénica y se extiende a una profundidad de 80 – 90 km.

Un tercer plano (banda) de sismicidad aparece a 25 – 27 km por debajo de la parte superior del slab (rojo). Es más continuo en los perfiles centrales D-D' y E-E'; casi ausente en los perfiles más al norte (A-A' al C-C') y pequeños segmentos están activos en el sur (F-F' al H-H'). Los sismos en el plano inferior parecen exhibir una distribución frecuencia-tamaño diferente de los dos planos superiores, con un número mayor de sismos pequeños en relación con los más grandes. Los planos azul y rojo confirmarían la presencia de las dos interfases en la zona de subducción, además que la distancia entre uno y otro coinciden con el espesor de la placa que subducta.

A profundidades de 80 – 90 km, el espacio entre los planos verde y rojo, abruptamente se torna activo sísmicamente, creando un cluster de sismicidad de 20 – 25 km de espesor. La forma de esta región activa varía a lo largo del rumbo. Los gráficos de densidad de eventos a través de los perfiles (Figura 5.1.1) muestran que, aunque alguna estructura interna está presente en el cluster, los terremotos no se alinean preferentemente a lo largo de la continuación de los dos planos de sismicidad predecesores. Este cluster denota la importancia de la geometría de la falla, ya que los autores lo atribuyen a un cambio en el dip del slab, y de la elección de valores de los parámetros del modelo.

El estudio anterior se puede complementar con el del (Bloch et al., 2018), en el que investigan el campo de stress que experimenta la placa de Nazca durante la subducción bajo la placa Sudamericana, determinando los mecanismos focales de terremotos moderados asociados a la subducción continuamente desde los 20 a los 120 km de profundidad e invirtiendo para las direcciones de los esfuerzos de cuatro regiones del slab. Los resultados muestran la marcada terminación de la zona de acoplamiento, que está caracterizada por esfuerzos compresionales, y probablemente la activación de estructuras de preexistentes en el slab. Más allá y debajo de esta zona, el slab pull es el esfuerzo dominante. Cerca de la superficie del slab, se encontraron

evidencias de la activación de estructuras heredadas. Más profundo en el slab, la orientación de las fallas es probablemente controlada solo por el campo de esfuerzos. A lo largo de la ruta de la subducción, se encuentran indicadores de un incremento de la componente absoluta del campo de esfuerzos del slab pull que se correlaciona con un aumento en la tasa de ocurrencia de eventos y en la posibilidad de desarrollo de terremotos de $M > 7$ a profundidad intermedia.

En la Figura 5.1.2 se puede observar que los terremotos de los dos planos superiores tienen mayoritariamente mecanismos inversos. Un grupo de ellos está caracterizado por cabalgamiento (thrust) poco profundo en un plano de dip 20° E. Este grupo representa el deslizamiento sísmico en la interfase de la placa (color salmón) y está bien limitado por dos mecanismos focales de calidad A. Los otros eventos de fallamiento inverso en los planos superiores de sismicidad poseen planos nodales que mantean con un ángulo mayor que el de la interfase de la placa. σ_1 está orientado casi horizontal en la dirección de convergencia y el σ_3 casi vertical. Un cambio abrupto en el estilo del fallamiento ocurre en el límite de la sismicidad, dip abajo a lo largo de la interfase de la placa, a 55 km de profundidad (69.85°W , 21.30°S en la Figura 5.1.2). En este punto, ocurre un típico evento inverso de la interfase a menos de 5 km al oeste de un evento de fallamiento normal. El término de los eventos inversos dip abajo puede ser visto en el mapa, y sigue aproximadamente el flanco este de la Cordillera de la Costa (Figura 5.1.2).

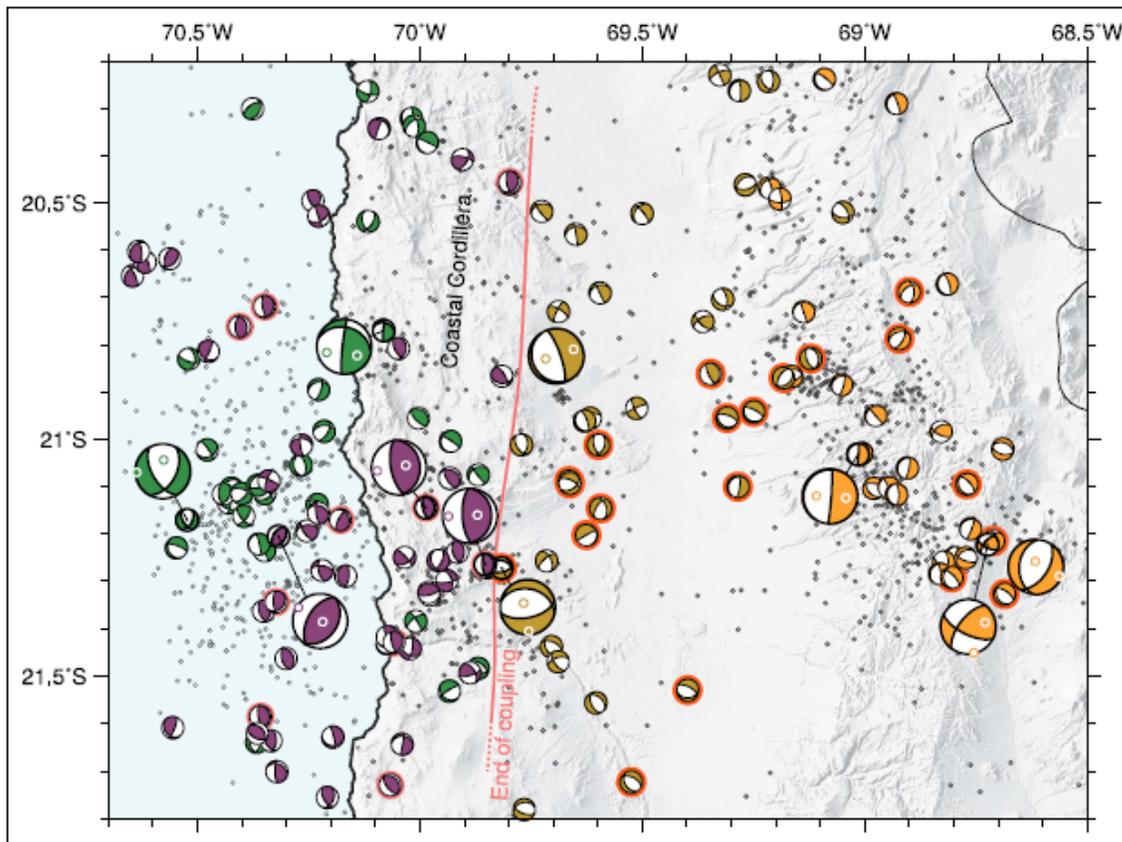


Figura 5.1.2: Vista topográfica del área, mostrando los mecanismos focales de los terremotos. Los distintos colores son para denotar distintas regiones, los eventos de color naranja ocurren a 12 km bajo la interfase de la placa. La línea color salmón indica la región en la interfase de la placa donde ocurren los eventos de tipo inverso (delineados en color salmón rojo).

La separación entre el régimen compresional y el extensional sucede en el fin de la sismicidad, dip abajo en la interfase (Figura 5.1.3), indicando que esta línea es el límite dip abajo del acoplamiento intraplaca. La parte superior del slab está en un régimen compresivo, el que puede ser explicado por la convergencia de las placas, fuerzas de colisión actúan en la placa subductante y afectan la corteza oceánica. La interfase de la placa está intersísmicamente acoplada, el continente actúa como barrera y el stress es transferido a la placa cabalgante. El déficit de deslizamiento a lo largo de la interfase de la placa se acumula solo hasta el fin del acoplamiento sísmico dip abajo, limitando la máxima extensión de la ruptura de un megaterremoto y por

ende de su magnitud máxima. Los terremotos de mecanismo inverso en la interfase representan eventos localizados de desacoplamiento que activan la interfase de la placa. Estos eventos ocurren en la parte más profunda de la zona sismogénica, que no está totalmente acoplada. Esto también probaría la existencia de dos interfases, aunque la interfase superior tiene mucha carga de esfuerzos tensionales, lo cual no encaja con nuestra visión.

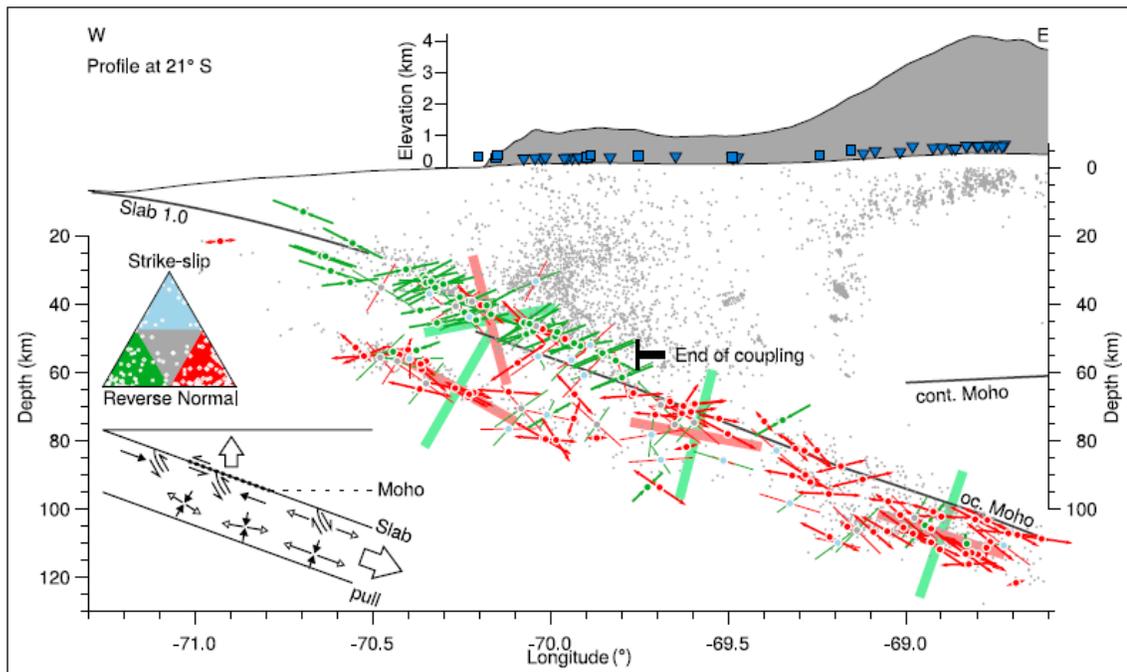


Figura 5.1.3: Perfil de la distribución de sismicidad. Los colores indican el estilo de fallamiento, donde el inverso es verde y el normal es rojo. Las flechas verdes corresponden a fallas inversas y las flechas rojas a fallas normales.

Una incompleta transferencia de esfuerzos es esperable, debido a que cierta cantidad de caída de stress y disipación de energía elástica ocurre en los terremotos de profundidad intermedia o de forma más sutil por deformación asísmica. Más profundo y más abajo de la zona de acoplamiento, el régimen de esfuerzos es controlado por el slab pull. A lo largo de la zona de subducción se encuentra un alineamiento pronunciado de la dirección del σ_3 con el plano del slab y una dominancia aumentada de fallamiento normal, el que se interpreta como un incremento del efecto de la fuerza de slab pull. Comparando la Figura 5.1.3 con los resultados obtenidos en el capítulo anterior, se

puede decir que en la interfase superior los esfuerzos compresionales se acumulan mayoritariamente en la zona sismogénica, mientras que dip abajo predominan los esfuerzos tensionales. En la interfase inferior existe un dominio general de los esfuerzos tensionales, salvo algunas excepciones donde existe esfuerzo compresional.

Un artículo interesante para entender el caso discreto del modelo, corresponde al de Mori and Kawamura (2008), en el cual investigan las propiedades de la correlación espacio-temporal del modelo 2D de Burridge-Knopoff (BK) con la interacción de ley de potencia de largo alcance. El modelo representa un plano de falla por el ensamblado de bloques, que se toma como un plano $x - z$ que consiste en un arreglo en dos dimensiones de bloques, conteniendo Nx bloques en la dirección x y Nz bloques en la dirección z . Todos los bloques asumen un movimiento solo en la dirección x a través del rumbo y están sujetas a la fuerza de fricción. Cada bloque está conectado a sus vecinos más cercanos por resortes de constante elástica kc , y también conectado a la placa en movimiento por resortes de constante elástica kp .

Un evento sísmico comienza cuando el esfuerzo acumulado excede la fricción estática en uno de los bloques del sistema. Los bloques empiezan su movimiento con una aceleración finita, que se puede (o no) propagar a los bloques vecinos. La sucesión de tal movimiento de propagación de bloques se considera como un evento sísmico. El evento termina cuando todos los bloques en el sistema quedan nuevamente en reposo. El desplazamiento de cada bloque en un evento es medido por el desplazamiento de ese bloque durante el comienzo y el término del evento.

En la sismicidad real, existe una ley empírica en que la caída de esfuerzo promedio en un terremoto es casi constante, independiente de la magnitud del evento, por lo que el modelo BK en el régimen casi crítico tiene ventaja, que se manifiesta en la constancia observada de la caída del esfuerzo. En el estudio se asume que la falla es completamente plana, que el material es homogéneo y no depende de la profundidad, que la fuerza de fricción depende solamente de la velocidad, etc. Una de esas suposiciones constituye en emplear una aproximación estática en la simulación del modelo BK, es decir, se asume que la velocidad de propagación de la onda sísmica

es suficientemente mayor que la velocidad de ruptura. En terremotos reales, sin embargo, la velocidad de ruptura es comparable con la velocidad de onda cortante. A pesar de las limitaciones del modelo, el estudio revela que el modelo BK en dos dimensiones reproduce varios aspectos importantes de la sismicidad real.

Este modelo es bastante similar al modelo de resortes ocupado en nuestro trabajo, y además añaden la caída de esfuerzos que utilizamos en la solución del problema continuo. Sin embargo, no proponen una segunda interfase (la inferior) en la placa y basan el modelamiento en las mismas ecuaciones de movimiento empleadas a través de los años en la visión clásica de la carga y descarga de los terremotos de subducción.

Y por último, consideramos también el artículo de Avouac (2015), en el que se describe un modelo cinemático simple en dos dimensiones del ciclo sísmico para el caso particular de terremotos de subducción. El modelo asume que la falla está totalmente bloqueada sobre la zona sismogénica. En el modelo conceptual se asumen dos cosas. Primero que en el periodo intersísmico, la interfase de subducción está completamente bloqueada desde la superficie hasta a una profundidad zd . Segundo es que la tasa de deslizamiento a largo plazo en la interfase es igual a la tasa de convergencia horizontal a lo largo del borde de la placa, con ninguna de las placas experimentando deformación interna inelástica.

Las observaciones sugieren que los patrones de acoplamiento intersísmico en las fallas probablemente persisten a lo largo del periodo intersísmico. Las medidas de tensión (strain) intersísmica, y los patrones de acoplamiento asociados, pueden entonces revelar los parches donde el esfuerzo se está acumulando para ser liberado en rupturas sísmicas futuras. Rupturas sucesivas pueden complementarse entre ellas para que, a largo plazo, la falla deslice a la misma tasa en todas partes. Asumiendo que los terremotos siguen la distribución de Gutenberg-Richter, el modelo provee una manera de limitar las características de los terremotos más grandes. Este enfoque es difícil de aplicar cuando la data de sismicidad cubre solo una fracción del periodo intersísmico. Por esta razón, es que se necesita un enfoque más físico, basado en el modelamiento dinámico del ciclo sísmico.

El modelo predice una distribución bimodal de la sismicidad, con una población de pequeños terremotos confinados a la zona de transición donde el stress crece en el periodo intersísmico y también puede predecir una superposición entre las rupturas sísmicas y la zona de deslizamiento continuo intersísmico y postsísmico. En general, el modelo puede explicar la diversidad de rupturas asociadas a los terremotos y la relativa regularidad y similitud de los eventos más grandes, la ocurrencia de deslizamiento sísmico y asísmico asociado a un evento singular y la observación de que las rupturas sísmicas están, en general, confinadas a zonas de alto acoplamiento.

Este estudio es interesante, ya que la geometría de la falla acepta una interfase inferior, pero no la incluye en los cálculos. Además, parte de la premisa de que la falla en la zona sismogénica está totalmente bloqueada, lo que en la práctica no es completamente real, y asume que el stress se acumula en parches ubicados en el contacto de las placas, diferente al caso de este trabajo, donde el esfuerzo es medido a lo largo de ambas interfases de la placa.

5.2. Conclusiones

El modelo más empleado por los autores a lo largo de los años, para representar la sismicidad en zonas de subducción, utiliza solo el contacto entre la placa continental y la placa oceánica para explicar la ocurrencia de terremotos y de la sismicidad en general. Nuestro modelo es una visión diferente, basada en algunos estudios que también sugieren la presencia de dos interfases, aceptando la existencia de una interfase inferior y más aún, que ésta tiene considerable importancia en el proceso de carga y descarga de terremotos, es decir, en el ciclo sísmico.

Si bien, en el modelo están involucradas las fuerzas de ridge push y slab pull, es esta última la que inicia el movimiento para los dos casos propuestos, siendo así la más importante dentro del modelamiento. Para el caso discreto, el modelo de resortes constituye una aproximación válida para simular el proceso de subducción, cuyos resultados son comparables a la distribución de eventos de Gutenberg-Richter y además, concluimos que las interfases se mueven de forma similar cuando el grado

de interacción entre los bloques unidos entre las interfases superior e inferior por la constante de elasticidad es alto, de manera que, este parámetro influye en el modelo más que, por ejemplo, los valores de fricción estática o fricción cinemática, lo que confirma la importancia de la interfase inferior para el desarrollo de la sismicidad. Sin embargo, el modelo carece de la dependencia espacial continua.

Por su parte, el modelo continuo, basado en las ecuaciones de Okada, nos muestra cambios puntuales en los esfuerzos que actúan en las dos interfases. La interfase inferior se carga de esfuerzo normal y la superior de esfuerzo inverso, aunque también, en alguno de los ejemplos, existe una carga de esfuerzo normal en la zona sismogénica, lo cual se contradice con nuestra hipótesis. No obstante, el modelo si demuestra que las distintas subfallas interactúan fuertemente con las subfallas adyacentes, tanto con las que están en la misma interfase, como con las que están en la interfase opuesta. Otra de las conclusiones que podemos obtener de las Figuras (4.2.11), (4.2.12) y (4.2.13) es que la simulación es consistente en que ambas interfases se mueven en el largo plazo (más de un ciclo sísmico) a la misma velocidad, siendo ésta, la velocidad relativa de placas. El modelo para el caso continuo encaja mejor con la variación del dip que con otros parámetros como la fricción. Aunque en un principio se haya fijado un ángulo de subducción para el margen chileno, se puede concluir que la geometría de la falla juega un rol importante en el modelamiento, y que la fricción quizás juega un papel secundario en el modelo de la falla.

Aunque el modelo esté pensado para una zona de subducción genérica (solo hay que cambiar los valores de los parámetros), llevarlo al caso de la subducción chilena y más específicamente a la zona de estudio (21° a 24° S) nos permite poder comparar nuestros resultados con estudios bien acabados de otros autores para esa zona y así ver que tan preciso es el modelo.

Una completa caracterización de los procesos que actúan en el ciclo sísmico, requieren de mayor desarrollo de los relativamente simples modelos que se presentan aquí, además, los resultados proponen que el proceso de carga es más complejo de visualizar que el proceso de descarga. Caracterizar el ciclo sísmico aceptando la presencia de

dos interfases aún está inconcluso y se puede seguir investigando con estudios donde se añadan nuevas directrices como; confeccionar un modelo 3D, o complementar con la aproximación geofísica al problema, la que involucra las corrientes convectivas del manto entre otros.

Finalmente, existen estudios que sugieren que los cambios de esfuerzos de Coulomb en la falla se pueden aplicar a los modelos de predicción de terremotos, los que se podrían utilizar para evaluar los riesgos relacionados con la actividad sísmica, de manera que sería interesante ahondar en el tema que tiene por propósito este trabajo.

Bibliografía

- Aguirre, L., Bataille, K., Novoa, C., Peña, C., and Vera, F. (2019). Kinematics of subduction processes during the earthquake cycle in Central Chile. *Seismological Research Letters*, 90(5):1779–1791.
- Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999a). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):329–334.
- Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999b). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):329–334.
- Avouac, J.-P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43:233–271.
- Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., and Shapiro, S. (2014). High-resolution image of the north chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, 197(3):1744–1749.
- Bloch, W., Schurr, B., Kummerow, J., Salazar, P., and Shapiro, S. A. (2018). From slab coupling to slab pull: Stress segmentation in the subducting nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 45(11):5407–5416.
- Burridge, R. and Knopoff, L. (1967). Model and theoretical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57(3):341–371.
- Comte, D. and Suárez, G. (1995). Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. *Geophysical Journal International*, 122(2):419–440.

- Forsyth, D. and Uyeda, S. (1975). On the Relative Importance of the Driving Forces of Plate Motion*. *Geophysical Journal International*, 43(1):163–200.
- Kanda, R. V. and Simons, M. (2010). An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B3).
- McCaffrey, R., Qamar, A. I., King, R. W., Wells, R., Khazaradze, G., Williams, C. A., Stevens, C. W., Vollick, J. J., and Zwick, P. C. (2007). Fault locking, block rotation and crustal deformation in the Pacific Northwest. *Geophysical Journal International*, 169(3):1315–1340.
- Mori, T. and Kawamura, H. (2008). Simulation study of the two-dimensional burridge-knopoff model of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B6).
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4):1135–1154.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2):1018–1040.
- Ruegg, J. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, (6):201–243.
- Sato, R. and Matsu'ura, M. (1974). Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium. *Journal of Physics of the Earth*, 22(2):213–221.
- Savage, J. C. (1983). A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6):4984–4996.
- Sieh, K., Ward, S. N., Natawidjaja, D., and Suwargadi, B. W. (1999). Crustal deformation at the sumatran subduction zone revealed by coral rings. *Geophysical Research Letters*, 26(20):3141–3144.
- Sippl, C., Schurr, B., Asch, G., and Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the northern Chile forearc from >100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5):4063–4087.

-
- Spence, W. (1987). Slab pull and the seismotectonics of subducting lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 25(1):55–69.