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



Modelo de deformación post-sísmica asociado al terremoto Tohoku-Oki 9.0 M_w 2011, usando after-slip model y datos GPS.

Diego Molina Ormazabal

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Viernes 31 de Marzo, 2017

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

Modelo de deformación post-sísmica asociado al terremoto Tohoku-Oki 9.0 M_w 2011, usando after-slip model y datos GPS.

Diego Molina Ormazabal

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

> Profesor Guía: Dr. Klaus Bataille B.

Comisión: Dr. Mattew R. Miller., Dr. Andres Tassara O..



Viernes 31 de Marzo, 2017

Índice general

Resumen		9		
1.	Introducción			10
	1.1.	Terren	notos de subducción y ciclo sísmico.	11
	1.2.	Back-s	slip y slab model	12
		1.2.1.	Evidencias que sustentan al Slab Model	14
		1.2.2.	Deformación post-sismica vinculada al terremoto de Japón,	
			2011	18
2.	Hip	ótesis	y Objetivos	22
	2.1.	Hipóte	esis	23
	2.2.	Objeti	ivos	23
3.	Mai	rco Teo	órico	25
	3.1.	Soluci	ones analíticas Okada., 1985.	26
		3.1.1.	Geometría de Okada	26
		3.1.2.	Soluciones analíticas de Okada para obtener desplazamien-	
			tos superficiales debido a dislocaciones elásticas da una falla	
			finita.	28
		3.1.3.	Caracterización geométrica a partir de las ecuaciones de	
			Okada	30
4.	Met	todolog	gía	35
	4.1.	Datos.	~	36
		4.1.1.	Tratamiento de datos GPSs terrestres	36
		4.1.2.	Tratamiento de datos GPS/Acústicos	42
		4.1.3.	Catálogo de sismicidad	43
	4.2.	Invers	ión	44
		4.2.1.	Geometría zona de subducción de Nankai	45
		4.2.2.	Minimización del deslizamiento	47
		4.2.3.	Suavización del deslizamiento	48
		4.2.4.	Selección de λ para regularización	49

5.	Resultados			53	
	5.1.	Distribución anual after-slip		54	
		5.1.1.	Deslizamiento acumulado 2011-2015	58	
		5.1.2.	Sismicidad v/s After-Slip	60	
		5.1.3.	Inversión considerando componentes verticales	61	
		5.1.4.	Inversión utilizando componentes verticales con desplaza-		
			mientos mayores al error asociado.	63	
		5.1.5.	Test de Resolución	64	
6.	Dise	cusión	y Conclusión	67	
6.1. Distribución complementaria del slip co-sísmico y post-sí					
	6.1.	Distril	bución complementaria del slip co-sísmico y post-sísmico,		
	6.1.	Distril consid	bución complementaria del slip co-sísmico y post-sísmico, erando sólo componentes horizontales	68	
	6.1.	Distril consid 6.1.1.	bución complementaria del slip co-sísmico y post-sísmico, erando sólo componentes horizontales	68 69	
	6.1.	Distril consid 6.1.1. 6.1.2.	bución complementaria del slip co-sísmico y post-sísmico, erando sólo componentes horizontales	68 69 69	
	6.1.	Distril consid 6.1.1. 6.1.2. 6.1.3.	 bución complementaria del slip co-sísmico y post-sísmico, erando sólo componentes horizontales	68 69 69 70	
	6.1.	Distril consid 6.1.1. 6.1.2. 6.1.3. 6.1.4.	 bución complementaria del slip co-sísmico y post-sísmico, erando sólo componentes horizontales. Modelación velocidades horizontales e implicancias. Modelación usando componentes horizontales y verticales. Deslizamientos en la interfase inferior. Ciclo sísmico 	68 69 69 70 73	

Índice de figuras

1.1.	Esquema de una zona de subducción	11
1.2.	Esquema representativo de Back-slip-model	13
1.3.	Modelo de placa	14
1.4.	Sección transversal de sismicidad localizada bajo Japón. Igarashi	
	et al., 2001	15
1.5.	Resultados relocalización de sismos. Brudzinski et al., 2007	16
1.6.	Estudio sismicidad Bloch et al., 2014	17
1.7.	Sun et al., 2014 1	19
1.8.	Sun et al., 2014 2	20
3.1.	Geometría de Okada propuesta en 1985.	26
3.2.	Esquema de rotación de coordenadas cartesianas a las direcciones	
	este-norte propuesto por Okada., 1985	32
4.1.	Distribución estaciones GPS emplazados sobre la isla de Japón.	36
4.2.	Serie de tiempo de estaciones GEONET	37
4.3.	Ajuste lineal anual para series de tiempo observadas en tierra. $\ . \ .$	38
4.4.	Desplazamientos observados no corregidos, durante el periodo de	
	2011-2016	41
4.5.	Series de tiempo estaciones GPS/Acústicas.	43
4.6.	Modelo de placa en el cual se basa la construcción de un modelo	
	de falla finita.	45
4.7.	Cambio en la profudidad y dip del plano de falla (slab model)	46
4.8.	Esquema representativo del Laplaciano suavizador.	49
4.9.	Curvas de regularización para año 2011	52
5.1.	Serie temporal del after-slip	56
5.2.	Deslizamiento acumulado 2011-2015 utilizando componentes hori- zontales.	59
5.3.	Deslizamiento acumulado superpuesto con la sismicidad registrada	
	durante el periodo 2011-2015.	60
5.4.	Inversión con componente vertical.	61
0.4.		01

5.5.	Inversión con componentes verticales cuya magnitud superan los	
	0.1 metros	63
5.6.	Test de resolución chessboard	65
0.1		
6.1.	Deslizamiento acumulado superpuesto con la sismicidad registrada	
	durante el periodo 2011-2015. \ldots	71
6.2.	Esquema que resume el posible funcionamiento mecánico de la in-	
	terfase inferior.	71
6.3.	Esquema que representaría la evolución espacio-temporal de mo-	
	vimientos asociados a una zona de subducción	72
6.4.	Esquema que representaría la evolución espacio-temporal de mo-	
	vimientos asociados a una zona de subducción	74

Índice de cuadros

4.1.	Coordenadas de GEONET utilizadas	37
4.2.	Ventanas temporales a invertir	38
4.3.	Polo de Euler de Okhotk respecto a ITRF2005	39
4.4.	Posición estaciones marinas	42
4.5.	Constantes λ_1 y λ_2 utilizadas para la inversión de una ventana de	
	tiempo en particular. \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots	51

Resumen

El 11 de marzo de 2011, en la región de Tohoku-Oki, Japón, un enorme terremoto sacudió al país nipón, con una magnitud de momento de 9.0 M_w (USGS). La deformación post-sísmica relacionada a este gran sismo ha logrado ser cuantificada a través de la densa y amplia red de monitoreo GPS, GEONET, además de 7 estaciones submarinas emplazadas sobre lo que fue el área de ruptura del terremoto.

Inmediatamente luego de ocurrido el mainshock, un movimiento en dirección al continente fue registrado por las estaciones GPS aledañas a la fosa, lo que era un fenómeno poco conocido, debido a la nula cobertura de datos en lo que respecta al subsuelo marino. Para explicar tal proceso, diversos autores (Sun et al., 2014) proponen que una participación de la relajación visco-elástica del manto superior, ha influeciado tales observaciones, las cuales no han logrado ser reproducidas utilizando solo modelos que contemplan after-slip.

Nosotros hemos construido un modelo de falla finita, pero realizando la incorporación de una interfase inferior, con el fin de otorgarle mayor sentido físico al modelo. Mediante las soluciones analíticas de Okada, y utilizando solo after-slip, hemos logrado recuperar deslizamientos acumulados entre los años 2011-2016 de más de 6 metros, tanto para la interfase superior como inferior.

Sería la contribución de la segunda interfase, la que en parte explicaría los movimientos en dirección al este de las estaciones marinas, además de la subsidencia observada en éstas. Esta nueva conjunción de dos planos de falla en una zona de subducción, rompe con el paradigma de asumir que todo los procesos de carga y descarga de estreses se condensan en el megathrust, y nos da una visión diferente de como se comportaría una zona de subducción a lo largo del ciclo sísmico. Capítulo 1

Introducción

1.1. Terremotos de subducción y ciclo sísmico.

Las zonas de subducción son ambientes geotectónicos en los cuales tienen protagonismo dos placas, una oceánica y otra continental. Éstas interactúan de manera que la placa oceánica subducta a la continental, desplazándose bajo ésta, hacia el interior del manto terrestre. La interacción entre ambas placas lleva consigo un sin fin de procesos y fenómenos, tales como los terremotos de subducción, los cuales de manera simple podrían definirse como una perturbación en el medio, que libera grandes cantidades de energía súbitamente. Dicha perturbación ocurriría en la interfase de las placas tectónicas mencionadas en las líneas anteriores. Estos terremotos se desarrollan en diferentes profundidades; someras de 0 a 40 kilómetros, intermedias de 80 a 140 kilómetros y profundas sobre los 500 kilómetros. Los terremotos más superficiales son el caso de estudio de este trabajo. Éstos traen consigo una gran deformación superficial, la cual gracias a las amplias y densas redes de monitoreo sísmico, puede ser cuantificada. Esta información una vez procesada dentro de un set de datos, puede ser aplicada a diferentes modelos, los que buscan realizar una descripción realista de los procesos que envuelven a los terremotos en sí.



Figura 1.1: Esquema representativo de una zona de subducción.[es.wikipedia.org])

Se ha logrado demostrar que existen etapas temporales que anteceden y suceden a los mega sismos, las cuales han sido definidas como las etapas inter-sísmica, co-sísmica y post-sísmicas.

La fase inter-sísmica consiste básicamente en la acumulación de estreses producida por un acople entre dos placas, lo que impide un deslizamiento libre de la placa subductante hacia mayores profundidades, ocasionando a la vez gran deformación que puede cuantificarse en superficie. Esta parte del proceso de carga de estreses, tiene escalas temporales de decenas a cientos de años.

Sucediendo al inter-sísmico, tiene lugar la fase co-sísmica, la que corresponde a la abrupta liberación de energía en todas las direcciones, liberándose la mayoría de los estreses acumulados durante la fase inter-sísmica, generando por lo tanto gran deformación en el medio. La escala de tiempo en que ocurre el co-sísmico varía desde los segundos a minutos.

Finalmente se da paso a la fase post-sísmica, la cual consiste en la descarga casi total del estrés que no logró liberarse en el co-sísmico, pero de forma gradual. Los patrones de deformación son similares a la etapa co-sísmica, pero de menor magnitud y de una mayor escala de tiempo. Parte de los mecanismos que pueden inducir a la deformación post-sísmica son i) la relajación viscoelástica del manto, ii) la presión poro-elástica y iii) el after-slip debido a una relajación elástica de las placas involucradas (Hsu et al., 2006 ; Jonsson et al., 2003 ; Freed 2007, Sun T. et al., 2014). Es importante destacar que es esta parte del ciclo sísmico, la fase post-sísmica, la que será estudiada a lo largo de este trabajo.

1.2. Back-slip y slab model.

Grande es el ímpetu científico por querer comprender de mejor manera los procesos que envuelven los grandes terremotos de subducción. Así lo demuestra el esfuerzo que hay por recolectar datos de primer nivel, con el fin de poder realizar detallados análisis de estos grandes eventos sísmicos. Actualmente la geodesia está a la vanguardia en esta línea. Utilizando sofisticadas técnicas e instrumental satelital y GPS terrestre, se ha logrado hacer registro de los desplazamientos superficiales durante las diferentes etapas del ciclo sísmico, entregándonos valiosos set de datos. Sin embargo, para poder interpretar éstos, se necesitan modelos realistas que puedan reflejar físicamente los procesos que estarían aconteciendo en las zonas de subducción.

Actualmente, uno de los modelos de falla finita más utilizados para describir la geometría de una zona de subducción es el Back-Slip Model, el cual fue propuesto por Savage., 1983. Savage sostiene que el ciclo sísmico puede ser modelado a través de dos soluciones, una estacionaria y otra suplementaria. La primera de éstas, se basa en el supuesto de que el slab subducta libremente hacia la astenósfera. Mejor dicho aún, esta solución estacionaria habla de un promedio de lo que debiese moverse la placa subductante en el tiempo, según la tasa de convergencia de ésta. Por otra parte, la solución suplementaria estaría representada por un fallamiento de tipo normal en la zona sismogénica, el cual generaría la acumulación de esfuerzos en el tiempo, proporcionando entonces una zona acoplada, la cual podría permitir movimientos de tipo inverso, para liberar el estrés acumulado por la falla normal. No obstante, este simple modelo, y que a la vez logra reproducir las observaciones con un buen ajuste, carece de sentido físico y deja de lado muchos procesos que involucran a la subducción.



Figura 1.2: Se muestran las soluciones propuestas por Savage para describir el ciclo sísmico. La imagen superior izquierda describe la solución estacionaria y la imagen superior derecha muestra la solución suplementaria. La imagen inferior es la superposición de ambas soluciones.

El modelo presentado por Savage implica que la acumulación de estreses no es ocasionada por el estado estacionario en ningún caso, sino que más bien es sólo producto de una zona acoplada proporcionada por un fallamiento tipo normal, el que es otorgado por la solución suplementaria. Savage además indica bajo estas consideraciones, que el periodo de carga y descarga de un terremoto, es el inverso uno del otro. La propuesta de este autor incluso plantea la existencia de un solo plano de falla. Debido al poco sentido físico que proporciona el modelo del Backslip-model, es que para este trabajo se utilizará el modelo de placa o slab model, el cual puede ser revisado en Bataille., 2016 y el que ha sido empleado por varios autores; Novoa C., 2015 y Vera F., 2016, logrando éstos reproducir con un buen ajuste, las observaciones GPS tanto para el periodo inter-sísmico y co-sísmico.

Tal como se aprecia en la Figura 1.3, existen 5 zonas dentro del modelo de placa, las cuales son fallas de tipo inverso (A y C), además de fallas de carácter normal (B, D y E). La falla E corresponde a parte del slab que aún no subducta, y que de igual forma tiene impacto en los desplazamientos observados en el continente y se mueve a una velocidad igual a la tasa de convergencia. De manera similar ocurre para las fallas C y D, las que se ubican a mayor profundidad y también permiten deslizamientos a velocidades igual a la de convergencia. Los movimientos que se originan en los planos C, D y E tienen un efecto considerable en los registros GPS observados en superficie, lo cual debe tomarse en cuenta al momento de realizar distintos análisis.



Figura 1.3: Esquema representativo del slab model donde se aprecian las fallas inversas A y C, además de las fallas normales B, D y E.

El slab model, como se logra evidenciar, es sencillo, pero consigue describir la realidad de una zona de subducción mejor que lo introducido por Savage., 1983. La más trascendente implicancia del slab-model, es que se considera como parte del sistema a la interfase inferior de la placa, existiendo entonces ahora dos planos de falla, uno inverso y otro normal. Éste último podría participar y contribuir de forma directa a los desplazamientos observados en superficie.

1.2.1. Evidencias que sustentan al Slab Model

Varias son las publicaciones que establecen la presencia de una zona de subducción con doble banda de sismicidad, lo que a la vez constituye una de las grandes interrogantes en las ciencias de la Tierra, ¿Qué ocasiona la existencia de dos planos de sismicidad diferentes?. Igarashi et al., 2001 lleva a cabo un trabajo en Japón que consiste en la relocalización de los hipocentros de todos los sismos cuya magnitud era menor o igual a 5, los cuales habían sido registrados por una red de localización de microsismos pertenenciente a la Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruption. Asimismo obtiene los mecanismos focales de cada uno de estos micro-sismos, empleando la técnica llamada "master solution method". Igarashi aplicó este método a las amplitudes de las ondas P y SH, lo que en efecto culminó con 1106 soluciones de mecanismos focales. El catálogo de sismos que se utilizó tiene una escala temporal que abarca aproximadamente 6 años, específicamente comenzando en abril de 1992 hasta agosto de 1998. Parte de los resultados radican en el hallazgo de sismos con bajo ángulo, del tipo falla inversa (LT) y downdip compression (DC) a profundidades entre los 40 y 70 kilómetros cerca del frente asísmico. Más aun, se captan sismos de carácter normal (NF) a profundidades de 70 kilómetros sobre una delgada capa sobre la interfase superior. Por otro lado, bajo esta misma región, se observan además, eventos de downdip extension (DE) separados aproximadamente por un ancho que varía entre los 30 y 40 kilómetros.



Figura 1.4: En la imagen A se observan los tipos de sismos ubicados en distintas zonas donde DC : Downdip Compression, DE : Downdip Extension, NF : Normal Failure y LT : Thrust failure. En la imagen B se observa la relocalización de los hipocentros de los sismos. Imagen Igarashi et al., 2001.

A pesar de que aproximadamente hace 40 años se comenzó a observar una zona de doble sismicidad en la zona de subducción de Japón (Hasegawa et al., 1978), el mecanismo o las causas que están detrás de ésta, aún están bajo debate. Muchos han sido los intentos por determinar si estas regiones, tambien denominadas como "dobles zonas de Benioff", son una característica particular de algunos ambientes geotectónicos, o es algo que está presente de manera global en diferentes zonas. Es así, como Brudzinski et al., 2007 asevera que esta doble zona de sismicidad es algo inherente a todas las zonas de subducción y que dichos planos de sismicidad, para el caso de Japón, están distanciados por una separación de 30 kilómetros, y que cualquier zona que tenga un arreglo sísmico con una buena precisión en localizar hipocentros, será capaz de observar dicha banda. El estudio de Brudzinski consistió en determinar la distribución de eventos a lo largo de la dirección del slab-normal.



Figura 1.5: Se observa en la parte superior de las imágenes A, B y C los catálogos de sismicidad utilizados para el caso de Japón, mientras que en la parte inferior ya se muestran los datos sísmicos rotados a la componente normal del slab. Se nota claramente la presencia de una doble zona de sismicidad sin antes haber realizado una rotación de las coordenadas (Brudzinski et al., 2007.).

Brudzinski menciona que estas dobles zonas de Benioff nos proveen de una oportunidad única para desenigmar procesos que están llevandose a cabo en las zonas de subducción, pues los modelos que se están construyendo en la actualidad, deben explicar sismos en dos diferentes planos. Su estudio se enfocó primordialmente en determinar las distancias que caracterizaban estos dos planos de sismicidad, y concluyó que esta separación puede ser precisada tanto por distribuciones de estaciones esparcidas de manera local, como también por catálogos de actividad sísmica global. En esta investigación se tomaron diferentes catálogos de sismicidad (1 local y 2 globales), y el sistema de coordenadas de la sismicidad extraída fue rotado a dos componentes, a la slab-normal y down-dip. Luego se computó toda la sismicidad que existía en la dirección slab-normal en grillas de 4 kilómetros de ancho y se analizó si la sismicidad presentaba una distribución multimodal. Luego si la distribución era bimodal, se calculaba la distancia entre ambos clusters. Sus resultados mostraron que existían zonas que incluso sin hacer la rotación de coordenadas, podían mostrar una zona de doble sismicidad, tal cual como Japón, más aun, al utilizar catálogos globales, estos también eran capaces de evidenciar una zona doble de Benioff.

Finalmente luego de analizar 30 segmentos distintos, entre éstos, 16 zonas de subducción (Alaska, Aleutians, Central America, Kurile-Kamchatka, Izu-Bonin, Japan, Mariana, Nazca, New Britain, New Hebrides, New Zealand, Philippines, Ryukyu, Sumatra, Sunda, y Tonga), llegó a la conjetura de que la doble zona de sismicidad es constitutiva de cada zona de subducción, y que la variación en su ancho está directamente relacionada con las propiedades termales y edad de la placa involucrada. Es así como para placas con edad de 12 millones de años, se presentaba una zona doble de Benioff con una separación de 8 kilómetros entre ambos planos de sismicidad, mientras que para placas cuya edad era cercana a los 160 millones de años, exhibían una doble banda de sismicidad, pero con una separación de 40 kilómetros.



Figura 1.6: a) En azul la sismicidad asociada al slab. En verde la sismicidad vinculada a la corteza continental. b) Interpretación de la distribución de sismos en la imagen a). Las estrellas amarillas muestran la sismicidad, flechas curvas azules revelan movimiento de fluidos, mientras que las líneas rojas indican la reflectividad (W. Bloch et al., 2014).

En relación al margen de subducción chilena, un estudio focalizado en la localización de sismicidad, se llevó a cabo en una región situada al norte de Chile, la cual reveló una distribución de sismos que pareciera apoyar lo establecido por Brudzinski et al., 2007. El trabajo radicó en localizar más de 5500 eventos cuya magnitud fuese $> 0.5M_1$, a través de un arreglo sísmico emplazado 150 kilómetros aproximadamente, al sur de la ciudad de Iquique. La investigación mostrada en W. Bloch et al., 2014, consta de datos de sismicidad obtenidos mediante dos diferentes arreglos de estaciones sismológicas, las cuales registraron eventos en dos distintas ventanas de tiempo. La primera comienza en noviembre de 2005 y se prolonga hasta noviembre de 2009 y la última contempla desde marzo de 2010 a marzo de 2012. El primer plano puede advertirse de forma clara a profundidades entre 30 y 50 kilómetros, y correspondería a la interfase superior de placas. La siguiente zona sísmicamente activa se aprecia notoriamente a profundidades de 45 y 50 kilómetros, dentro del manto litosférico desplazandose hacia abajo. Por último, puede evidenciarse una tercera banda de sismicidad en dirección normal a la interfase superior de placas, distanciada de ésta 8 kilómetros, limitando lo que sería la estructura de la corteza oceánica. Distintas son las factibles interpretaciones o explicaciones para tales regiones sísmicamente activas, pero mayor inclinación pareciera tener el autor hacia la presencia de fluidos, debido al fracturamiento del slab subductante y deshidratación de minerales.

1.2.2. Deformación post-sísmica vinculada al terremoto de Japón, 2011.

El 11 de marzo del año 2011 a las 5:46 UTC, un gigante terremoto sacudió la región de Tohoku en Japón, cuya magnitud fue de $M_w = 9$ (USGS) y se desarrolló cercano al límite entre las placas del Pacífico y Okhotk. La fase co-sísmica de este terremoto fue monitoreada por la Global Navigation Satellite Systems Earth Observation Network, GEONET, la cual es una densa y amplia red de instrumental GPS. Por otro lado, este gran evento sísmico fue registrado por estaciones de posicionamiento GPS/A, las cuales están desplegadas en el fondo marino cercano a la fosa, y las que son manipuladas por la guardia costera de Japón.

Para este terremoto se observaron desplazamientos superficiales en la isla con magnitudes superiores a 5 metros, mientras que alejado a la costa se registraron desplazamientos mayores a 30 metros. Para el caso de la componente vertical, cerca de la costa se observó una subsidencia de más de 2 metros, de manera contraria, cerca de la fosa, se registró un alzamiento superior a 4 metros. Vera., 2016 utilizando un modelo de slab-model, con pequeñas variaciones en la geometría respecto al utilizado en este estudio, consiguió modelar con un bajo residual los desplazamientos superficiales, logrando recuperar deslizamientos superiores a 60 metros en la interfase superior, y mayor a 30 metros en la interfase inferior.

Por otro lado, la deformación post-sísmica asociada a este gigantesco sismo ha

sido monitoreada por las mismas estaciones mencionadas en el párrafo anterior, existiendo 5 años de registro diario por GEONET y 5 años de observaciones por las estaciones GPS/Acústicas, pero estas últimas disponen de registros cada 3 meses o más. Algo particular y nunca antes visto, debido a la poca cobertura de datos cerca de la fosa, es una tendencia de movimiento hacia la costa en este lugar, y una clara subsidencia durante estos últimos 5 años. Al contrario de lo que ocurre en tierra, donde existe un claro movimiento hacia la fosa, además de un alzamiento cerca de la costa.



Figura 1.7: En la imagen de la izquierda se exhibe la distribución del deslizamiento co-sísmico y la modelación de las observaciones superficiales. Al lado derecho se aprecia la distribución de deslizamiento post-sísmico y la modelación de las observaciones utilizando after-slip y modelo de deformación viscoelástica (Sun et al., 2014).

Una forma de explicar estos desplazamientos superficiales, es el supuesto de que entre sus causales, es la relajación viscoelástica la que ha prevalecido ante un menor aporte de after-slip. Sun et al., 2014 propone que una ruptura asimétrica del terremoto de Japón, induciría una gran cantidad de tensión en la placa superior, mayor que en el slab subductante. Luego, la asimetría en la distribución del estrés en la zona de ruptura, es acompañada por un incremento heterogéneo del estrés en el resto del sistema elástico. Finalmente como el manto se comporta de modo viscoelástico luego del terremoto, la gran tensión de la placa superior empuja el área cercana a la fosa hacia la isla (Figura 1.5).

Sin embargo, no todas las observaciones post-sísmicas consiguen ajustarse adecuadamente a las observaciones, sugiriendo que el modelo no considera ciertas aproximaciones. De hecho, Sun et al., 2014 menciona que lo único que podría ocasionar desplazamientos en dirección a la isla sin considerar viscoelasticidad, sería un after-slip somero. Ésto sí podría ser proporcionado por el modelo de placa mostrado en la Figura 1.2. A pesar de todas las evidencias indicadas en los párrafos anteriores, modelos de falla finita que incorporen, dentro de sus geometrías, la existencia de un segundo plano de falla que pudiese contribuir a los desplazamientos observados en la superficie, no abundan dentro de la literatura. Es por esto, que el admitir una segunda zona de deformación es lo que se propone dentro de esta investigación.



Figura 1.8: La imagen a representa el modelo 2-D propuesto por Sun et al., 2014, en el que la línea naranja representa la ruptura asimétrica del terremoto, las flechas blancas divergentes representan la mayor tensión en la placa superior y puntos de colores representan posiciónn sobre la isla (rojo), cercano a la fosa (verde) y en la placa subductante (azul). La imagen b representa los movimientos ocasionados en los puntos rojo, verde y azul de la imagenaA. Finalmente en c se muestra el modelo 3-D del terremoto de Tohoku-Oki (Sun et al., 2014).

Pareciera de gran importancia la presencia de una doble zona de carácter frágil, que no necesariamente debe coincidir con la interfase inferior de placas. Así lo muestra Vera., 2016, el cual hace uso del modelo de placas, para obtener las velocidades inter-sísmicas asociadas al terremoto de Tohoku-Oki, cuyos resultados apuntan como fuente principal de carga de estrés, a la interfase inferior, indicando un acople casi total del megathrust. Del mismo modo ocurre para el periodo co-sísmico, donde haciendo uso también de un modelo elástico (Okada., 1985), se recuperan deslizamientos en la interfase superior, como también, una pequeña región con slips asentada en la interfase inferior.

En efecto, en consideración de las líneas anteriores, este trabajo hará uso del slab model, esquematizado en la Figura 1.3, para ser aplicado a un modelo de falla finita, y así conseguir la distribución de after-slip ligado al mainshock de Tohoku-Oki, para posteriormente, plantear una nueva hipótesis respecto a cómo sería la evolución del ciclo sísmico, en relación a los procesos de carga y descarga de estreses.

Capítulo 2 Hipótesis y Objetivos

2.1. Hipótesis

Este estudio se desarrollará bajo la conjetura de que la deformación postsísmica vinculada al terremoto de Tohoku-Oki 2011, puede ser representada como primera aproximación, a través de un modelo elástico (Okada. Y, 1983), el que será implementado para la construcción de un modelo de falla finita. Dicho modelo será integrado por dos principales planos de falla, uno superior, el cual estará condicionado a permitir sólo deslizamiento de carácter inverso, y otro inferior, el que estará supeditado a sólo admitir deslizamientos de tipo normal.

2.2. Objetivos

Esta tesis procederá con su desarrollo, bajo la premisa de que una interfase inferior también aporta a los desplazamientos observados en superficie. Bajo esta perspectiva, sería lógico entonces contar con deslizamientos de tipo normal durante la fase post-sísimica asociada al mainshock de 2011 en Japón. En base a esto mismo, lo que se busca con el modelo de placa, más que reproducir las observaciones y estudiar algún fenómeno superficial, es indagar en los procesos físico-mecánicos que estarían presentes durante la mayor parte del ciclo sísmico.

Podemos desglosar la línea de trabajo en 6 principales ejes.

- Recopilación de datos GPS/Acústicos (GPS/A).
- Tratamiento de los datos y cambio de sistema de referencia.
- Elaborar modelo de falla finita utilizando geometría de Okada., 1985.
- Otorgar realismo a dicho modelo mediante la asignación de una curvatura representativa del slab en Japón (Hayes et al., 2012). Esto implica una variabilidad de la profundidad proporcional a los valores asignados de dip a diferentes subfallas.
- Realizar inversiones con el fin de recuperar deslizamientos ocurridos durante la fase post-sísmica.
- Determinar implicancias de los resultados, y su relación directa con los deslizamientos recuperados para las demás fases del ciclo sísmico, los que son propuestos por Vera., 2016, el cual utilizó un modelo de similares características al que se empleó en esta investigación.

Luego, el propósito de este trabajo, puede resumirse en determinar la fuente de desplazamientos post-sísmicos observados en la región japonesa, la que comprende desde los 35° a 41° de latitud y desde los 137.5° a 144° de longitud. Dichos registros, poseen una escala temporal que comienza en marzo de 2011 y se prolonga hasta marzo de 2016. Lo anterior, se efectuará mediante la implementación de un modelo de falla finita, el cual será parametrizado con las soluciones analíticas introducidas por Okada, 1985, asumiendo entonces un comportamiento elástico de la Tierra, estando ésta representada por un semi espacio homogéneo. Capítulo 3

Marco Teórico

3.1. Soluciones analíticas Okada., 1985.

Hasta hace pocos años atrás, en el ámbito de las geociencias, existía un déficit de métodos matemáticos que pudiesen ligar un campo de desplazamiento superficial, a alguna fuente en particular. No obstante en el año 1985, el geofísico japonés, Yoshimitsu Okada, introdujo a la literatura geocientista, lo que actualmente es una de las metodologías más empleadas en la modelación de fallas geológicas y sus respectivos campos de desplazamientos.

3.1.1. Geometría de Okada



Figura 3.1: Representación del modelo geométrico introducido en por Okada en 1985. Se aprecia que el marco de referencia (x,y,z) es dependiente del manteo y buzamiento de la falla. S1 representa deslizamientos en sentido del strike, S2 en sentido del dip y S3 deslizamientos verticales, -d representa la profundidad, W el ancho de falla y L el largo de ésta. δ representa el ángulo de buzamiento.

Okada., 1985, computó y consiguió soluciones analíticas que expresaban la magnitud y dirección de los desplazamientos superficiales, considerando como fuente de deformación, deslizamientos asociados a diferentes tipos de fallas. Para tal tarea, desarrolló su teoría considerando la Tierra como un semi espacio elástico y homogéneo.

La investigación de Okada trajo consigo un sin fin de avances en geología, geofísica y otras ramas, pues ha logrado proporcionar un mejor entendimiento entre los procesos que ocurren en profundidad y lo que nosotros podemos presenciar en superficie. De gran trascendencia son los resultados de Yoshimitsu al momento de querer estudiar los procesos de carga y descarga de estreses en alguna zona de subducción, independiente de que su trabajo sólo funciona bajo el supuesto de que el medio se comporta de manera elástica. El comprender como es la interacción mecánica entre grandes fallas, como lo son una zona de subducción, y su efecto en la evolución espacio-temporal del ciclo sísmico, es una de las aproximaciones que podemos conseguir haciendo uso de las soluciones homogéneas de Okada., 1985. Parte de la metodología y consideraciones utilizadas en su trabajo, es detallado de mejor forma en el presente capítulo.

Para una falla finita de largo L y ancho W, el campo de deformación puede ser calculado tomando en cuenta las siguientes consideraciones:

Utilizar $(x - \xi')$, $(y - \eta' \cos \delta)$ y $(d - \eta' \sin \delta)$ en lugar de (x, y) y d, en las soluciones para una fuente puntual descrita en Okada, 1985, además de realizar la siguiente integral.

$$\int_0^L d\xi' \int_0^W d\eta' \bigg\}$$
(3.1)

Luego siguiendo la metodología descrita en Sato and Matsúra, 1974, es más conveniente, para efectos del álgebra, realizar el siguiente cambio de variables tal como se describe a continuación.

$$\begin{aligned} x - \xi' &= \xi \\ p - \eta' &= \eta \end{aligned}$$
 (3.2)

Entonces la ecuación a resolver es la siguiente:

$$\int_{x}^{x-L} d\xi' \int_{p}^{p-W} d\eta' \bigg\}$$
(3.3)

Finalmente en la siguiente sección, los resultados se mostrarán de forma condensada, expresándose éstos en la notación de Chinnery's, la cual se enuncia a continuación:

$$f(\xi,\eta) \| = f(x,p) - f(x,p-W) - f(x-L,p) + f(x-L,p-W) \Big\}$$
(3.4)

3.1.2. Soluciones analíticas de Okada para obtener desplazamientos superficiales debido a dislocaciones elásticas da una falla finita.

Como se dijo en las secciones anteriores, gran es la cobertura tecnológica actual en cuanto al registro de fenómenos geofísicos, en particular, a la observación del ciclo sísmico mediante instrumental GPS. El uso de esta herramienta geodésica nos brinda el campo de desplazamientos superficiales emplazado en alguna región determinada. Estos desplazamientos podrían ser generados debido a dislocaciones elásticas que tendrían lugar en la interfase de placas en una zona de subducción. Tal supuesto nos facultaría para obtener una aproximación del deslizamiento, relacionado a la interacción de dos placas tectónicas, en particular para este estudio, el deslizamiento entre las placas de Pacífico y Okhostk. Sin embargo, se requiere de expresiones matématicas que nos puedan otorgar un vínculo directo entre los deslizamientos que ocurren en profundidad, y los desplazamientos en superficie. De este modo, las soluciones analíticas de Okada nos suministran una correspondencia directa entre deslizamientos que ocurren en la interfase de placas y desplazamientos en superficie.

A continuación se presentan las expresiones matemáticas que nos muestran la dependencia directa que hay entre parámetros de la falla, tales como su strike, dip, profundidad y el deslizamiento de éstas, con los movimientos superficiales. Notar que estas ecuaciones vienen compactadas en la notación de Chinnery's la cual se mostró anteriormente. Además mencionar que estas expresiones representan los desplazamientos superficiales tanto debido a deslizamientos en sentido del strike (S1) y del dip (S2).

Los desplazamientos en sentido del strike (S1) estarán dados por las expresiones (u_{xs}, u_{ys}, u_{zs}) . Los desplazamientos en sentido del ángulo de buzamiento o dip son indicados por (u_{xd}, u_{yd}, u_{yz}) .

Para el desplazamiento superficial con deslizamiento en la dirección del rumbo (S_1) ,

$$u_{xs} = -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R+\xi)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \right] \left| \right|$$
$$u_{ys} = -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \frac{q\cos\delta}{R+\eta} + I_2 \sin\delta \right] \left| \right|$$
$$u_{zs} = -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \frac{q\sin\delta}{R+\eta} + I_4 \sin\delta \right] \left| \right|$$
$$(3.5)$$

Para el desplazamiento superficial con deslizamiento en la dirección del manteo (S_2) ,

$$u_{xd} = -\frac{S_2}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \left| \right|$$
$$u_{yd} = -\frac{S_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \left| \right|$$
$$u_{zd} = -\frac{S_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \left| \right|$$
$$(3.6)$$

Entonces la ecuación (3.5) y (3.6) exponen la dependencia directa que hay entre los desplazamientos superficiales, y las propiedades geométricas de la falla, tales como el dip δ , y los deslizamientos S1 y S2. Estas ecuaciones nos proveen una descripción detallada de la geometría que dominaría al interior de una zona de subducción. Por otra parte, en las ecuaciones (3.7) y (3.8) se logra evidenciar de forma explícita las propiedades elásticas que representan al medio elástico y homogéneo sobre el cual se basan las soluciones análiticas de Okada, las cuales puede ser descritas a través de dos importantes constantes. Estas son las constantes de Lamé λ y μ . Los términos que constituyen los enunciados (3.5) y (3.6) se desglosan a continuación:

$$I_{1} = \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \left[\frac{-1}{\cos \delta} \frac{\xi}{(R + \tilde{d})} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_{5}$$

$$I_{2} = \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \left[-\ln(R + \eta) \right] - I_{3}$$

$$I_{3} = \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \left[\frac{1}{\cos \delta} \frac{\tilde{y}}{(R + \tilde{d})} - \ln(R + \eta) \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_{4}$$

$$I_{4} = \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \frac{-1}{\cos \delta} \left[\ln(R + \tilde{d} - \sin \delta \ln(R + \eta)) \right]$$

$$I_{5} = \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \right\}$$
(3.7)

у

$$p = y \cos \delta + d \sin \delta$$

$$q = y \sin \delta - d \cos \delta$$

$$\tilde{y} = \eta \cos \delta + q \sin \delta$$

$$\tilde{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta$$

$$R^{2} = \xi^{2} + \eta^{2} + q^{2} = \xi^{2} + \tilde{y}^{2} + \tilde{d}^{2}$$

$$X^{2} = \xi^{2} + q^{2}$$

$$(3.8)$$

Ahora, las ecuaciones (3.5) y (3.6) pueden ser reescritas a través de la formulación de un deslizamiento neto, el cual sería producto tanto de las contribuciones de deslizamientos en sentido del strike ϕ como también del dip δ

$$\begin{array}{l}
S1 = S\cos\lambda\\S2 = S\sin\lambda\end{array}\right\}$$
(3.9)

donde λ es el ángulo en sentido del deslizamiento o rake.

Entonces, reemplazando las relaciones expresadas en las ecuaciones (3.9), en las ecuaciones (3.5) y (3.6), se obtiene que los desplazamientos en superficie originados por deslizamientos en la dirección del rumbo son:

$$u_{xs} = -\frac{S\cos\lambda}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R+\xi)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin\delta \right] \left| \right|$$

$$u_{ys} = -\frac{S\cos\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \frac{q\cos\delta}{R+\eta} + I_2 \sin\delta \right] \left| \right|$$

$$u_{zs} = -\frac{S\cos\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \frac{q\sin\delta}{R+\eta} + I_4 \sin\delta \right] \left| \right|$$
(3.10)

y los desplazamientos generados debido a deslizamientos en la dirección del dip son:

$$u_{xd} = -\frac{S\sin\lambda}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin\delta\cos\delta \right] \left\| \right|$$
$$u_{yd} = -\frac{S\sin\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos\delta\tan^{-1}\frac{\xi\eta}{qR} - I_1 \sin\delta\cos\delta \right] \left\| \right|$$
$$u_{zd} = -\frac{S\sin\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos\delta\tan^{-1}\frac{\xi\eta}{qR} - I_5 \sin\delta\cos\delta \right] \left\| \right|$$
$$(3.11)$$

3.1.3. Caracterización geométrica a partir de las ecuaciones de Okada.

Las ecuaciones (3.10) y (3.11) apuntan hacia una descripción geométrica de la falla a estudiar, independiente del deslizamiento neto existente, evidenciando entonces sólo la geometría de fallamiento de una región en particular, dependiendo de posición de las observaciones. Expresado con otras palabras, el reescribir las expresiones (3.10) y (3.11), nos faculta para evaluar geométricamente la respuesta del medio, producto de algún deslizamiento en particular. Tal respuesta va a depender del punto en superficie que se quiera investigar.

Este cambio en la forma de escribir las ecuaciones de desplazamientos, son necesarias para poder hacer más facil algún proceso de inversión, dejando los deslizamientos (S), como parámetros a invertir.

$$Ku_{xs}\left(\xi,\eta\right) \| = -\frac{\cos\lambda}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R+\xi)} + \tan^{-1}\frac{\xi\eta}{qR} - I_{1}\sin\delta \right] \|$$

$$Ku_{ys}\left(\xi,\eta\right) \| = -\frac{\cos\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \frac{q\cos\delta}{R+\eta} + I_{2}\sin\delta \right] \|$$

$$Ku_{zs}\left(\xi,\eta\right) \| = -\frac{\cos\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \frac{q\sin\delta}{R+\eta} + I_{4}\sin\delta \right] \|$$

$$Ku_{xd}\left(\xi,\eta\right) \| = -\frac{\sin\lambda}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_{3}\sin\delta\cos\delta \right] \|$$

$$Ku_{yd}\left(\xi,\eta\right) \| = -\frac{\sin\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos\delta\tan^{-1}\frac{\xi\eta}{qR} - I_{1}\sin\delta\cos\delta \right] \|$$

$$Ku_{zd}\left(\xi,\eta\right) \| = -\frac{\sin\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos\delta\tan^{-1}\frac{\xi\eta}{qR} - I_{5}\sin\delta\cos\delta \right] \|$$

$$Ku_{zd}\left(\xi,\eta\right) \| = -\frac{\sin\lambda}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos\delta\tan^{-1}\frac{\xi\eta}{qR} - I_{5}\sin\delta\cos\delta \right] \|$$

$$(3.12)$$

 $Ku_{i,s,d}$ provee la caracterización geométrica de la falla, en las diferentes componentes (i) de los desplazamientos superficiales. Dicho de otra manera, entrega la respuesta geométrica del medio superficial, considerando como deslizamiento un valor unitario, como por ejemplo, un metro.

Así, los desplazamientos asociados a un deslizamiento neto basados en un sistema de eje coordenados (x, y, z) (Figura 3.1), pueden ser reenunciados a través de una descripción geométrica en específico. En consecuencia, u_x , u_y y u_z nos suminitran la magnitud y dirección de los desplazamientos, gatillados por algún tipo de fallamiento.

$$u_{x} = Ku_{xd} (\xi, \eta) \|S + Ku_{xs} (\xi, \eta) \|S$$

$$u_{y} = Ku_{yd} (\xi, \eta) \|S + Ku_{ys} (\xi, \eta) \|S$$

$$u_{z} = Ku_{zd} (\xi, \eta) \|S + Ku_{zs} (\xi, \eta) \|S$$
(3.13)

Para efectos de un mejor estudio, se debe proceder con una rotación del sistema de referencia en uso a otro marco de referencia, específicamente, uno en que se roten los desplazamientos a las direcciones este, norte. Para proceder con esta tarea, se deben utilizar las siguientes ecuaciones que se infieren a partir de la Figura 2.2.



Figura 3.2: Se observa la rotación respecto al strike del sistema de ejes coordenados, al marco de referencia este y norte, porpuesto por Okada, (1985).

$$\left.\begin{array}{l}
U_e = u_x \sin\phi - u_y \cos\phi \\
U_n = u_x \cos\phi + u_y \sin\phi \\
U_z = u_z
\end{array}\right\}$$
(3.14)

Aplicando luego los enunciados (3.14) a los desplazamientos netos (3.13), la rotación desde el sistema de coordenadas cartesianas al marco de referencia este, norte y vertical, quedan expresados mediante U_e , U_n y U_z respectivamente.

$$U_{e} = \left[(Ku_{xd} (\xi, \eta) + Ku_{xs} (\xi, \eta)) \sin\phi - (Ku_{yd} (\xi, \eta) + Ku_{ys} (\xi, \eta)) \cos\phi \right] S \\ U_{n} = \left[(Ku_{xd} (\xi, \eta) + Ku_{xs} (\xi, \eta)) \cos\phi + (Ku_{yd} (\xi, \eta) + Ku_{ys} (\xi, \eta)) \sin\phi \right] S \\ U_{z} = \left[Ku_{zd} (\xi, \eta) + Ku_{zd} (\xi, \eta) \right] S$$
(3.15)

Entonces de manera compactada, se pueden escribir los desplazamientos superficiales referenciados a las componentes este y norte, como la multiplicación entre la caracterización geométrica en cuestión, y un deslizamiento neto.

$$\left.\begin{array}{l}
U_e = K_e S \\
U_n = K_n S \\
U_z = K_z S
\end{array}\right\}$$
(3.16)

Finalmente los desplazamientos en superficie pueden ser expresados de la siguiente forma, tal como ha sido propuesto por distintos autores (Peña, 2014; Novoa, 2015; Vera, 2016). Se ve la relación directa que existe entre la geometría de la falla y los desplazamientos, además de la contribución de los deslizamientos netos asociados a una falla rectangular finita.

$$U(e, n, z) = K(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot S(S_1, S_2)$$

$$(3.17)$$

Donde K entonces, indica la descripción geométrica de la falla. Luego para fines de un mejor entendimiento, las ecuaciones (3.16) y (3.17) pueden ser resumidas mediante la siguiente matriz, en la cual se deduce explícitamente la ecuación a invertir para determinar los parámetros deseados, en nuestro caso concreto, los deslizamientos netos sujetos a distintas fallas rectangulares.

$$\begin{pmatrix} U_{e(1)} \\ U_{e(2)} \\ \vdots \\ U_{e(l)} \\ U_{n(1)} \\ U_{n(1)} \\ U_{n(2)} \\ \vdots \\ U_{n(l)} \\ U_{2(1)} \\ U_{2(2)} \\ U_{2(l)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} K_{e(1)}S_1 & K_{e(2)}S_2 & \cdots & K_{e(2)}S_n \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ K_{e(l)}S_1 & K_{n(1)}S_2 & \cdots & K_{e(l)}S_n \\ K_{n(1)}S_1 & K_{n(1)}S_2 & \cdots & K_{n(1)}S_n \\ K_{n(2)}S_1 & K_{n(2)}S_2 & \cdots & K_{n(2)}S_n \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ K_{n(l)}S_1 & K_{n(l)}S_2 & \cdots & K_{n(l)}S_n \\ K_{z(1)}S_1 & K_{z(1)}S_2 & \cdots & K_{z(1)}S_n \\ K_{z(2)}S_1 & K_{z(2)}S_2 & \cdots & K_{z(2)}S_n \\ K_{z(l)}S_1 & K_{z(2)}S_2 & \cdots & K_{z(l)}S_n \\ K_{z(l)}S_1 & K_{z(l)}S_2 & \cdots & K_{z(l)}S_n \\ \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ S_n \end{pmatrix}$$
(3.18)

En forma reducida entonces,

$$U_{l\times 1} = K_{l\times n} \cdot S_{n\times 1} \tag{3.19}$$

donde n simbolizaría la cantidad de subfallas rectagulares y l la cantidad de caracterizaciones geométricas, dependientes de las componentes este, norte y vertical que existen en superficie. Para el caso especial de este trabajo, la matriz U proporciona el total de observaciones GPS en superficie, es decir, los desplazamientos en las componentes este, norte y vertical. Son entonces las ecuaciónes 3.18 y 3.19 las que son implementadas en un código en python, con la finalidad de ser aplicadas a la modelación del ciclo post-sísmico, haciendo uso del slab model.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Datos.

El gran terremoto de Tohoku-Oki fue registrado y medido por una gran cobertura de instrumentación de posicionamiento global, pertenecientes a la densa y amplia red de monitoreo GPS japones, Global Navigation Satellite Systems Earth Observation Network, GEONET y además por primera vez en la historia, se contó con receptores de posicionamiento global distribuidos en el fondo oceánico, los que combinan técnicas de GPS y transductores acústicos, permitiendo evidenciar como nunca antes, la deformación post-terremoto. Éstas fueron desplegas por la Japan Coast Guard, Sato et al., 2011 y la Universidad de Tohoku, Kido et al., 2011.

La red de monitoreo emplazada en tierra dispone de 1211 estaciones, de las cuales solo fueron 373 las empleadas en este trabajo, mientras que el arreglo submarino de GPS, disponde de 7 receptores.



Figura 4.1: En círculos rojos se muestra de la distrución espacial de las estaciones GPS (GEONET) utilizadas para este estudio. En cuadrados negros se muestra la posición de las 7 estaciones GPS/Acústicas cercanas a la fosa, aplicadas en este trabajo.

4.1.1. Tratamiento de datos GPSs terrestres

En la Figura 4.1 se muestra la distribución de estaciones de posicionamiento global terrestre utilizadas para el proceso de inversión. GEONET cuenta con mas de 1200 estaciones GPS sobre la Isla de Japón, de las cuales solo fueron necesitadas 373, las que se encuentran distribuidas frente a lo que fue el área de
ruptura del megashock del 2011.

Coordenadas	Mínima	Máxima
Latitud λ	35	41
Longitud ϕ	137.5	144

Cuadro 4.1: Se observan las latitudes y longitudes máxima y mínima utilizadas al momento de elegir las estaciones para su respectivo análisis.



Figura 4.2: En las imágenes se muestran los desplazamientos horizontales y verticales v/s tiempo, siendo éstos recolectados por dos receptores terrestres (93011 y 950174) pertenecientes a GEONET. Las estrellas rojas representan desplazamientos este-oeste, estrellas azules representan los desplazamientos norte-sur y las estrellas negras muestran los desplazamientos verticales asociados a cada estación. Se aprecia en cada columna que los desplazamientos que gobiernan en cada estación son hacia el este, con una orientación hacia el sur, mostrando también un alzamiento de poco más de 10 centímetros.

Para el caso de nuestro estudio, los datos GPS terrestres nos fueron proporcionados por el Doctorante de la Universidad de Tohoku, Tianh Sun. Los datos contenían desplazamientos en magnitud de metros en la componente este, norte y vertical, los que eran recolectados diariamente desde enero de 2011 hasta inicios de marzo de 2016, es decir, aproximadamente 5 años de observaciones luego de ocurrido el gran evento sísmico de Japón, tal como se observa en la figura 4.2. Estos datos fueron registrados en base al marco de referencia ITRF2005 (Z. Altamani., 2005.), por lo cual, para el caso de nuestro estudio, debiamos rotar el sistema, de tal manera de dejar la placa de Okhostk fija.

Para realizar lo anterior, lo primero fue sustraer velocidades o desplazamientos

Ventana	Inicio	Final
1	12/03/2011	11/03/2012
2	12/03/2012	11/03/2013
3	12/03/2013	11/03/2014
4	12/03/2014	11/03/2015
5	12/03/2015	11/03/2016

anuales, los cuales se extrajeron en 5 ventanas de tiempo distintas. Éstas se especifican a continuación, y se extienden por los 5 años posteriores a la nucleación del mainshock.

Cuadro 4.2: En la tabla se aprecian las 5 ventanas temporales utilizadas para obtener velocidades y/o equivalentemente los desplazamientos durante el transcurso de un año en específico.



Figura 4.3: Se muestran en la primera columna, en estrellas azules, los desplazamientos registrados durante 5 años por una estación GPS perteneciente a GEONET (93011). En línea roja el ajuste lineal (f(t) = a + bx) realizado para obtener la velocidad anual en la primera ventana de tiempo mostrada en el cuadro 4.2. En la segunda columna los círculos rojos enseñan los desplazamientos de una de las estaciones (MYGI) ubicadas en el fondo marino utilizadas en este trabajo. La línea negra representa el ajuste exponencial para obtener el desplazamiento anual o velocidad, durante el primer año de observación post-sísmico. La línea azul indica el ajuste exponencial para los 5 años, siendo éste último dispuesto para extraer los desplazamientos acumulados.

Cabe mencionar que al extraer los desplazamientos anuales para cada estación, éstos eran equivalentes a obtener velocidades, pues al tomar el desplazamiento inicial y final para cada ventana, se contaría con el desplazamiento de cada estación en una cantidad de tiempo, en nuestro caso, un año. Entonces para obtener una solución de velocidad con menos ruido y menos variaciones, se optó que por cada ventana se realizaría un ajuste lineal, de tal manera de obtener la velocidad anual, lo cual puede visualizarse en la Figura 4.3.

Una vez que se contaban con las velocidades anuales para cada ventana de tiempo, se efectuó la rotación del sistema de ITRF2005 a Okhostk fijo, a través del siguiente procedimiento.

La ecuación que puede resumir de manera compacta y simple la metología a proseguir es la siguiente:

$$_{Okhotk}V_{obs} =_{ITRF} V_{obs} -_{ITRF} V_{Okhotk}$$

$$(4.1)$$

donde el primer término de la izquierda son las velocidades a obtener, el primer término de la derecho son las velocidades GPS observadas y las cuales fueron obtenidas para cada ventana de tiempo. El segundo término del lado derecho corresponde a las velocidades en cada punto donde existen observaciones, respecto a ITRF2005. Estas últimas se calcularon a través del uso de los polos de Euler de Okhotk respecto a ITRF2005 (Z Altamani., 2005). A continuación se describe la metodología para obtener las velocidades sobre Okhotk respecto a ITRF2005:

$$_{ITRF}V_{Okhotk} =_{ITRF} \overrightarrow{\omega}_{Okhotk} \times R \overrightarrow{p}$$

$$(4.2)$$

donde p representa el punto en el cual se computa la velocidad, ω representa la velocidad angular obtenida mediante el polo de Euler y R es el radio de la Tierra, cuyos valores se adjuntan en la siguiente tabla.

Parámetros	λ [°]	$\phi[^{\circ}]$	$\omega[^{\circ}/Ma]$	R[km]
Valor	-32.041	-132.910	0.083	6370.8

Cuadro 4.3: Se observan las coordenadas del Polo Euler de Japón respecto a ITRF2005 y su respectiva magnitud, además el radio de la Tierra utilizado en el cálculo de las velocidades sobre la placa de Okhotk.

La ecuación 4.2 fue desarrollada en primera instancia a través de coordenadas cartesianas. El procedimiento matemático para pasar de coordenadas en latitud (λ) y longitud (ϕ) a coordenadas cartesianas (x, y, z) se resume en el próximo enunciado.

$$p_{x} = \cos\lambda_{i}\cos\phi_{i}
 p_{y} = \cos\lambda_{i}\sin\phi_{i}
 p_{z} = \sin\phi_{i}
 \omega_{x} = \cos\lambda_{e}\cos\phi_{e}
 \omega_{y} = \cos\lambda_{e}\sin\phi_{e}
 \omega_{z} = \sin\phi_{e}$$

$$(4.3)$$

donde λ_i y ϕ_i representan las coordenadas geográficas de los puntos de cada estación GPS y λ_e y ϕ_e las coordenadas del polo de Euler. Una vez obtenidas las velocidades de cada punto respecto a ITRF2005, se volvió a rotar el sistema a coordenadas a las componentes este, norte y verticales a través de las posteriores ecuaciones

$$V_e = -v_x sin(\phi_i) + v_y cos(\phi_i)$$

$$V_n = v_x sin(\lambda_i) cos(\phi_i) - v_y sin(\lambda_i) sin(\phi_i) + v_z cos(\lambda_i)$$

$$(4.4)$$

donde v_x y v_y son las componentes del vector velocidad $_{ITRF}V_{Okhotk}$. Por último, subsiguiente a este paso, se obtienen las velocidades o desplazamientos anuales respecto a Japón fijo para eventualmente ser incorporadas dentro del procedimiento de inversión, y así recuperar slips gatillantes de estas observaciones.

Desplazamiento acumulado.

Al considerar toda la evolución temporal de los datos, notamos que es más conveniente efectuar un ajuste a las observaciones mediante una función de carácter exponencial, representada por $s(t) = a + be^{-cx}$ que por un ajuste lineal. En efecto, para calcular los desplazamientos acumulados, se toma el último y primer punto del ajuste s(t), para así evitar mayor dipsersión, y luego éstos se restan. Por consiguiente, accedemos al desplazamiento durante los últimos 5 años. No obstante, también deben ser corregidos de modo de dejar la placa Okhotk fija. Esta tarea se ejecuta utilizando la velocidad del polo de Euler mostrada en la sección anterior, pero multiplicada por 5, puesto que se desea el desplazamiento que experimentaría cada punto de la isla, en un tiempo de 5 años. De forma análoga, se realiza la corrección de los datos para los desplazamientos acumulados en los puntos colindantes a la fosa.

Podemos darnos cuenta en la Figura 4.4 que existe una alta subsidencia pa-

ralela a la fosa, algo poco conocido e investigado. En estos mismos puntos, se aprecia el movimiento de las estaciones marinas en dirección al continente, cuyas interpretaciones actuales, se debe a la prevalencia de una relajación visco-elástica del manto superior (Watanabe et al., 2014, Sun et al., 2014). Llama la atención que detrás del alzamiento que se advierte a lo largo de la costa, existen regiones con leve pero notoria subsidencia.



Figura 4.4: a) Se grafica la región de estudio, en la que se plotean en flechas azules los desplazamientos horizontales observados durante los últimos años. b) Isla de Japón, en la que se muestran en flechas azules los desplazamientos verticales asociados a la deformación post-sísmica del mainshock de Tohoku-Oki.

4.1.2. Tratamiento de datos GPS/Acústicos

Por primera vez en el estudio de la de fase post-sísmica de terremotos de subducción, se contaba con estaciones de posicionamiento que mezclaban técnicas de GPS y acústicas. Siete fueron las estaciones GPS/A (GPS/Acústica) que pudieron ser empleadas en el desarrolo de este trabajo, seis de las cuales son administradas y mantenidas por la Japan Coast Guard. La séptima estación (GJT3), perteneciente a la Universidad de Tohoku, y de la cual sólo se contaban con dos años de registro posterior al terremoto, también pudo ser incorporada dentro de los datos utilizados para obtener la distribución de after-slip. Cabe mencionar que esta última estación es la que más cercana a la fosa está, y por lo tanto, la que mayor información pudiese entregarnos sobre los procesos que en esa zona tienen lugar.

Nombre estación	Latitud (λ)	Longitud (ϕ)
KAMN	38.887	143.362
KAMS	38.636	143.263
MYGI	38.082	142.916
MYGW	38.150	142.433
FUKU	37.166	142.083
CHOS**	35.502	141.669
GJT3*	38.272	143.483

Cuadro 4.4: Se muestran los nombres de las 7 estaciones acústicas utilizadas en este trabajo, además de sus respectivas posiciones. * registro sólo de los dos primeros años ocurrido el terremoto. ** registro sólo hasta finales del 2015.

Se puede ver en la Figura 4.1 la distribución de estaciones GPS acústicas distribuidas en el mar de Japón. Estas son de importante contribución, ya que nos permite obtener una mejor resolución cerca de la fosa, al momento de realizar las inversiones, permitiéndonos recuperar slip fuera de la costa. Los datos destinados a este trabajo son los mismos utilizados en Watanabe et al., 2014, además de una extensión en la serie de tiempo hasta inicios de 2016. La serie temporal de la séptima estación (GJT3), fue proporcionada por el doctorante Tianh Sun de la Universidad de Victoria de Canada, y es usada en Sun et al., 2014. Cabe mencionar que los datos de las estaciones marinas, son recolectados a través de distintas campañas durante un año cualquiera, aproximadamente 3 por año, por lo cual no se cuenta con un registro diario, lo que a la vez implica que exista un mayor grado de incertidumbre presente en las velocidades o desplazamientos anuales calculados.



Figura 4.5: La primera columna muestra los desplazamientos recolectados por el receptor marino CHOS. Indicadas por estrellas rojas, azules y negras, las componentes este, norte y vértical respectivamente. La segunda columna muestra los desplazamientos asociados a la estación MYGI, apreciandose en círculos rojos, azules y negros los movimientos en las direcciones este, norte y vertical respectivamente. Note que las estaciones muestran movimientos opuestos. CHOS se encuentra al sur del área de ruptura, presumiblemente fuera de ésta, mientras que MYGI está sobre lo que fue la zona de ruptura del terremoto.

El procedimiento realizado con los datos otorgados por las estaciones contiguas a la fosa, es un poco diferente, pues éstos presentan una mayor dispersión, por lo cual el realizar un ajuste lineal por cada ventana de tiempo mostraría un mayor ruido en lo desplazamientos. Es por esta razón que se optó por realizar un ajuste exponencial a toda la serie de tiempo (5 años) de la forma s(t) = $a + be^{-ct}$ para luego de ésta, ser extraídos los desplazamientos anuales respecto al marco de referencia ITRF2005 a través de d = s(t2) - s(t1), y asi, computar los desplazamientos anuales respecto a la placa de Okhotk fija, para lo cual se sigue la misma metodología propuesta a través de las ecuaciones (4.1) y (4.2).

4.1.3. Catálogo de sismicidad

Para poder ejecutar una comparación entre la sismicidad manifestada durante los primeros 5 años posteriores al megashock de Japón de 2011, y la distribución del after-slip acumulado durante 5 años, es que se decidió conseguir los datos sísmicos del catálogo de sismicidad de Global CMT de Harvard. La ventana espacial utilizada para extraer la actividad sísmica comprende del periodo 12/03/2011 hasta 12/03/2016. Adicionalmente, para comparar sismos y su posible implicancia en la distribución del slip, solo se trabajó con la sismicidad mayor a 5.5 M_w y que se localizaba entre los 10 y 80 kilómetros de profundidad, la cual podría generar desplazamientos superficiales lo suficientemente grandes, para ser registrados por estaciones GPS.

4.2. Inversión

Lo que esta investigación en particular buscó, fue obtener la distribución de after-slip en las interfases con deslizamientos normal e inverso, a través de los datos superficiales registrados por la red GEONET y receptores marinos, distribuidos en su mayoría sobre el área de ruptura.

Las soluciones analíticas de Okada publicadas en 1985, básicamente nos entregan la magnitud y dirección de lo que sería la respuesta del medio superficial, causada por deslizamientos en la interfase de placas, dado una geometría de falla en particular. En nuestro caso específico, ocurre lo contrario, es decir, se dispone ya con desplazamientos en superficie registrados por un gran número de estaciones, los cuales están ligados a dislocaciones elásticas que se situan, en general, en las interfases de placas. El desarrollo de esta investigación se fundamenta en la hipótesis de que hay deslizamientos que se emplazan en la interfase superior como inferior. Por lo tanto, lo que nuestro proyecto pretende concretar es calcular la magnitud y distribución de estos deslizamientos, en los distintos planos de falla definidos en el capítulo 1, mediante las relaciones matemáticas publicadas descritas por Okada.

La metodología de inversión puede dividirse en 3 grandes etapas; a) la definición de la geometría de la zona de estudio, en nuestro caso, la zona de subducción de Nankai, b) la suavización del slip y c) la minimización del deslizamiento. La etapas b) y c) deben ser realizadas para poder regular el sistema de ecuaciones descrito en las expresiones 3.18 y 3.19, debido a que éste posee un número mayor de incógnitas respecto a la cantidad de ecuaciones.

Tomar en cuenta que el resultado, para el caso singular de estas inversiones, depende y obedece a dos ejes principales, i) el número de observaciones y ii) la distribución espacial de éstas. Por consiguiente, si se posee con un elevado registro de datos, y distribuidos sobre gran parte del campo de estudio, se tendrían expectativas altas de obtener resultados confiables y representativos.

4.2.1. Geometría zona de subducción de Nankai

Para poder describir geométricamente la zona de subducción bajo Japón, debemos partir definiendo ciertos parámetros que se enuncian en la expresión 3.17, tales como lo son la profundidad de la falla, largo y ancho de ésta, el strike o rumbo, dip o manteo, rake, y espesor de la zona frágil o banda de doble sismicidad, todo con el objetivo de caracterizar geométricamente la región de estudio, considerando la metodología de Okada..



Figura 4.6: Esquema representativo del slab model donde se aprecian las fallas inversas A y C, además de las fallas normales B, D y E.

Tal como se observa en la Figura 4.6, la geometría de subducción a construir, contempla las interfases superior e inferior que están constituidas por los planos de falla A, C y E, B, D respectivamente. Las dimensiones del plano de falla A y B cuentan con un largo L de 697 kilómetros y un ancho W de 320 kilómetros. Estos planos de fallas de fallamiento inverso y normal respectivamente, son divididos cada uno en 840 subfallas de dimensiones 17.45 km x 15.23 km. Luego las interfases C y D fueron divididas en un total de 1600 subfallas con las mismas dimensiones de las subfallas de las interfases A y B, a las que se le asocian entonces velocidades igual a las de convergencia. Lo mismo sucede para la zona E,

la cual es un plano de falla de tipo normal y cuya superficie es discretizada con 40 subfallas de 698 kilómetros x 12.5 kilómetros cada una.

Notar que el hecho de poder asociar velocidades de convergencia a las interfases C, D y E es de suma importancia, pues se asume que parte de los datos GPS están contaminados con desplazamientos originados por tales velocidades, por lo cual antes de realizar el proceso de inversión, los datos GPS son corregidos, consiguiendo entonces los desplazamientos que sólo están, en su mayoría, gatillados por dislocaciones que ocurren en los planos de falla A y B.



Figura 4.7: Se indica en ambas figuras, en cuadrados grises, la distribución y cantidad de subfallas utilizadas para discretizar los planos de falla A y B. a) Se exhibe la variación de la profundidad del plano de falla A en kilómetros. b) Se aprecia la variabilidad del dip del slab, cuya unidad de medida está en grados.

Por otro lado es indispensable definir correctamente un espesor de la zona del slab que puede presentar deformación sobre y bajo si misma. La magnitud de este valor, para nuestro estudio, será definido como H = 30 Kilómetros (Brudzinski et al., 2007.). De igual modo, es imprescindible definir adecuadamente los ángulos strike (ϕ), dip (δ) inicial constante y rake (λ). El strike (ϕ) es asociado a un valor constante de 195°. Paralelamente el dip o buzamiento (δ) se le atribuye un valor inicial de 22° y finalmente se define un rake (λ) de 85° y 265° para las interfases superior e inferior respectivamente. Estos valores han sido obtenidos a partir de los resultados de planos de falla que obedecen al terremoto de Japón, otorgado por el Global Centroid Moment Tensor Catalog of Harvard. Destacar que inicialmente en el código computacional utilizado, se define un plano de falla sin variación en el dip, vale decir, una interfase plana. Seguidamente, utilizando datos del modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012), todas las subfallas son reacomodadas a las profundidad del modelo recién mencionado, conllevando entonces una variación en el dip, posibilitandonos una mejor descripción de la geometría real que existe en la zona de subducción de Nankai. Por otro lado, señalar que la variación del dip en la interfase inferior es la misma que en la superior, asimismo de que la profundidad de cada subfalla localizada en el plano de falla B, es inicialmente la misma dispuesta para el megathrust, pero agregandose una extensión de 30 kilómetros. Dicho valor correspondería al ancho de la doble banda de sismicidad según lo indicado por Brudzinski et al., 2007.

4.2.2. Minimización del deslizamiento

La primera etapa para realizar parte de la regularización del sistema consiste en minimizar el deslizamiento en alguna zona en particular, es decir, evitar que en lugares, en nuestro caso de las interfases A y B, el deslizamiento se escape a valores de mayor ordenes de magnitud, respecto a un promedio aproximado de tasa de slip. Por consiguiente, luego de realizar la minimización del sistema, los valores de deslizamientos sólo creceran con el fin de ajustarse a las obervaciones, Vera., 2016.

$$\lambda \begin{pmatrix} 1 & 0 & \cdots & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \ddots & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \ddots & 0 & 0 \\ \vdots & \cdots & \vdots & \vdots & 1 & 0 \\ 0 & \cdots & \cdots & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ \vdots \\ \vdots \\ S_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ \vdots \\ 0_n \end{pmatrix}$$
(4.5)

La ecuación (4.5) representa entonces el proceso de minimización, la cual consiste en multiplicar una matriz identidad por una constante (λ_1), la que define la proporción de deslizamiento (S) asociado a una cantidad (n) determinada de subfallas. Luego a través de la ecuación (4.6) se enuncia de forma resumida la minimización del sistema.

$$\lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} \cdot \mathbf{S}_{n \times 1} = \mathbf{0}_{n \times 1} \tag{4.6}$$

4.2.3. Suavización del deslizamiento

Esta es otra etapa que forma parte de la regularización del sistema, y según lo descrito por Peña., 2014 y Novoa., 2015, la finalidad de ésta es que exista una proporcionalidad valórica entre los slip vinculados a subfallas contiguas. De manera más explicativa, se trata de que un valor de deslizamiento asociado a una sufballa i en particular, no sea significativamente diferente a la de la subfalla subyacente i+1, de modo que exista una variación suave en los deslizamientos representativos de una zona. Esto se concreta mediante la multiplicación de una constante (λ_2) y una matriz F, la cual representa al Laplaciano para diferencias finitas en 2-D, Vera., 2016.

$$\nabla^2 S_{i,j} = \left[\frac{\partial^2 S_{(i,j)}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S_{(i,j)}}{\partial y^2} \right] \quad \Big\}$$
(4.7)

La ecuación (4.7) entonces representa a la matriz suavizadora F y la que puede desglosarse en 2 expresiones distintas. Las dos primeras ecuaciones de la expresión (4.8) se vinculan a subfallas localizadas en zonas centrales de las interfaces A o B, mientras que las últimas dos expresiones representan la suavización de subfallas ubicadas en los vértices de los planos de falla A y B.

$$\frac{\partial^{2} S_{(i,j)}}{\partial x^{2}} = \left[\frac{S(i+1,j) + S(i-1,j) - 2S(i,j)}{h_{x}^{2}} \right] \\
\frac{\partial^{2} S_{(i,j)}}{\partial y^{2}} = \left[\frac{S(i+1,j) + S(i,j-1) - 2S(i,j)}{h_{y}^{2}} \right] \\
\frac{\partial^{2} S_{(i,j)}}{\partial x^{2}} = \left[\frac{S(i,j) - 2S(i+1,j) + S(i+2,j)}{h_{x}^{2}} \right] \\
\frac{\partial^{2} S_{(i,j)}}{\partial y^{2}} = \left[\frac{S(i,j) - 2S(i,j+1) + S(i,j+2)}{h_{y}^{2}} \right]$$
(4.8)

De gran significancia es la contribución del Laplaciano a nuestros resultados, pues nos proporciona valores de deslizamientos que no carecerían de sentido físico en primera instancia, pues induciría a un cambio más gradual en la magnitud del slip, ligado a un área en particular.

Consierando entonces la matriz suavizadora, la suavización del slip se maniefiesta resumidamente a través del siguiente enunciado.

$$\lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} \cdot \mathbf{S}_{n \times 1} = \mathbf{0}_{n \times 1} \tag{4.9}$$



Figura 4.8: Se muestra en la figura las dos formas en que el Laplaciano suavizador actua sobre determidas fallas, dependiendo de su posición, ya sea central o en uno de los vértices del plano. Mencionar que i se muestra en la dirección del strike y j en la dirección del up-dip.

Finalmente la ecuación que nos faculta realizar una inversion con una regularización del sistema, se describe en la forma matricial a continuación.

$$\begin{pmatrix} K_{A_{m\times n}} & K_{B_{m\times n}} \\ \lambda_1 I_{n\times n} & \lambda_3 I_{n\times n} \\ \lambda_2 F_{n\times n} & 0_{\times n} \\ 0_{n\times n} & \lambda_4 F_{n\times n} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_{A_{n\times 1}} \\ S_{B_{n\times 1}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U_{(e,n,z)_{m\times 1}} \\ 0_{m\times 1} \\ 0_{m\times 1} \\ 0_{m\times 1} \end{pmatrix}$$
(4.10)

donde K_A y K_B representa la geometría de falla A y B respectivamente dadas por las ecuaciones (3.12), I la matriz minimizadora y F la matriz suavizadora. λ_1 y λ_2 enseñan las constantes para I y F respectivamente asociados a la interfase superior A. λ_3 y λ_4 regulan el sistema relacionado a la interfase normal B. Por tanto, la relación matemática entre los deslizamientos y observaciones enunciada en la expresión (4.10), es la que condicionará la metodología de inversión aplicada en esta tesis.

4.2.4. Selección de λ para regularización

Tomando en cuenta la suavización y minimización de los valores de slip obtenidos, la ecuación matricial que resume finalmente la metodología de inversión es la (3.10). Es importante acentuar que los resultados de distribución de after-slip para cada interfase acata directamente a las constantes elegidas $\lambda_1 - \lambda_2 \ge \lambda_3 - \lambda_4$, las que regulan a la matriz minimizadora y suavizadora para las interfases A y B respectivamente.

De suma significancia, es el escoger un apropiado valor de λ_i , vinculado a cada set de datos, puesto que tiene un gran impacto en los valores y distribución de slip que obtengamos en ambas interfases, y como se ha propuesto, parte primordial de este trabajo es dar y conseguir resultados con gran sentido físico, obteniendo valores de deslizamientos proporcionales a la magnitud de los desplazamientos superficiales. Entonces una última etapa para llegar a un resultado final realista y óptimo de after-slip, para una ventana de tiempo en particular, es ejecutar una serie de inversiones, pero realizando una variación en los valores de las contantes suavizadoras y minimizadoras.

La primero es trabajar bajo la suposición de que los λ_i de la interfase superior e inferior son iguales, es decir:

$$\begin{array}{c} \lambda_1 = \lambda_3 \\ \lambda_2 = \lambda_4 \end{array} \right\}$$

$$(4.11)$$

Por lo tanto asumiendo que las constantes minimizadoras para las interfases A y B , λ_1 y λ_3 respectivamente, son equivalentes, se puede deducir que los valores de deslizamientos serán minimizados de manera proporcional, en los planos de falla superior e inferior.

Lo mismo sucede para las constantes suavizadoras λ_2 y λ_4 , en otras palabras, se tendrá que el cambio de slip entre subfallas contiguas será proporcional en ambas interfases. Notar que estas constantes pueden ser todas diferentes en cuanto a su valor. No obstante, para una mayor simpleza en el cálculo y ahorro de recursos computacionales y temporales, se opta por asumir lo que la ecuación (4.11) señala.

Ahora, segun lo descrito en Vera., 2016, una forma óptima de conseguir estas constantes es asumiendo una serie de valores para éstas, los que variarían entre 0 y 1. Para nuestro caso, los valores elegidos fueron:

$$\lambda_i = [0,00005 - 0,0001 - 0,0005 - 0,001 - 0,005 - 0,008 - 0,01 - 0,025 - 0,05 - 0,1 - 0,5]$$

Una vez definidos estos valores, se proceden a efectuar las iteraciones correspondientes. Una manera de trabajar es fijar un valor de λ_2 y así desarrollar inversiones haciendo variar los valores de λ_1 , para los cuales se obtendrá un residual. De este modo, se plotea una curva donde el eje y representa el valor de los residuales para cada λ_1 , mientras que el eje x representa a estos últimos. La idea es efectuar una serie de inversiones utilizando diferentes valores de λ_2 , para asi plotear distintas curvas que engloben el comportamiento de la constante λ_1 .

Ahora, una forma de escoger un valor de λ_1 , es mediante la regla de la L descrita por Novoa., 2015. Dicha metodología consiste en observar el punto de la curva donde ocurre el mayor cambio de pendiente. Luego, el valor de λ_1 en el que se observe este punto de inflexión, será el escogido.

Una vez que ya se ha decidido por una constante λ_1 , se procede a realizar una serie de inversiones, pero esta vez haciendo variar λ_2 . Aqui se tendrá una curva donde en el eje y nuevamente estarán los valores de residual, mientras que el eje X ahora estará representado por los valores de λ_2 . La forma de escoger ahora la constante λ_2 es la misma que la anterior. Es decir, donde se produce el quiebre de pendiente de la curva.

Se concretizza el proceso ejecutando la inversión final considerando las constantes previamente elegidas. Algo importante que señalar es que al elegir un λ dentro de una región de cambio de la pendiente de la curva, la distribución espacial del after-slip no debiese cambiar considerablemente, sin embargo, la magnitud del slip presente en las interfases superior e inferior, si debiese evidenciar variaciones en su valor.

Ventana temporal	λ_1	λ_2
Primera ventana	0.015	0.01
Segunda ventana	0.015	0.01
Tercera ventana	0.015	0.01
Cuarta ventana	0.015	0.01
Quinta ventana	0.015	0.01
Acumulado	0.01	0.01
Verticales	0.014	0.02
Verticales filtrados	0.012	0.017

Cuadro 4.5: Valores de las constantes minimizadoras y suavizadoras λ_1 y λ_2 utilizadas finalmente para obtener la distribución de deslizamientos asociados a la deformación post-sísmica del terremoto de Tojoku-Oki 2011, $M_w = 9$.



Figura 4.9: a) En líneas azules diferentes curvas para un λ_2 fijo, haciendo variar los valores de λ_1 . En triángulos negros los valores de los diferentes λ_1 , línea negra representa el valor escogido de λ_1 b) Línea negra representa la curva para un λ_1 ya escogido, variando los valores de λ_2 , en cuadrados azules los valores de λ_2 y línea azul el valor escogido de λ_2 .

En el cuadro 4.5 se muestran los diferentes valores de λ_1 y λ_2 escogidos tras el proceso de iteraciones de inversiones, siendo éstas entonces las contantes que regularizan nuestro sistema de ecuaciones (4.10). Finalmente mencionar que estos mismos valores son los que se atribuyen a λ_3 y λ_4 luego de trabajar bajo el supuesto que implica la expresión (4.11). Capítulo 5

Resultados

5.1. Distribución anual after-slip

A causa de que la magnitud de las observaciones superficiales en la componente vertical, son insignificantes dentro del periodo de un año, habiendo incluso valores que caen dentro del error de medición, es que se prefiere efectuar inversiones anuales con el fin de sólo modelar las componentes horizontales de los desplazamientos, con el propósito de no añadir gran cantidad de ruido a nuestros resultados.

Tal como se dijo en las secciones anteriores, el disponer de una compacta y a la vez, extensa red de monitoreo GPS en el sector de Nankai, nos permite adquirir una mejor resolución espacial en nuestra distribución de deslizamientos, siendo ésta evidenciada en los tableros de ajedrez. Figura 5.6.

Durante el año siguiente a la nucleación del terremoto de Japón, vemos que sobre las interfases superior e inferior, se originan deslizamientos de similar magnitud, pero desigual distribución espacial. Sobre el megathrust, un parche de slip se encuentra inmediatamente al noroeste de lo que fue el epicentro del mega sismo, con una magnitud cercana a los 3.5 metros. Este parche se situa frente a lo que fue la zona de ruptura y se extiende des
de los 38 ° hasta los 40 ° de latitud. Más hacía el sur, al suroeste del epicentro, se evidencia otro parche de slip, que se origina cerca de los 38 $^{\circ}$ y se prolonga hasta los 37 $^{\circ}$ de latitud y cuya magnitud sobrepasa los 2 metros y decae en dirección al oceano. Se muestra que estos dos parches semi rodean el área de nucleación del gigante sismo y avanza en dirección al noreste y sureste, semirodeando el frente de ruptura del mega evento. Llamativo es lo que se ve adyacente a la estación FUKU, donde existe una región semi circular, en la que aparecen deslizamientos de muy baja intensidad, cercanos a los 0.5 metros. Este mismo sector es acordonado por slips que alcanzan los 1.5 metros. Desplazandonos más hacía el sur, a lo largo de la costa, se siguen apreciando deslizamientos cercanos al metro.

Concerniente a los slips recuperados para la interfase inferior de fallamiento tipo normal, notamos que éstos son bastantes someros y que se situan muy cercanos a la fosa, bajo lo que fue la zona de ruptura del terremoto. Logramos ver un parche justo en el límite de placas, con una magnitud que rebasa los 3.5 metros, y se posiciona anterior a las estaciones GPS/Acústicas, las que presentan movimiento reverso respecto a las estaciones en tierra. Ligéramente más hacía el oeste, se localiza otro parche de deslizamiento de medida cercana al 1.5 metro y que se asenta de manera antecesora a lo que fue el epicentro del megashock. Un poco



más hacia el norte del primer parche descrito antes, se observa otro pequeño, de magnitud menor al metro.



Figura 5.1: Las imágenes a,c,e,g,i muestran la distribución espacio-temporal del afterslip acumulado en la interfase superior para los 5 años luego de ocurrido el megashock, mientras que las imágenes b,d,f,h,j representan la distribución espacio temporal de los deslizamientos en la interfase inferior posterior al terremoto, también durante las ventanas de tiempo descritas en el cuadro 3.2. La estrella blanca en todos los mapas representa el epicentro del terremoto ocurrido en la región de Tohoku-Oki. En flechas grises se plotean los desplazamientos registrados por las estaciones GPS y en azul los desplazamientos modelados. En colores cálidos se muestra la distribución y magnitud de los deslizamientos post-sísmicos en ambas interfases. La flecha roja indica la velocidad de convergencia con la que subducta la placa del Pacífico.

Las componentes horizontales de los desplazamientos observados, consiguen modelarse de buena forma, salvo exepciones, como en la estación marina bajo el epicentro, en la que se subestima el desplazamiento horizontal. Notamos también que la estación localizada en el fondo marino (FUKU), excede los 0.5 metros en dirección a la fosa, similar a las estaciones desplegadas frente a la superficie de ruptura.

Hablando en términos de magnitud de momento, se calcula que para la interfase superior, los deslizamientos y área que estos cubren, son equivalentes a hablar de un terremoto de $M_w = 8,3$, mientras que para la interfase inferior, la distribución de after-slip sugiere un terremoto equivalente a $M_w = 7,9$.

La Figura 5.1 c y 5.1 d, nos hacen ver que luego de dos años, siguen apareciendo deslizamientos en las interfases superior e inferior con magnitudes que superan el metro. De hecho, notamos que para la interfase inversa, el slip acumulado para el año subsiguiente al megasismo, conserva su tendencia a distribuirse semirodeando el área de ruptura y semi bordeando nuevamente lo que fue la zona de nucleación del megashock y extendendiendose hacia el sur, paralelo a la costa. Sigue existiendo un parche ubicado al noroeste del epicentro, cuya magnitud es cercana a los 1.5 metros, y el cual se extiende desde los 38 ° a 39.5 ° grados de latitud. Se aprecia de igual modo que para los años 2011-2012, una lengua de slip con una magnitud aproximada al metro, se establece desde la costa, hasta alcanzar por el norte a la estación marina FUKU. A la a altura de 37 ° de latidud, paralelo a la costa, se sigue viendo after-slip, pero con una magnitud que va desde los 0.5 a 1 metro.

La interfase inferior, manifiesta dos parches de slip de mediano tamaño, los que están distribuidos colindante a la fosa, y cuyas magnitudes no superan el 1.5 metro.

En cuanto a los desplazamientos modelados, éstos siguen ajustandose de manera óptima a las observaciones, y presenta magnitudes que van casi desde los 0 a 0.3 metros sobre tierra y 0 a 0.2 metros en el fondo oceanico. Las estaciones marinas emplazadas cerca del frente de ruptura, presentan un claro decaimiento en su magnitud, al igual que las ubicadas en la isla. Particular es lo que ocurre en las 2 estaciones GPS/A ubicadas al sur del area del terremoto (FUKU-CHOS), donde se aprecia un leve cambio en su dirección, respecto al tiempo 2011-2012, existiendo pequeña rotación hacia el sur.

Para este caso, en términos de magnitud de momento, las interfases inversa y normal presentan deslizamientos equivalentes a un terremoto de $M_w = 8,1$ y $M_w = 7,7$ respectivamente.

Durante los últimos 3 años se sigue observando la misma tendencia en cuanto

a la distribución espacial del after-slip asociado a la fase post-sísmica, sin embargo con una clara reducción en su magnitud, alcanzando valores cercanos a los 0.7 metros aproximadamente en ambas interfases. No obstante, cabe destacar la aparición de un tercer parche en el plano de falla B, ubicado al sur de los dos parches frente al epicentro, distribuidos de forma contigua a la fosa, y el cual no supera los 0.5 metros. Este parche podría estar relacionado a la poca magnitud de los desplazamientos registrados por la estación FUKU durante estos últimos años y al cambio en dirección de éstos, o simplemente ser parte de un artefacto entregado por el proceso de inversión producto de la poca magnitud de las observaciones.

5.1.1. Deslizamiento acumulado 2011-2015

En la sección de tratamiento de datos, se mencionó que se disponía de siete estaciones localizadas sobre el subsuelo marino, pero que sólo seis de éstas contaban con registros durante el periodo de 5 años posterior al terremoto, puesto que la estación GJT3 sólo poseía datos desde el año 2011 hasta inicios del año 2013, la cual fue de todos modos incorparada al proceso de inversión para mapear los deslizamientos acumulados.

El deslizamiento post-sísmico acumulado por 5 años, desde el día siguiente a la nucleación del terremoto hasta el 11 de marzo de 2016, se distribuye de manera semejante a los slips indicados durante el primer año, pero con valores en magnitud que sobrepasan los 6.5 metros, para el caso de la interfase superior. La mayor concentración de deslizamiento en el megathrust se localiza contiguo al deslizamiento co-sísmico obtenido por Vera., 2016, abarcando un área que se extiende desde los 38 ° a 39.5 ° de latitud, paralelo a la costa. Al sur de los 38 °, otro parche de slip de similar envergadura espacial, pero menor magnitud, se situa a lo largo de la bahía, alcanzando valores próximos a los 4 metros. Se sigue evidenciando que en la región adyacente a la estación FUKU, un área circular de bajo slip, es semi acordonada por valores de deslizamientos cercanos a los 2 metros.

En proximidades del punto (37.5°,143°), notamos una lengua de slip que se origina en la costa, a partir de un parche mayor, y que se emplaza hacia el este, con una pequeña componente sur. Podemos también constatar a partir de la figura 5.2 a, que la distribución de after-slip sobre el plano de falla A, se complementa de un buen modo, con el deslizamiento co-sísmico, presentado en Vera., 2016.



Figura 5.2: a) Colores cálidos indican el deslizamiento acumulado durante los 5 años posteriores al mainshock establecido para la interfase superior. En líneas negras se plotean también el deslizamiento co-sísmico (Vera., 2016) para la interfase inversa (contornos de 5, 10, 20, 40 metros desde fuera hacia dentro). b) Se muestra en colores cálidos el deslizamiento post-sísimico acumulado durante los 5 años posteriores al terremoto de Japón sobre la interfase inferior. En contornos negros se plotea el deslizamiento co-sísmico para la interfase normal (Vera., 2016) (contornos de 3, 5.5, 10, 15, 22 metros desde afuera hacia dentro). La estrella blanca representa el epicentro del mega shock. Las flechas grises y azules muestran los desplazamientos observados y modelados respectivamente, mientras que la flecha roja representa la velocidad de convergencia de la placa de Pacífico respecto a Okhotk.

Los deslizamientos mostrados en la Figura 5.2 b, se asentan sobre la interfase inferior, y se configuran de modo similar a lo expuesto para el primer año de deformación pos-terremoto. Son dos parche de slip colindantes uno del otro, los que se emplazan a lo largo de la fosa a la altura de 38 ° de latitud, y ambos se asocian a valores máximos de deslizamiento de 5.5 metros. La región situada más al sur, limita casi de forma complementaria con la distribución de deslizamiento co-sísmico sugerido en Vera., 2016, y el que alcanza valores de 30 metros máximo. Sin embargo, la zona de deslizamiento orientada más hacia el norte, se localiza sobre un área de deslizamiento co-sísmico.

En cuanto respecta a los desplazamientos modelados, se consigue un buen ajuste para la estaciones dispuestas por GEONET en general, no obstante, contemplamos un menor ajuste a las observaciones vecinas a la fosa, variando más que su magnitud, su dirección.

La energía liberada durante estos 5 años, corresponde a magnitudes de momento de 8.2 y 8.6, para las interfases de inferior y superior respectivamente.

5.1.2. Sismicidad v/s After-Slip



Figura 5.3: a) En colores cálidos se contempla el deslizamiento acumulado durante los 5 años posteriores al mega evento de Japón para la interfase superior. En círculos, se grafica la sismicidad mayor a 5.5 M_w , registrada en 5 años. El negro señala sismos más superficiales, opuesto a los grises, que indican sismos localizados a mayores profundidades. b) La misma sismicidad representada en a), pero con sus respectivos mecanismo focales, además del deslizamiento post-sísmico correspondido al plano de falla B. En el costado inferior derecho, se desplegan los valores de la magnitud de momento a la que equivaldría cada configuración de deslizamiento. La flecha roja indica la velocidad de convergencia de la placa de Pacífico respecto a Okhotk.

Con la finalidad de realizar un análisis más profundo respecto a la distribución de deslizamientos recuperados para la fase post-sísmica, es que se efectua una comparación entre la distribución de la sismicidad asociada a la zona de Nankai y la configuración del after-slip.

En la Figura 5.3, podemos ver que gran parte de la actividad sísmica se emplaza alrededor de las zonas que exhiben tasas de slip menor, salvo en sectores donde se evidencia mayor deslizamiento, pues la sismicidad se traslapa con la distribución de after-slip. No obstante, podemos advertir que sobre la región cercana a la fosa, se emplaza un pequeño cluster de sismos, en su mayoria, de caracter normal y cuyas profundidades exceden los 15 kilómetros. (Anexo). El resto de la superficie es gobernada por actividad sísmica de mecanismo inverso y la que se situa de modo de semirodear las áreas con mayores deslizamientos.

Podemos inferir entonces, que la mayor cantidad de after-slip, se desarrolla de forma asimica, puesto que la cantidad de sismidad y la magnitud de esta, no es suficiente para inducir deslizamientos superior a 6 metros, esto tanto para la interfase superior e inferior.



5.1.3. Inversión considerando componentes verticales.

Figura 5.4: En colores cálidos se muestran los deslizamientos acumulados sobre la interfase superior e inferior. La estrella blanca indica la región de nucleación del megashock. a) Figura que enseña la distrubución de slip acumulado para el megathrust. En flechas grises y azules los datos observados y modelados respectivamente. En contornos negros se superpone el deslizamiento cosismico para la interfase inversa incluido en Vera., 2016 (Contornos de 5, 10, 20, 40 metros). Se plotean desplazamientos horizontales b) Análogo a la figura (a) pero para la interfase normal. Líneas negras indica deslizamiento co-sísmico para la interfase inferior (3, 5.5, 10, 15, 22 metros). Se grafican desplazamientos verticales. c) Círculos oscuros caracterizan la actividad sísmica mostrada en sección 4.1.3. d) Mecanismos focales asociados a imagen (c).

Anteriormente se aludió a que realizar inversiones para periodos de tiempo de un año, empleando las componentes verticales, acarreaba mayor ruido en los resultados, a causa de un error más grande presente en los datos, pues estos tenían menor magnitud que la incertidumbre asociada. No obstante, luego de 5 años de medición, los desplazamientos verticales, en general, sobrepasaban ligeramente en valor a los errores en cada componente, por lo que se decidió realizar inversiones que consideraban los registros verticales.

Esperadamente, los resultados para la interfase superior, se correlacionan de bastante buena manera a lo obtenido en la inversión sólo contemplando componentes horizontales de desplazamiento. Se advierte de forma más clara, un tercer parche de slip, el cual sobrepasa los 6.5 metros de deslizamiento y que se localiza al sur de la región con slip co-sísmico. Se aprecia también que lateralemente, al sur y norte del área de ruptura, se presentan zonas con slip cercano a los 2 metros, los que están de forma contigua y paralela a la fosa, los cuales podrían ser artefactos de la inversión.

Por el contrario, para la interfase inferior, la distribución de slip post-sísmico varía significativamente respecto a lo mostrado en la sección anterior. Se continua evidenciando una región de menor tamaño, subyacente a la fosa y que presenta deslizamientos cercanos a los 3 metros. Lo diferente es la gran cantidad espacial de slip sobre el sector en que se nuclea el mainshock, el que curiosamente, concuerda con el máximo de volocidades inter-sísmicas conjeturadas por Vera et al., 2016 y que alcanza valores de 14 cm/año.

A pesar de los interesantes resultados, los desplazamientos verticales aledaños a la fosa y que evidencian una clara subsidencia, no consiguen modelarse totalmente en cuanto a su magnitud, mas en la mayoría de las veces, si en dirección. Al contrario de éstas, las observaciones con componente este y norte solamente, si logran modelarse, obteniendo un mejor ajuste que en el caso anterior, aunque no de sobresaliente forma, pues no se logran ajustar del todo a las observaciones próximas al epicentro.

Finalmente, analizando la distribución de los aftershocks, continuamos presenciando una correlación entre el slip inherente a la interfase superior, y la localización de sismos, los que rodean en general las superficies con deslizamientos que sobrepasan los 2 metros de slip. Mencionar que el cluster de sismos normales ubicados de forma aledaña a la fosa, siguen traslapandose con parte del deslizamiento normal asociado a la interfase inferior y que sobre el área de deslizamiento co-sísmico, no se evidencia sismicidad de magnitud superior a 5.5 M_w

5.1.4. Inversión utilizando componentes verticales con desplazamientos mayores al error asociado.



Figura 5.5: En colores cálidos se muestran los deslizamientos acumulados sobre la interfase superior e inferior. La estrella blanca indica la región de nucleación del megashock. a) Figura que muestra la distrubución de slip acumulado. En flechas grises y azules los datos observados y modelados respectivamente. En líneas negras se superpone el deslizamiento co-sísmico para la interfase inversa incluido en Vera., 2016. Líneas de 5, 10, 20, 40 metros. Se plotean desplazamientos horizontales b) Análogo a la figura (a) pero para la interfase normal (Contornos de 3, 5.5, 10, 15, 22 metros). Se grafican desplazamientos verticales. c) Círculos oscuros caracterizan la actividad sísmica referenciada en la sección 4.1.3. d) Mecanismos focales asociados a imagen (c).

Con la finalidad de resolver si la inversión efectuada tomando las componentes verticales, tenía algún grado de confiabilidad, se determinó por realizar el mismo proceso de inversión, pero considerando sólo aquellas estaciones que presentaban desplazamientos superiores a 0.1 metros. De esta forma, la cantidad de puntos en los cuales existían observaciones, se redujo a 116. La mayoría de estas estaciones estaban esparcidas a lo largo de la costa, evidenciando un claro alzamiento, mientras que el resto de estaciones eran las desplegadas en el subsuelo marino, exhibiendose una notoria subsidencia.

Mediante la Figura 5.5 a, se advierte que en relación a los deslizamientos asentados sobre el megathrust, estos siguen manifestando una distribución espacial similar a lo sugerido en los resultados anteriores. Es decir, la prevalencia de 3 parches de slips con valores superiores a los 5 metros, dos posicionados a lo largo y sobre la costa y otro desplazado en dirección al oceáno, al norte de la estación FUKU.

Se sigue evidenciando un deslizamiento de gran magnitud justo por debajo del epicentro del mainshock, sobrepasando los 3 metros de after-slip. Se contempla también una región a lo largo de la costa, con deslizamiento de carácter normal. Esta distribución de after-slip puede explicar de forma intermedia, la subsidencia registrada paralela a la fosa.

5.1.5. Test de Resolución

Una forma de estimar cuanta confiabilidad puede asociarse a nuestros resultados, es mediante la construcción de deslizamientos sintéticos, para posteriormente computar un problema directo usando la geometría de Okada, y el modelo de falla finita. En nuestro caso proponemos 2 interfases que conforman nuestro modelo de falla, por lo que se requieren dos distribuciones diferentes de slip asociados a las interfases superior e inferior. Posteriormente ya delimitada la geometría y creados estos deslizamientos e introducidos al modelo, se reproducen los desplazamientos sintéticos netos en superficie generados por nuestro problema directo.

Notemos, que en el caso opuesto a la inversión, nosotros ya tenemos conocimiento de la distribución de slip en las diferentes interfases, y además hemos sido capaces de reproducir los desplazamientos superficiales producto de tal configuración. Ahora se prosigue a realizar la inversión con las vobservaciones ya en mano. La finalidad de esto, es tratar de recuperar los deslizamientos anteriormente propuestos, y asi dilucidar cuan efectiva es la resolucíon espacial del modelo. Es importante señalar que mientras más compacto y extenso sea un arreglo de monitoreo GPS, mayor será nuestra capacidad de rescatar las regiones de slip asociadas a las observaciones superficiales, puesto que la geometría de Okada estará más constreñida espacialmente.



Figura 5.6: a-c) Deslizamientos sintéticos con magnitud máxima de 5 metros distribuidos de forma intercalada. para la interfase superior e inferior respectivamente b-d) Deslizamientos recuperados para interfase superior e inferior respectivamente con máximos de 5 metros.

Gracias al gran número disponible de estaciones de monitoreo GPS, se puede advertir a partir de la Figura 5.6, que el grado de resolución espacial obtenido, nos faculta para recuperar slip en ambas interfases. Existe un grado de incertidumbre, más que vinculado a la distribución espacial, es a la magnitud de los deslizamientos recuperados.

El deslizamiento sintético construido para la interfase superior, consta de 20 parches de slip, distribuidos de forma intercalda, tanto en la dirección del strike, como del dip. Cada región proporciona un valor de 5 metros de slip, mientras que las áreas en blanco mapean zonas de nulo deslizamiento. En la Figura 5.6 b, notamos que los slip recuperados tras la inversión, posee un adecuado grado de correlación, referente al slip sintético inicial, que fue incorporado dentro del modelo. No obstante las regiones recuperas alcanzan valores que fluctuán entre los 3 y 5 metros en general. En el sector noroeste de la placa, podemos percatarnos que no se logran rescatar regiones de deslizamientos. Esto posiblemente relacionado a un menor número de estaciones disponible para esa zona.

En cuanto concierne a los patrones de slip incorporados al modelo, referentes a la interfase inferior, podemos percatarnos de que la configuración espacial de estos parches, se distribuye de forma complementaria a los de la interfase superior. Estos deslizamientos sintéticos son construidos de manera análoga a los descritos con anterioridad. Se evidencia en la Figura 5.6 d, que gran parte de los slip asentados en latitudes medias, logran recuperarse casi totalmente respecto a los iniciales, salvo cerca de la fosa, donde estos son sobre estimados. Existen dos sectores, emplazados al norte y sur del mapa, que muestran un casi nulo deslizamiento reconstruido. Una posible causa que origina que los deslizamientos sean recuperados con menor magnitud que los originales, es que se localizan bajo el plano de falla A, por lo que el modelo podría estar confundiendo ambas distribuciones y además de que se ubican 30 kilómetros más abajo, por lo que existiría una mayor dificultad al momento de reconstruir los deslizamientos definidos inicialmente.

Pese a todo lo anterior, este particular modelo de falla finita, edificado a partir de la geometría introducidad por Okada., 1985 y a sus soluciones de dislocaciones para una Tierra elástica y homogénea, nos otorgan una resolución cercana a la fosa que no han logrado muchos modelos utilizados con anterioridad, todo esto es consecuencia de la disponibilidad de 7 estaciones desplegadas en el subsuelo marino, aledañas al límite de placas. Por lo tanto, nuestro modelo de falla finita está facultado para recuperar deslizamientos emplazados en dirección del up-dip con un alto grado de confianza, a excepción del sector norte del área de ruptura. Capítulo 6

Discusión y Conclusión

6.1. Distribución complementaria del slip co-sísmico y post-sísmico, considerando sólo componentes horizontales.

Según lo visto en la sección de resultados, para el megathrust, un evidente parche de slip predomina durante los 5 años de registro, el cual se situa casi inmediatamente al noroeste del epicentro del mega evento. La magnitud de los deslizamientos asociados a esta región de alto slip, varía desde los 3.5 a 1 metro a lo largo del periodo 2011-2016. Por consiguiente, durante el mismo periodo, la acumulación de after-slip sobrepasa los 6 metros de deslizamiento, lo que se asemeja a un terremoto de 8.2 M_w , con un momento sísmico correspondiente a $M_o = 2,49 \times 10^{21} Nm$. Este resultado no sorprende, puesto que se ve reflejado en dos puntos fundamentales, siendo el primero de estos el área de deslizamiento post-sísmico observado durante los últimos años, además de la magnitud de slip vinculado a este periodo de relajación.

Yamagiwa et al., 2015, para la interfase superior, obtiene una distribución de after-slip similar a la expuesta en la Figura 5.2 a, sin embargo el periodo que abarca su estudio es de dos años (2011-2013). Por lo tanto se tiene que la mayor concentración de after-slip, sucede durante los 2 años posteriores al megashock de Japón, alcanzando valores de slip cercanos a los 4 metros, lo que indica una correlación entre el slip obtenido en este trabajo y el de Yamagiwa, pero sólo considerando el megathrust.

De similar manera, Osawa et al., 2012, determina una distribución de after-slip que se aproxima a lo expuesto en la Figura 5.1 a, sin embargo se presentan algunas variaciones en cuanto a la magnitud. Su distribución de after-slip es ligeramente mayor que 3 metros, mientras que nuestros valores alcanzan una magnitud máxima de 3.5 metros. Parte de esta diferencia puede estar ligada al uso de un diferente marco de referencia, puesto que Osawa trabajó las observaciones postsísmicas referenciadas a la posición fija de la estación FUKU. Por el contrario, para nuestro caso, se efectuo el estudio considerando Okhotk fija.

En cuanto a los deslizamientos ligados a la interfase inferior, se observa una correspondencia espacial entre lo obtenido para el periodo co-sísmico (Vera, 2016) y post-sísmico, lo que conlleva a pensar en movimiento gradualmente continuo en la interfase de fallamiento normal, pero a menor escala que en el megathrust. Incluso, contemplando la Figura 6.1, podemos dilucidar otra correspondencia espacial, entre los deslizamientos co y post-sísmicos y las velocidades inter-sísmicas (Vera, 2016). Éstas últimas están distribuidas en un sector intermedio del plano de falla inferior, entre el down-dip y up-dip. Por consiguiente, si se procede bajo la hipótesis de que gran parte de la interfase normal aporta a deformación, pero a menor escala, se pensaría en la posibilidad de observar también deslizamientos normales, en la dirección del down-dip, pues esto no es apreciable durante el inter y co sísmico. Se computó también la cantidad de momento sísmico asociado al deslizamiento acumulado para la interfase normal, cuyo valor alcanzó $M_o = 6,14 \times 10^{20} Nm$, lo que equivale a un terremoto de magnitud 7.79 M_w .

6.1.1. Modelación velocidades horizontales e implicancias.

Si nos detenemos a pensar sobre los registros observados sobre el suelo marino, notamos que existe un rápido decaimiento en la magnitud de los deslizamientos, lo que queda revelado de forma explícita en la Fiigura 4.3. Durante los primeros dos años luego de la nucleación del mainshock, cercano a la fosa se evidencia un veloz desplazamiento hacía el oeste, lo cual nosotros interpretamos como deslizamientos de tipo normal en sectores menos profundos (up-dip), mientras que los desplazamiento exhibidos en la isla en dirección al este, serían originados en gran parte por deslizamiento inverso emplazado en la dirección del down-dip. Se aprecia de las Figuras 5.1 y 5.2, que las observaciones logran ser bien modeladas. En efecto, que un modelo netamente elástico como lo es el propuesto por Okada en 1985, nos faculte de reproducir los desplazamientos superfiales con un poco residual, nos concede la idea de que en el corto plazo, la deformación post-sísmica es, en su mayoría, atribuida a sistemas de fallamientos, más que a una relajación viscoelástica, lo cual apoya la idea presentada por Ingleby et al., 2017, en la cual sugiere que las velocidades post-sísmicas obedecen a un decaimiento Omori-like, pues presentan magnitudes inversamente proporcionales al tiempo de ya ocurrido el terremoto. Esto es inconsistente con patrones de deformación lineal de Maxwell o Burger, los que se asocian más a procesos de relajación visco-elástica.

6.1.2. Modelación usando componentes horizontales y verticales.

La Figura 5.4 a, enseña el deslizamiento post-sísmico en la interfase inferior, pero conseguido mediante la incorporación de los registros verticales al proceso de inversión. Notamos que existe una similud espacial bastante alta referente al deslizamiento post-sísmico para el megathrust exhibido en la Figura 5.2 a, sugiriendo que es esta distribución espacial de after-slip la que prevalece a lo largo de los últimos años. No obstante, se advierte que el tercer parche de slip localizado al sur del epicentro, posee mayor magnitud para el caso de la inversión con datos verticales que con horizontales.

Como se mencionó en los párrafos anteriores, al sur de la nucleación del mainshock, existen dos regiones ubicadas por delante y detras de la estación FUKU que no evidencian gran cantidad de after-slip, lo que se correlaciona muy bien con el deslizamiento co-sísmico, puesto que este se extiende hasta esta dos zonas, con valores máximos que varían entre los 5 y 10 metros. Por lo tanto se cumple con que regiones que se deslizan durante el terremoto, no sustentan tanto movimiento durante el tiempo posterior a éste. Por el contrario, en la zona norte del área de ruptura, se evidencia after-slip somero, muy próximo a la fosa. Dicha región no presenta mayor deslizamiento durante la fase co-sísmica. Nosotros pensamos que es posible obtener slip superficial cercano a la fosa, pero de menor magnitud, el cual se gatilla de forma sísmica y asísmica, segun lo mostrado en la Figura 5.5 c.

Considerando que los desplazamientos verticales acumulados durante 5 años, seguían evidenciando, en su mayoria, valores similares al error asociado, es que se decretó por trabajar sólo con aquellas estaciones que presentaran desplazamientos superficiales superiores a 0.1 metros. En efecto, de un total de 379 estaciones, éstas se redujeron a tan solo 116. De este resultado se desprende que el patrón espacial de slip que se logra reproducir (Figura 5.5), no varía considerablemente, en comparación con los resultados expuestos en la Figura 5.4. Esto invita a pensar que tal configuración espacial, por lo menos en el megathrust, es la que gobierna durante los 5 años post terremoto. Este resultado además, apoya el hecho de que la zona norte del área de ruptura que no presentó tanto deslizamiento co-sísmico, si evidencia slip durante la fase post-sísmica. Una consecuencia de estos resultados, es la asignación de after-slip superficial frente al receptor FUKU, lo cual ya ha sido propuesto por otros autores (Yamagiwa et al., 2015).

6.1.3. Deslizamientos en la interfase inferior.

En la Figura 6.1, se grafican las velocidades inter-sísmicas presentadas en Vera., 2016, las que están sobrepuestas al deslizamiento post-sísmico obtenido usando sólo componentes verticales, y usando componentes verticales más horizontales. Se logra contemplar que el máximo de slip se traslapa con la zona de mayor velocidad, previa al mega evento. Durante el periodo inter-sísmico hay regiones que mostraron poco deslizamiento lento, pero que mayor movimiento exhiben durante el periodo post terremoto. Podemos sugerir entonces que la zona inferior del slab, a la que nosotros asignamos un plano de falla, presenta movimiento que se prolonga casi por todo el ciclo sísmico que ha sido registrado hasta la fecha, evidenciandose entonces una constante deformación, mas en menor escala.



Figura 6.1: a) Los colores cálidos representan el deslizamiento post terremoto obtenido para la interfase inferior usando solo componentes horizontales. b) Los colores cálidos indican el after-slip asociado a la interfase inferior, obtenida mediante la inversión de desplazamientos con componentes horizontales y verticales. En contornos negros se plotea las velocidades inter-sísmicas conseguidas en Vera., 2016. Cada línea muestra velocidades de 4, 6, 8 y 12 cm/año.



Figura 6.2: La gráfica superior izquierda, evidencia la variación de las dislocaciones en profundidad. Estas son de carácter normal. A su derecha se aprecia el slip relacionado a cada tipo de fallamiento. Finalmente, la imagen inferior puede resumir como la región entera es compactada en una sola interfase

Desde el punto de vista mecánico, se sabe que una región más profunda, es caracterizada por una zona dúctil, lo que permite que exista mayor deslizamiento en la interfase inferior comparado con en el megathrust, probablemente con velocidad semejante a la de convergencia. Si se piensa que la placa es rígida, se puede desprender de esta idea, que dentro de esta misma pudiese presentarse algun tipo de dislocación paralela al slab, induciendose una zona de movimientos de carácter normal. Es entonces esta región la que podría ser acotada o promediada a solo una, definiendo entonces un sólo plano de falla, tal como se propuso en el inicio de este trabajo. De forma más esquemática, esta podría compactarse en una idea más clara a través de la Figura 6.2 A partir de la Figura 6.2, podemos dar una idea intuitiva de lo que estaría sucediendo bajo la placa oceánica. Como primera aproximación, observamos que existe una especie de difusión del movimiento, pues éste se origina en un sector dúctil, y este parámetro tendería a aumentar en profundidad. Sin embargo, existiría una fuente principal a este movimiento, el cual puede ser explicado como un movimiento más rápido de la interfase inferior del slab, respecto al resto de la placa subductante, produciendo deformación dentro de ésta, lo que a la vez estaría originando estreses de cizalle. En efecto, el proceso culminaría con una dislocación, preferentemente de carácter normal, puesto que la dirección de los estreses favorecería a este tipo de fallamiento. Estas dislocaciones podrían extenderse desde dentro de la placa, hasta margenes superiores del manto litosférico.



Figura 6.3: Las flechas con círculos muestran los movimientos esperados producto de los deslizamientos en ambas interfaces, las cuales también son representadas mediante flechas de color azul (movimiento normal) y color rojo (movimiento inverso).
Finalmente todo el proceso puede ser extrapolado a un solo plano, con fines prácticos de inversión. No obstante se espararía, que al realizar inversiones con más interfases, las soluciones siguirían estando representadas por un solo plano de falla, pues el sistema de ecuaciones impuesto, busca reducir el error, y esto se lograría considerando una solo interfase.

De forma más concluyente, podemos aseverar que la mayor parte de los desplazamientos cuantificados sobre la isla de Japón al cabo de es estos últimos años, tienen como fuente principal, deslizamientos emplazados en el megathrust, predominando éstos en la dirección del downdip.

En cuanto a los registros GPS/A asentados sobre el área de ruptura, podemos inferir a partir de las Figuras 5.2, 5.5 y 6.3 que las velocidades horizontales en dirección a tierra, están causadas por deslizamientos someros de carácter normal emplazados próximos a la fosa. En el caso la subsidencia observada, ésta estaría influenciada por deslizamiento de caracter normal más localizado en la dirección del down-dip, sin descartar otro aporte menor de relajación visco-elástica.

6.1.4. Ciclo sísmico

Considerando la discusión y resultados expuestos con anterioridad, se desprende una idea principal, la que quedaría evidenciada a través de la correspondencia espacial y temporal de los deslizamientos asentados tanto en la interfase superior como inferior.

Según lo propuesto en Vera., 2016, durante el inter-sísmico, los desplazamientos observados en superficie, tendrían como principal fuente, deslizamiento lento localizado en la interfase inferior, lo cual es lógico de pensar, si sabemos que durante esta etapa del ciclo sísmico, el megathrust experimenta en su mayoría de superficie, un acople con la placa continental. Entonces de aqui asumimos que durante el inter-sísmico, el slab sigue subductando, arrastrando al continente hacia el oeste, en el caso de Japón, moviendose todo el conjunto como un solo bloque. Debido al movimiento del plano inferior, se carga el sistema con gran esfuerzo en la interfase superior. De forma análoga ocurriría en la interfase inferior, en las direcciones del up-dip y down-dip, pero en menor proporción.

Una vez que ocurre el terremoto, la zona acoplada en general, presenta un gran deslizamiento co-sísmico, al igual que parte de la interfase inferior que acumuló esfuerzo en el up-dip, pero de mucha menor magnitud. Nosotros pensamos que es factible tener mayor deformación en el up-dip de la interfase normal, puesto que este sector es un poco menos dúctil que en el down-dip.



Figura 6.4: Figura que indica como diferentes partes del slab se desplazan a lo largo del ciclo sísmico. Flechas punteadas azules muestran la posición de las velocidades inter-sísmicas, flechas rojas muestran el deslizamiento co-sísmico, flechas grises el deslizamiento post-sísmico y flechas negras el deslizamiento lento de la placa (velocidad de convergencia).

Consecuentemente, para la fase post-sísmica, las zonas en el megathrust que no evidenciaron gran deslizamiento, experimentan dislocaciones de menor envergadura. Lo mismo sucede en la interfase inferior, la que también sigue evidenciando slip, pero con valores más bajos de movimiento, pues la acumulación de estreses es mucho menor.

Sin embargo de la Figura 6.1 b, podriamos observar una zona anómala en cuanto a su comportamiento, pues esta región proyectada del sector de nucleación del mainshock, presenta alto deslizamiento durante las fases inter-sísmica y gran subsidencia en la etapa post-sísmica, pero cuyas causas o interpretaciones, escapan de la finalidad de este trabajo.

Finalmente podemos concluir que parte de la región emplazada cerca de la fosa y que experimenta susbidencia de gran magnitud, está condicionada por deslizamientos normales bajo el área de ruptura y contiguo al trench. Este slip también afecta en el movimiento en dirección a la isla. Sin embargo, para reproducir la subsidencia observada en la isla, otro parche de slip normal debe situarse en la región del donwdip. Por otro lado, es la contribución del deslizamiento inverso en el megathrust, orientado en la dirección del downdip, el que induciría gran alzamiento en la costa. Nosotros no nos cerramos a la posibilidad de que la relajación viscoelástica pudiese estar influenciando parte de los registros, en especial en el área de nucleación del terremoto, no obstante consideramos imperante construir modelos que involucren los diferentes procesos que estarían teniendo lugar en alguna sectorización de la interfase de placa inferior, incluso dentro de esta misma, y cuya evidencia está siendo cada vez más contingente en las geociencias. Parte del objetivo del slab model, es unificar tales observaciones, dentro de un mismo modelo.

Bibliografía

- Bataille, K., Peña, C., Novoa, C., Herrera, A., Vera, F. and Hernandez, N., 2016. Slab model of subduction and its implication on the earthquake cycle. In: Second Colloquium of Geophysical Signatures of Earthquakes and Volcanoes (2GSEV), Santiago de Chile.
- [2] Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., Shapiro, S., 2014. Highresolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophys J Int* **197**, 1744–1749.
- [3] Brudzinski, M., Thurber, C., Hacker, B., Engdahl, E., 2007. Global prevalence of doubleBenioff zones. *Sci New York N Y* **316**, 1472–4.
- [4] DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., 2010. Geologically current plate motions. Geophysical Journal International 181, 1–80.
- [5] Hayes, G., Wald, D., Johnson, R., 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. J Geophys Res Solid Earth 1978 2012 117.
- [6] Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., Hasegawa, A., 2001. Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone. J Geophys Res Solid Earth 1978 2012 106, 2177–2191.
- [7] Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., Ito, Y., 2011. Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys Res* Lett 38.
- [8] Novoa, C., 2015. Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
- [9] Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear tensile faults in a halfspace. Bull Seismol Soc Am 75:1135-1154.

- [10] Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T., 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature* 475, 373–376.
- [11] Ozawa, Shinzaburo and Nishimura, Takuya and Munekane, Hiroshi and Suito, Hisashi and Kobayashi, Tomokazu and Tobita, Mikio and Imakiire, Tetsuro., 2012. Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 117, 2156-2202.
- [12] Peña, C., 2014. Inversión del deslizamiento de la placa subductante en el Sur de Chile mediante datos GPS (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
- [13] Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., Asada, A., 2011. Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthqua- ke. *Science* **332**, 1395–1395.
- [14] Savage, 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 88, 4984–4996.
- [15] Sun, T., Wang, K., Iinuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S., Ohta, Y., Hu, Y., 2014. Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature* 514, 84–87.
- [16] Watanabe, Shun-ichi and Sato, Mariko and Fujita, Masayuki and Ishikawa, Tadashi and Yokota, Yusuke and Ujihara, Naoto and Asada, Akira., 2014. Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation. *Geophysical Research Letters* 41, 1944-8007.
- [17] Yamagiwa, Shuji and Miyazaki, Shinichi and Hirahara, Kazuro and Fukahata, Yukitoshi., 2015. Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw9.0) inferred from inland GPS and seafloor GPS/Acoustic data. *Geophysical Research Letters***42** 1944-8007.

Apéndice A

Anexo

