



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



# MODELO DE DESLIZAMIENTO CO-SÍSMICO DEL TERREMOTO DE TOHOKU-OKI $MW = 9.0$ INFERIDO POR OBSERVACIONES GRAVIMÉTRICAS SATELITALES

Memoria para optar al Título de Geólogo

**Juan Carlos Tralcal Lleuful**

**Profesor Patrocinante:** Dr. Mauricio Espinoza Vargas

**Profesional Guía:** Dr. Klaus Dieter Bataille Bollweg

**Profesores Comisión:** Dra. María Ignacia Calisto Burgos  
Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

Concepción, 2023



Dedicado a mi familia, María, Irma, José, Gloria, Max, Andrés, Ale, a mis amigas, a mis amigos, a mi compañera Violemilla y al profesor Klaus Bataille.

## Resumen

El 11 de marzo de 2011, en la región de Tohoku-Oki, Japón, ocurrió un gran terremoto con una magnitud de momento de  $M_w = 9.0$  (USGS). Este evento generó deslizamientos corticales a gran escala que fue monitorizado por diversos sistemas terrestres, lo que llevó a la realización de investigaciones con diferentes modelos co-sísmicos para entender las características geométricas y físicas de la zona de subducción. Sin embargo, estas investigaciones se limitan a a distribución heterogénea y acotada a de las estaciones GPS y otros sistemas de monitoreo sísmico, especialmente en zonas submarinas.

Afortunadamente, desde marzo del 2002, se cuenta con dos satélites gemelos del proyecto geoespacial GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), que proporcionaron información gravimétrica terrestre con un amplio rango de observaciones. La presente Memoria de Título se enfoca en el uso de datos gravimétricos satelitales para estudiar la deformación de la corteza terrestre (tanto continental como submarina) causada durante la fase co-sísmica del terremoto de Tohoku-Oki. La hipótesis de este estudio se basa en el modelo de geometría propuesto por Sieh et al. (1999), conocido como Modelo de Placa, el cual considera dos interfases con direcciones de ruptura opuestas (normal e inversa). Para llevar a cabo el análisis, se utiliza la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica teniendo en cuenta la curvatura de la Tierra, que se expresa matemáticamente en Funciones de Green de Dislocación (DGFs). Adicionalmente, se incorporan dos interfaces horizontales entre las cortezas continental y oceánica, ubicadas sobre el manto superior, basado en el análisis del movimiento absoluto de las placas. En total, se involucran cuatro placas tectónicas: la placa del Pacífico, de Filipinas, de Eurasia y de Okhotsk.

Se realiza una inversión para obtener el deslizamiento de las cuatro interfases del modelo, estableciendo una relación con las observaciones de los satélites GRACE. Los resultados que se obtienen muestran que la deformación cortical inferida por las anomalías gravimétricas se correlacionan con la geometría y la magnitud del deslizamiento en las interfases, especialmente aquellas que rodean a la placa subductante. Luego, se realiza un análisis del gradiente de gravedad y se compara con modelos de otras investigaciones.

Esta Memoria de Título demuestra la utilidad de los datos gravimétricos satelitales

y su relación, a través de la modelización numérica basada en una Tierra esférica, con el Modelo de Placa en una extensa área.

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>4</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Ciclo Sísmico . . . . .	2
1.2. Modelo de Placa o <i>Slab Model</i> . . . . .	3
1.3. Movimiento absoluto de placas tectónicas . . . . .	12
1.4. Zona de Estudio . . . . .	15
<b>2. Hipótesis y objetivos</b>	<b>19</b>
2.1. Hipótesis . . . . .	19
2.2. Objetivos . . . . .	19
2.2.1. Objetivo general . . . . .	19
2.2.2. Objetivos específicos . . . . .	19
<b>3. Marco teórico</b>	<b>21</b>
3.1. Gravedad y deslizamiento . . . . .	21
3.2. Teoría de Dislocación de una Tierra Esférica Autogravitatoria . . . . .	25
3.3. Cálculo de gravedad . . . . .	28
3.4. GRACE . . . . .	37
3.4.1. Antecedentes . . . . .	37
3.4.2. Equipamiento . . . . .	39
3.4.3. Datos . . . . .	44
3.4.4. Anomalías gravimétricas y terremotos . . . . .	47
<b>4. Metodología</b>	<b>55</b>
4.1. Datos . . . . .	55
4.2. Modelamiento de la geometría en la zona de subducción . . . . .	58
4.3. Funciones de Green . . . . .	65
4.4. Gradiente y rotación . . . . .	66
4.5. Inversión y regularización del sistema . . . . .	69
4.5.1. Mínimo deslizamiento . . . . .	72
4.5.2. Suavización . . . . .	72
<b>5. Resultados</b>	<b>76</b>
5.1. Gradiente de gravedad . . . . .	76

Índice general	7
5.2. Deslizamiento . . . . .	78
<b>6. Discusión</b>	<b>81</b>
6.1. Comparación con otros modelos . . . . .	82
6.1.1. Panet et al. (2018) . . . . .	82
6.1.2. Ji et al. (2022) . . . . .	84
<b>7. Conclusión</b>	<b>88</b>
<b>Referencias</b>	<b>92</b>

# Índice de cuadros

3.2.1.Relación entre Funciones de Green y geometría de fuentes puntuales. $n$ es el vector unitario normal a la superficie de falla infinitesimal y $\nu$ es igual al vector de dislocación, que se distribuyen en un espacio tridimensional $x,y,z$ . $G$ representa a la función de Green ( $i = 1, \dots, 4$ ), donde $u$ y $\psi'$ representan la deformación y el potencial de gravedad respectivamente, que varían en función de la coordenada esférica $\theta$ y del tiempo ( $t$ ). $\phi$ corresponde a la coordenada esférica acimutal. Tabla modificada de Tanaka et al. (2006). . . . .	26
3.3.1. <i>Fault.dat</i> . Archivo de entrada para el modelo de falla del terremoto. Modificado de Gao et al. (2017). . . . .	37
3.3.2. <i>Observation_point.dat</i> . Archivo de entrada para los puntos de observación. Modificado de Gao et al. (2017). . . . .	37
4.1.1. <i>Observation_point.dat</i> . Archivo de entrada para los 7.371 puntos de observación. . . . .	57
4.2.1.Geometría de las interfases A, B, C y D. . . . .	63
4.2.2. <i>Fault.dat</i> . Archivo de entrada de la interfase A con 96 sub-fallas para el modelo de falla del terremoto. Cada fila corresponde a una fuente. . . . .	64
4.3.1.Archivo de salida de la interfase A en la sub-falla de coordenadas $39.92^\circ$ latitud Norte y $151.03^\circ$ longitud Este, deslizamiento = 1.0 m, $rake = 88.0^\circ$ , profundidad = 12.0 km, acimut= $234.9^\circ$ , manteo = $12.0^\circ$ , largo = 107.8 m, ancho = 110.2 m. Las longitudes y latitudes se corresponden con los puntos de observación del archivo de entrada <i>observation_point.dat</i> . . . . .	66
5.1.1.Valores $\lambda_L$ , Residual y Norma L2 (mínimos cuadrados) de los modelos evaluados bajo la geometría de interfases propuesta. . . .	77

# Índice de figuras

1.1.1. Esquema representativo de una zona de subducción en un margen convergente. Figura extraída de <a href="http://www.slideplayer.com">www.slideplayer.com</a> . . . . .	3
1.1.2. Esquema del ciclo sísmico. Figura modificada de Ruegg (1994). . .	4
1.2.1. Esquema del <i>Back-slip Model</i> propuesto por Savage (1983). <b>(A)</b> Solución estacionaria de deslizamiento inverso, <b>(B)</b> solución suplementaria de deslizamiento normal y <b>(C)</b> de superposición de las dos soluciones donde las líneas horizontales en el plano de falla representan la zona de acoplamiento interplaca. Figura modificada de Savage (1983). . . . .	5
1.2.2. Esquema que muestra los parámetros de un modelo idealizado de deformación inter-sísmica en una zona de subducción. Figura de Sieh et al. (1999) . . . . .	6
1.2.3. Esquema representativo de la deformación al largo plazo en zonas de subducción producto de la fuerza de arrastre. El modelo representa la subducción de un cuerpo con un comportamiento en un medio elástico con dislocación en dos planos envueltos por medios dúctiles. Figura de Bataille et al. (2016). . . . .	7
1.2.4. Localización de eventos sísmicos correspondiente al período comprendido entre los años 2005 y 2012 para el segmento de Iquique emplazado en el norte de Chile. En verde la sismicidad de la corteza continental y en azul la sismicidad asociada la placa subductante. (a) Vista de planta; (b) sección N-S; (c) perfil E-O; (d) distribución sísmica normal de la placa subductante para las dos secciones (I y II) (profundidad cero en la interfaz de la placa); (1) primera banda de sismicidad, (5) segunda banda de sismicidad, (6) posible tercera banda de sismicidad cerca del Moho oceánico. Figura de Bloch et al. (2014) . . . . .	9
1.2.5.(a) Mapa de los Andes Centrales. Las estaciones sismológicas se representan en triángulos negros y los eventos sismológicos en puntos grises, que además, son gráficos en el perfil de abajo. (b) Hipocentros reubicación de los sismos con sus respectivos mecanismos focales donde se observa la presencia de dos bandas sismogénicas separadas por 8 a 10 km. Figura modificada de Rietbrock and Waldhauser (2004). . . . .	10

1.2.6. Se observa en la parte superior los catálogos de sismicidad utilizados para el caso de Japón, mientras que en la parte inferior se muestran los datos sísmicos rotados a la componente normal de la placa subductante. Figura de Brudzinski et al. (2007). . . . .	11
1.2.7.(A) Mapa con distribución de puntos de observación para microsismos entre abril de 1992 y agosto de 1998 al norte de Japón. (B) Hipocentros relocalizados para la sección AA'. (C) Esquema con la interpretación y distribución de eventos tipo inverso (LT), normal (NF), <i>downdip compression</i> (DC) y <i>downdip extension</i> (DE). Figura modificada de Igarashi et al. (2001). . . . .	12
1.3.1. Mapa global con las velocidades absolutas de las placas en relación con los <i>hotspots</i> profundos estimados por el modelo T25M (flechas negras) que se comparan con las velocidades relativas del modelo NNR-MORVEL56 (flechas rojas) (Argus et al., 2011). Las líneas naranjas marcan los límites de placas. Figura de Wang et al. (2018). . . . .	13
1.3.2. Esquema del movimiento relativo entre el manto y la corteza terrestre en relación con los <i>hotspots</i> profundos estimados por el modelo T25M de Wang et al. (2018). Los triángulos de color rojo escarlata representan los <i>hotspots</i> activos y los triángulos de color rojo vino a los inactivos. $t_1$ y $t_2$ corresponden al tiempo 1 y 2 en que estos <i>hotspots</i> aparecieron. D es la distancia, constante, entre los <i>hotspots</i> activos y d es la distancia entre los <i>hotspots</i> inactivos. Las flechas negras y rojas representan el movimiento relativo entre las placas tectónicas y el manto superior respectivamente. . . . .	14
1.4.1.(a) Configuración tectónica y los márgenes de placa presentes en la zona de estudio para el terremoto Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ . Se representa el mecanismo focal del terremoto, donde además flechas rojas indican el movimiento relativo entre las dos placas en el límite de placas. Figura modificada de Ozawa et al. (2011). (b) Modelo de deslizamiento de falla finita USGS V2 - 2011/03/18 que muestra un deslizamiento máximo de 32 m, usando un rango de ruptura velocidad de 1,25 - 3 km/s. . . . .	16
1.4.2. Deformación en superficie del terremoto de Tohoku-Oki de 2011. (a) Desplazamiento terrestre, submarino y modelo de deslizamiento durante el co-sísmico. (b) Desplazamiento terrestre y submarino durante el post-sísmico un año posterior a la ocurrencia del terremoto $M_w = 9.0$ . Figura de Sun et al. (2014). . . . .	17
1.4.3. Modelo propuesto por Panet et al. (2018) para el terremoto de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ del 2011 para los análisis gravitatorios tomados por GRACE. (A) Modelo co-sísmico para la gradiente gravimétrico perpendicular a la fosa. (B) Modelo de gradiente gravimétrico entre el 11 de marzo de 2012 y el 23 de mayo de 2014, producto de una relajación viscoelástica de la astenósfera provocada inicialmente por el deslizamiento co-sísmico. Figura modificada de Panet et al. (2018). . . . .	17

- 3.1.1. Modelo de dislocación para una esfera simétrica. La figura (A) muestra la ubicación de un terremoto dentro de una esfera. La figura (B) muestra la geometría en coordenadas esféricas  $(r, \theta, \phi)$ .  $r$  es la distancia radial de un punto de dislocación ubicada en un eje polar.  $\eta$  es el vector normal y  $\nu$  es el vector que describe la dislocación con un ángulo  $\lambda$  respecto al rumbo del plano de falla cuyo ángulo de manteo es  $\delta$ .  $e_1, e_2$  son los vectores unitarios en dirección de  $\theta = 0$  y  $\theta = \pi/2$  respectivamente, y  $e_3$  es un vector en dirección del eje polar. Figura modificada de Sun and Okubo (1993). 22
- 3.1.2.(A) Cambio de gravedad global para una dislocación vertical con deslizamiento en el rumbo obtenido a partir de una esfera homogénea. La distancia epicentral es proporcional a la distancia radial. El modelo es evaluado a partir de una dislocación con una fuente a 32 km de profundidad y con un momento sísmico ( $M_0$ ) de  $3.61 \times 10^{23}$  N m. Para un  $0^\circ < \theta < 90^\circ$  se muestra cambio de gravedad positivo en  $90^\circ < \phi < 180^\circ$  y en  $270^\circ < \phi < 360^\circ$ , contrario a lo que ocurre con las áreas opuestas de  $0^\circ < \phi < 90^\circ$  y  $180^\circ < \phi < 270^\circ$  donde la gravedad disminuye. (B) Cambios de gravedad global obtenidos de un modelo de Tierra con superficie plana con un deslizamiento en el rumbo. El modelo es evaluado a partir de una dislocación con una fuente a 32 km de profundidad. La distancia  $x$  de la superficie con la fuente se relaciona con una esfera a partir de  $x = a\theta$ . Figura modificada de Sun and Okubo (1993) y de Okubo (1991). . . . . 24
- 3.2.1. Cuatro fuentes sísmicas independientes. De izquierda a derecha: deslizamiento en el rumbo en un plano vertical, deslizamiento en el manteo en un plano vertical, tensión en el plano vertical y tensión en un plano horizontal. Figura de Gao et al. (2017). . . . . 25
- 3.2.2. Modelo de tierra viscoelástica utilizado para calcular la función de Green. Arriba el modelo de Tierra elástica PREM y abajo el perfil de viscosidad. Se grafican la densidad  $\rho$  y velocidades de onda P y S (VP y VS). La viscosidad es igual al infinito a una profundidad de 120 km (es decir, cuerpo elástico perfecto). La parte menos profunda del perfil se amplía en los cuadros de la derecha. El núcleo interno también se considera como un cuerpo sólido perfecto. Figura de Tanaka et al. (2006). . . . . 27
- 3.3.1. Esquema que muestra, abajo, la geometría de dislocación  $D(\theta_1, \phi_1; d_s)$  y, arriba, el punto de observación  $P(\theta_2, \phi_2)$ .  $Z_2$  corresponde al acimut del punto de observación  $P$  con respecto a la dislocación  $D$ , mientras que  $Z$  corresponde al acimut de  $P$  con respecto a la línea de falla y resulta de  $Z = Z_1 - Z_2$ . Figura de Gao et al. (2017). . . . . 29
- 3.3.2. Diagrama de flujo del funcionamiento del código de Gao et al. (2017). Modificado de Gao et al. (2017). . . . . 33

3.3.3. Esquema de la subdivisión de una falla finita. Si la distancia epicentral $\psi$ entre el punto de observación y el centro de una sub-falla no es diez veces mayor que la longitud del lado más largo de la sub-falla (líneas segmentadas), el código subdividirá automáticamente la sub-falla en celdas más pequeñas (líneas azules). Luego es posible calcular las deformaciones en el campo cercano con alta precisión a través del esquema de suma de segmentos (Fu and Sun, 2004). Figura de Gao et al. (2017). . . . .	35
3.3.4. Representación de los resultados calculados usando el código en comparación con las observaciones GPS. Las flechas rojas representan los desplazamientos horizontales co-sísmicos teóricos causados por el terremoto Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ , cuyo epicentro está indicado con la estrella negra, mientras que las flechas azules representan los desplazamientos horizontales arrojados por las observaciones GPS. Figura de Gao et al. (2017). . . . .	36
3.4.1. Ilustración de los satélites GRACE en orbita. Figura del <i>Jet Propulsion Laboratory</i> de la NASA ( <a href="http://www.gracefo.jpl.nasa.gov">www.gracefo.jpl.nasa.gov</a> ). . . . .	38
3.4.2. Esquemas de la cubierta (A), componente interno (B) y componente inferior (C) de los satélites GRACE. Figura modificada del <i>Center for Space Research, The University of Texas at Austin</i> ( <a href="http://www2.csr.utexas.edu">www2.csr.utexas.edu</a> ). . . . .	40
3.4.3. Figura conceptual del funcionamiento de la misión GRACE y la transmisión de datos GPS mediante satélites de seguimiento. (HAIRS = <i>high accuracy inter-satellite ranging system</i> o sistema de medición inter-satélite de alta precisión). Figura de Flechtner et al. (2021). . . . .	42
3.4.4. Cambio de distancia en micrómetros entre los satélites de GRACE durante un sobrevuelo sobre los Himalayas el 3 de mayo de 2003. Figura de Flechtner et al. (2021). . . . .	42
3.4.5. Atracción gravitatoria de los satélites GRACE. Este ejemplo simplificado ilustra los movimientos de los satélites mientras pasan hacia el sur desde el Mar Caribe a través de Colombia y Perú (es decir, una masa terrestre más densa) hacia el Océano Pacífico. Los dos satélites miden sobre el océano (1), pero cuando el satélite líder encuentra tierra, la mayor gravedad de la tierra lo aleja del satélite seguidor, que aún se encuentra sobre el agua (2). Una vez que el segundo satélite encuentra tierra, también es atraído hacia la masa y, en consecuencia, hacia el satélite líder (3). Cuando el satélite líder vuelve sobre el agua, es ligeramente atraído de vuelta por la tierra, mientras que el satélite seguidor continúa sobre la tierra. Una vez que ambos satélites vuelven a estar sobre el agua, el satélite seguidor se ralentiza debido a la tierra (4) antes de volver a su distancia original detrás del satélite líder. Figura del <i>Jet Propulsion Laboratory</i> de la NASA ( <a href="http://www.gracefo.jpl.nasa.gov">www.gracefo.jpl.nasa.gov</a> ). . . . .	43

3.4.6. Cambio de altitud de la órbita de GRACE entre marzo de 2002 y septiembre de 2017. Figura modificada de Flechtner et al. (2021).	44
3.4.7. Modelos de Gravedad Global: (a) GGM01S con anomalías en mGal medidos en 111 días. (b) GGM05S con anomalías en mGal medidos en mas de 10 años. 1 miligal (mGal) es igual a $0.00001 \frac{m}{s^2}$ , por lo tanto, un miligal es aproximadamente una millonésima parte de la aceleración estándar en la superficie de la Tierra ( $9,8 \frac{m}{s^2}$ ). Las zonas de color rojo representan a sectores con mayor masa compacta, como cordones montañosos, a diferencia de las zonas azules que se encuentran principalmente en los océanos. Figuras extraídas del <i>Center for Space Research, The University of Texas at Austin</i> ( <a href="http://www2.csr.utexas.edu">www2.csr.utexas.edu</a> ).	47
3.4.8. Cambios en la gravedad (en unidades $\mu Gal$ ) generados por el terremoto de Sumatra $Mw = 9.1$ en 2004. (a) Observaciones de GRACE; (b) Resultados de cálculos teóricos de Han et al. (2006). Figura de Han et al. (2006).	49
3.4.9. Anomalías de gravedad observadas en la zona del terremoto Tohoku-Oki $Mw = 9.0$ . (a) Anomalías en $\mu Gal$ filtradas por Wang et al. (2012) (b) Anomalías en mGal filtradas por Heller et al. (2020) con un coeficiente armónico esférico truncado a 60 grados.	50
3.4.10. Distribuciones de deslizamiento co-sísmico (m) estimados por tres modelos: (a) Ammon et al. (2011), (b) Shao et al. (2011) y (c) Hayes (2011). Las líneas de contorno verde indican deslizamientos de 10 m, 20 m y 30 m. (d) Deslizamiento post-sísmico estimado por Ozawa et al. (2011) para el período del 12 al 25 de marzo de 2011. Las líneas de contorno están a 0.3 m, 0.6 m y 0.9 m en este caso. Los puntos morados muestran los epicentros de las réplicas del terremoto Tohoku-Oki entre el 11 de marzo y el 24 de abril de 2011, tomados de la solución del GCMT. El mecanismo focal del terremoto Tohoku-Oki se representa en azul. (e, f, g y h) Los cambios de gravedad predichos por los modelos correspondientes en las Figuras 3a, 3b, 3c y 3d, respectivamente, pero truncados al grado armónico esférico 60 y suavizados espacialmente utilizando un filtro gaussiano de radio 350 km. Figura de Wang et al. (2012).	51
3.4.11. Esquema del sistema tectónico del área de estudio de la investigación de Panet et al. (2018). Figura de Panet et al. (2018).	52
3.4.12. Variaciones pre, co y post-sísmicas de la señal del gradiente de gravedad (en unidades de mEötvös) del terremoto Tohoku-Oki observado en el área de estudio obtenido a partir de los datos de GRACE. La secuencia gravimétrica se muestra a una escala de 1.400 km y esta orientado en sentido $\phi\phi$ , pero rotados entre un promedio de $20^\circ$ a $55^\circ$ en sentido horario para obtener la mayor amplitud de la señal (Panet et al., 2018). Figura de Panet et al. (2018).	53

4.1.1. Puntos de observación GRACE (en rojo) en la zona de estudio. La estrella negra marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ ocurrido el 11 de marzo del 2011. Las líneas azules representan los límites de placa. . . . .	56
4.1.2. Observaciones de gradiente gravimétrico $\phi\phi$ (mEötvös) en la escala de 1.400 km tratado por Panet et al. (2018) para el co-sísmico de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ ocurrido el 11 de marzo de 2011. Las líneas naranjas segmentadas representan los límites de placa. La estrella blanca marca el epicentro del terremoto. Placas tectónicas: Placa del Pacífico (Pac), Filipina (PHS), Okhotsk (Ok), Eurasia (Eu). . . . .	58
4.2.1. Esquema geométrico del modelo co-sísmico de subducción postulado, basado en la propuesta de Sieh et al. (1999) y el análisis de la investigación de Wang et al. (2018). (A) corresponde a la interfase con deslizamiento inverso, mientras que (B) representa a la interfase de deslizamiento normal. (C) y (D) representan interfases con deslizamiento horizontal. H indica la profundidad en la vertical designada para el espesor de la placa subductante en la fosa (33 km). La estrella blanca marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ . . . . .	59
4.2.2. Histogramas que muestran la distribución de eventos EHB (terremotos de alta frecuencia) para los segmentos analizados en Brudzinski et al. (2007), ordenados por la edad de la placa subductante, de acuerdo a la dirección normal de la placa subductante. La separación de la Doble Zona de Benioff (DBZ, por sus siglas en inglés) se estima mediante ajustes múltiples de distribuciones gaussianas. El histograma en rojo representa al caso de la placa subductante en Japón y la línea azul segmentada se corresponde con la profundidad de la segunda zona sismogénica. Modificado de Brudzinski et al. (2007). . . . .	60
4.2.3.(a) Zona de subducción y sismicidad del noreste de Japón, Tohoku . Las línea roja continua muestra la interfaz estimada de la placa (Zhao et al., 1997), y la línea roja punteada muestra el Moho estimado a 7 km por debajo de la parte superior de la placa del Pacífico. (b) Sección vertical de los terremotos a lo largo de una transecta al norte de Japón, Hokkaido. Los puntos rojos, azules y verdes muestran respectivamente los eventos en el plano superior, plano inferior y entre los dos planos (intra placa). . . . .	61

4.2.4. Distribución espacial de los límites externos de las interfases evaluadas. El polígono rojo en (a) marca el contorno externo que cubren las interfases A, B, C y D, mientras que en (b) se marca con líneas blancas segmentadas. La línea negra discontinua indica el comienzo de la subducción y marca el límite entre las interfases A;B - C. La estrella blanca marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki $Mw = 9.0$ . Placas tectónicas: Placa del Pacífico (Pac), Filipina (PHS), Okhotsk (Ok), Eurasia (Eu). Los trazos naranjas corresponden a los límites de márgenes convergentes mientras que los trazos amarillos corresponden a los límites divergentes. La flecha roja representa al vector de convergencia de la placa oceánica subductante (Pac). . . . .	62
4.2.5. Distribución espacial dentro del área de estudio de las sub-fallas para cada interfase del modelo postulado. (a) interfase A, (b) interfase B, (c) interfase C y (d) interfase D. Cada plano contiene un total de 96 sub-fallas. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto Tohoku-Oki $Mw = 9.0$ del 11 de marzo del 2011. Las líneas naranjas corresponden a los límites de placas. Placas tectónicas: Placa del Pacífico (Pac), Filipina (PHS), Okhotsk (Ok), Eurasia (Eu). La flecha roja representa al vector de convergencia de la placa oceánica subductante (Pac). . . . .	63
4.3.1. Esquema del procesamiento de las funciones de Green sub-falla por sub-falla representadas por rectángulos dentro de una interfase plana de largo $L$ y ancho $W$ con respecto a los puntos de observación GRACE que se muestran como triángulos distribuidos homogéneamente. Los ángulos $\alpha$ y $\delta$ corresponden al rumbo de falla y al manto respectivamente. (a) indica el efecto en la gravedad por el deslizamiento de la sub-falla azul en los puntos de observación, mientras que (b) muestra el efecto del deslizamiento en la sub-falla roja en los mismos puntos de observación pero con distinta magnitud. Modificado de Gao et al. (2017). . . . .	65
4.5.1. Gráfico de constante de suavización residual $v/s$ lambda ( $\lambda_L$ ). Se observa el cambio del residual sufre una mayor variación luego de que $\lambda_L > 4$ . . . . .	73
5.1.1. Predicción del gradiente gravimétrico (mEötvös) en dirección N35,1°O producto de la geometría propuesta durante el co-sísmico de Tohoku-Oki $Mw = 9.0$ . . . . .	77
5.2.1. Deslizamientos (en metros) en las interfases como resultado de la inversión de la anomalía gravimétrica producida por la geometría propuesta en este trabajo. . . . .	79

6.0.1. Esquema del sistema tectónico en el área de estudio. El polígono blanco indica la distribución espacial del modelo propuesto en esta Memoria de Título. La línea blanca segmentada marca el rumbo de falla propuesto. La línea roja segmentada indica la fosa en el mar de Japón. La estrella negra marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ . Figura modificada de Panet et al. (2018).	82
6.1.1. Gradiente gravimétrico (en mEötvös). (a) Gradiente gravimétrico observado por GRACE filtrado por Panet et al. (2018). Modelos obtenidos por (b) la presente Memoria de Título, (c) Panet et al. (2018), (d) Ji et al. (2022). En (d) se señala con líneas blancas segmentadas el contorno del modelo co-sísmico de Hayes (2011). La estrellas, blancas, roja y negra respectivamente indican el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ .	84
6.1.2. Mapas de anomalías gravimétricas para el pre-sísmico del terremoto de Tohoku-Oki $M_w = 9.0$ . (a) corresponde al gradiente gravimétrico observado en Japón en febrero de 2011, mientras que (b) es el resultado obtenido por una falla normal de Panet et al. (2022). Las líneas naranjas corresponden a los límites de placa mientras que la estrella roja marca el epicentro del terremoto. Figuras de Panet et al. (2022).	86
7.0.1. Modelamiento de la anomalía gravimétrica para una sola interfase.	90

# Capítulo 1

## Introducción

Uno de los grandes motores de la Tierra es la convección del manto, incidiendo en el movimiento de placas mediante mecanismos reológicos litosféricos complejos (Bercovici et al., 2000), donde en algunas regiones este movimiento es prácticamente continuo o gradual, mientras que en otras es abrupta generando grandes terremotos. Debido a que los grandes terremotos afectan la vida de las personas, es importante entender lo mejor posible estos fenómenos, para así poder minimizar su efecto en la sociedad. Normalmente los grandes terremotos se estudian mediante la observación de las ondas sísmicas que ellas generan, lo cual permite inferir el desplazamiento de la fuente, pero son procesos que ocurren en forma repentina, es decir en escalas de tiempo de segundos a minutos, por lo cual es necesario abordar distintas metodologías para su escrutinio.

Lo interesante es que en las últimas décadas las observaciones geodésicas han impulsado enormemente la comprensión de estos fenómenos, ya que permite inferir el movimiento del desplazamiento en la fuente en escalas de tiempo de minutos a años. Sin embargo, una de las debilidades de estas observaciones geodésicas, es de que tienen una cobertura espacial global limitada (Zheng et al., 2018).

En los últimos años, investigadores han postulado la posibilidad de usar mediciones de la gravedad terrestre para inferir el movimiento de la fuente de grandes terremotos a partir de la dislocación de fuentes puntuales (Okubo, 1991, 1992) que actualmente pueden ser evaluados para un modelo esférico (Sun and Okubo, 1993). Quizás sea un poco controversial todavía, pero presenta una interesante oportunidad de investigar sobre la factibilidad de testear distintos modelos de

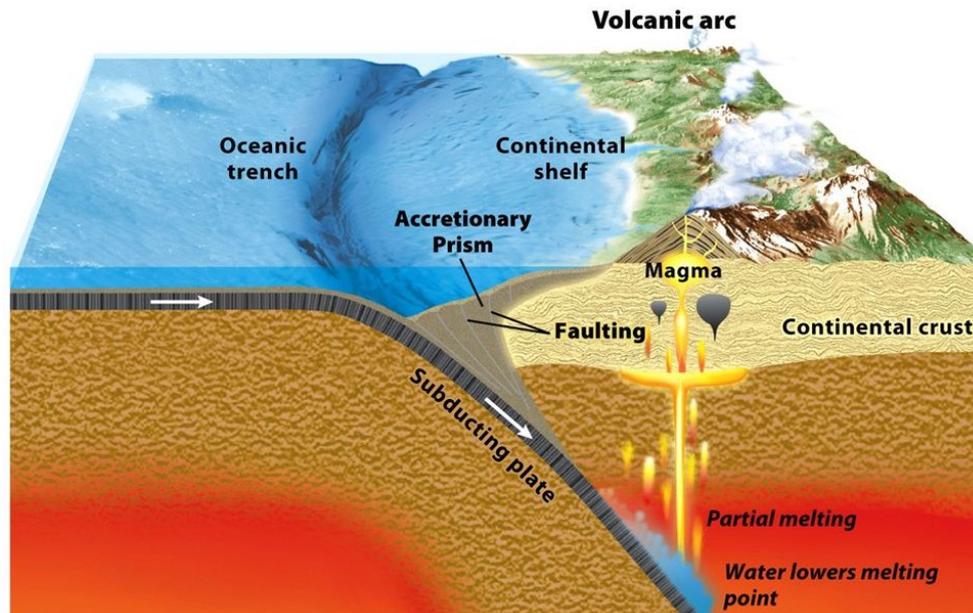
fuente sísmica.

Tras el análisis de algunos modelos del proceso de subducción, en particular aquellos derivados de observaciones de cambios en la gravedad causados por grandes terremotos (Sun and Okubo, 2004), se presenta la siguiente Memoria de Título. A continuación se aborda la comprensión del ciclo sísmico, se explora el modelo del movimiento de placas en las zonas de subducción y se examinan aspectos relevantes de la zona de estudio.

## 1.1. Ciclo Sísmico

A lo largo de los márgenes tectónicos de la corteza terrestre se reconocen importantes y extensas zonas de movimientos convergentes que traen consigo un proceso de subducción de placas, producto de fuerzas internas, que tienen como consecuencia la ocurrencia de eventos de alta energía como lo son los procesos de subducción como se puede ver en la Figura 1.1.1, en que de acuerdo a la teoría actual de tectónica de placas donde interactúan una placa oceánica y una continental, esta primera es la que se desliza bajo la placa continental (Forsyth and Uyeda, 1975) y que tras la acumulación de esfuerzos por el acople y una posterior perturbación del mismo se generan grandes terremotos. La acumulación y liberación de esfuerzos en las zonas de acoplamiento de estas placas subductantes se dan en un medio y ocurren en un tiempo mediante un proceso reiterativo llamado ciclo sísmico.

El ciclo sísmico incluye todo lo que pasa entre terremotos consecutivos y se divide en tres etapas principales: etapa ínter-sísmica, etapa co-sísmica y etapa post-sísmica como se muestra en la secuencia de la Figura 1.1.2 obtenida de Ruegg (1994). Estos ocupan un espacio temporal variable pero que cumplen una razón de casi constante donde la primera etapa, respectivamente, ocupa más del 90 % del ciclo completo lo que corresponden a decenas y hasta centenas de años donde se acumulan esfuerzos producto del acoplamiento de dos placas tectónicas (Ruegg, 1994). El concepto de ciclo sísmico remite su origen a la teoría del rebote elástico (Reid, 1910) que explica que los esfuerzos se acumulan (durante décadas en la etapa inter-sísmica) hasta superar el límite de resistencia del material para luego producirse la ruptura, y en cuanto a ello si las condiciones mecánicas en la zona de bloqueo permiten que la tensión alcancen un umbral crítico, se libera la

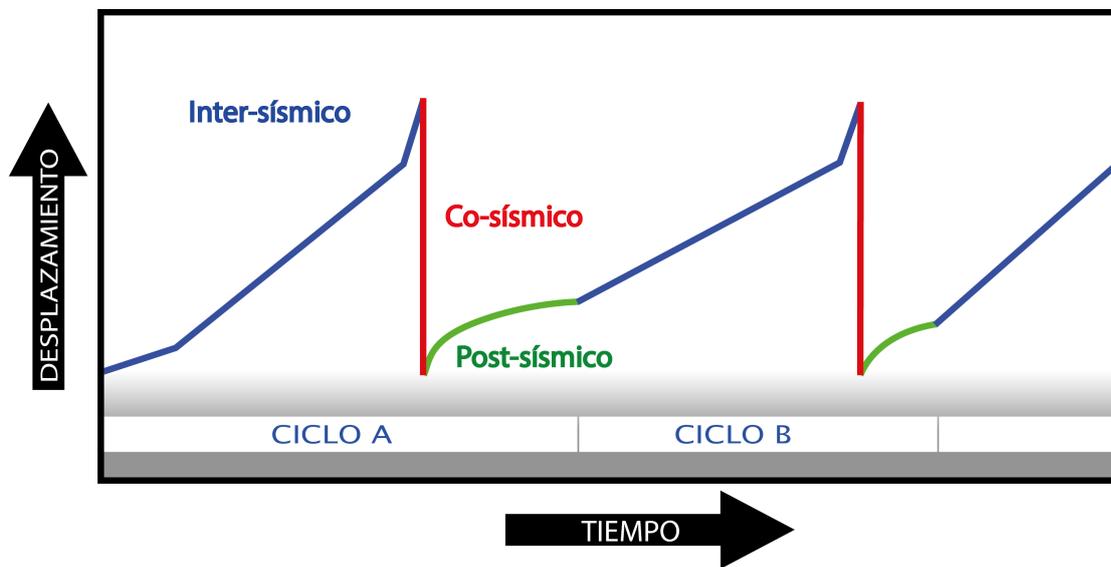


**Figura 1.1.1:** Esquema representativo de una zona de subducción en un margen convergente. Figura extraída de [www.slideplayer.com](http://www.slideplayer.com).

deformación elástica acumulada (etapa co-sísmica) en un corto lapso de tiempo de segundos o minutos, provocando que todos los desplazamientos finalmente alcanzan la tasa de deslizamiento en zonas donde las placas estuvieron acopladas. Seguido a esto se da inicio a la etapa post-sísmica que puede durar años donde se descarga casi la totalidad de del estrés que faltó liberarse en la etapa co-sísmica pero con menos magnitudes que ha sido explicada por distintas teorías. Cabe mencionar que en este trabajo se evalúa la etapa co-sísmica en base a los datos observados previo y durante su ocurrencia.

## 1.2. Modelo de Placa o *Slab Model*

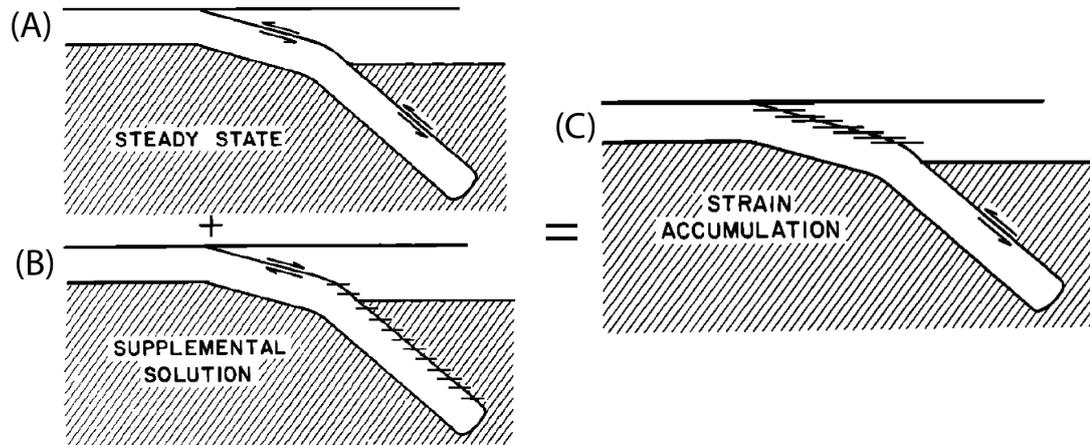
Durante la última década, en el Cinturón de Fuego del Pacífico se ha presenciado la ocurrencia de grandes terremotos como dentro de toda la historia geológica ha sido posible descifrar. Esto ha traído consigo, paralelo al avance de tecnologías, la implementación de una amplia cobertura de instrumentos para recopilación de datos sísmicos y geodésicos con lo cual ha sido posible elaborar modelos de falla finita en las tres etapas del ciclo sísmico. En este sentido se ha sido utilizado ampliamente datos geodésicos obtenidos de instrumentos GPS (*Global Positioning System*, en inglés) dispuestos en zonas continentales y en su gran mayoría en



**Figura 1.1.2:** Esquema del ciclo sísmico. Figura modificada de Ruegg (1994).

superficie terrestre dejando de lado el área sumergida bajo el mar, salvo algunas excepciones más recientes como ocurre en proximidades de la fosa en Japón (Dhar et al., 2023), además estos instrumentos están dispuestos de forma heterogénea producto de las cualidades de la topografía y geomorfología en el área de estudio. Sin embargo, en este trabajo se evalúa un modelo geométrico utilizando datos gravimétricos tomados desde el espacio exterior del planeta a una escala de 1.400 km (Panet et al., 2018) cuya cobertura se dispone de manera homogénea y también sobre áreas donde el océano cubre la superficie de la corteza terrestre.

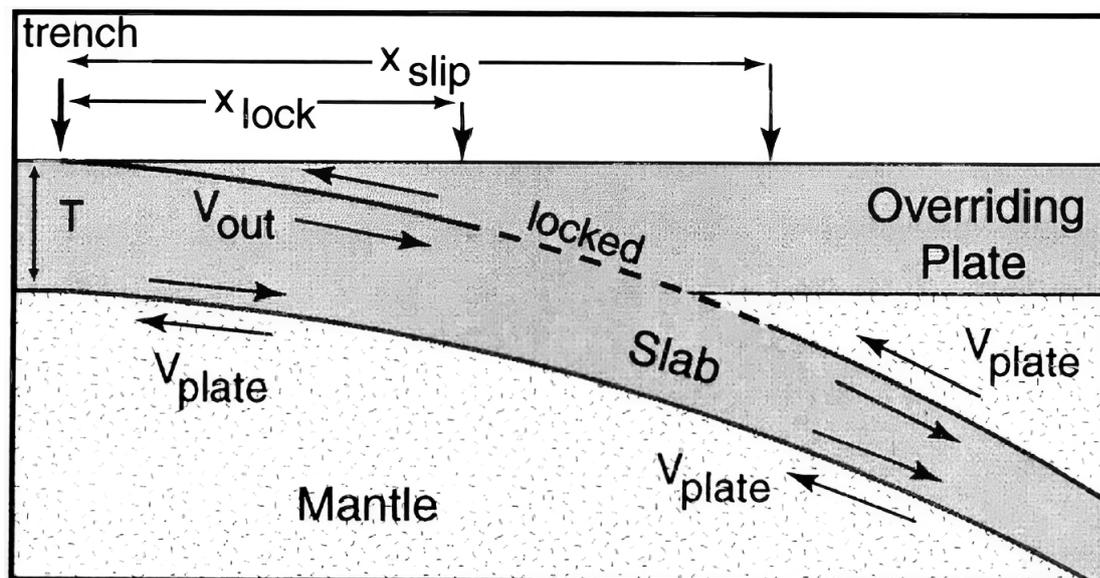
En relación a la definición de la geometría de la falla, es esencial presentar un fundamento respaldado por datos de observación. Esto asegura que el resultado sea coherente con la realidad. En este sentido, el modelo que se utiliza tradicionalmente es el propuesto por Savage (1983), más conocido como *Back-slip Model* que plantea una acumulación y liberación de tensión descrita en dos dimensiones que puede ser modelado a través de dos soluciones, una estacionaria y otra suplementaria, cuyos esfuerzos generan un desplazamiento en un solo plano de falla. La primera solución supone una subducción libre con un desplazamiento tipo inverso hasta la astenósfera a lo largo del plano de falla, por lo que se evalúa un promedio de convergencia, es decir correspondería al movimiento esperado de la placa subductante directamente asociado a la tasa de convergencia. Por otra parte, la solución suplementaria está representada por un fallamiento de tipo normal en la



**Figura 1.2.1:** Esquema del *Back-slip Model* propuesto por Savage (1983). (A) Solución estacionaria de deslizamiento inverso, (B) solución suplementaria de deslizamiento normal y (C) de superposición de las dos soluciones donde las líneas horizontales en el plano de falla representan la zona de acoplamiento interplaca. Figura modificada de Savage (1983).

zona sismogénica y sería explicada a través del concepto de acoplamiento en la zona de subducción generándose una acumulación de esfuerzos siendo necesario posteriormente un deslizamiento inverso para liberar dicha tensión, así entonces superponiendo ambas soluciones Savage (1983) propone una descripción del proceso de acumulación y liberación de esfuerzos que se puede ver esquematizado en la Figura 1.2.1.

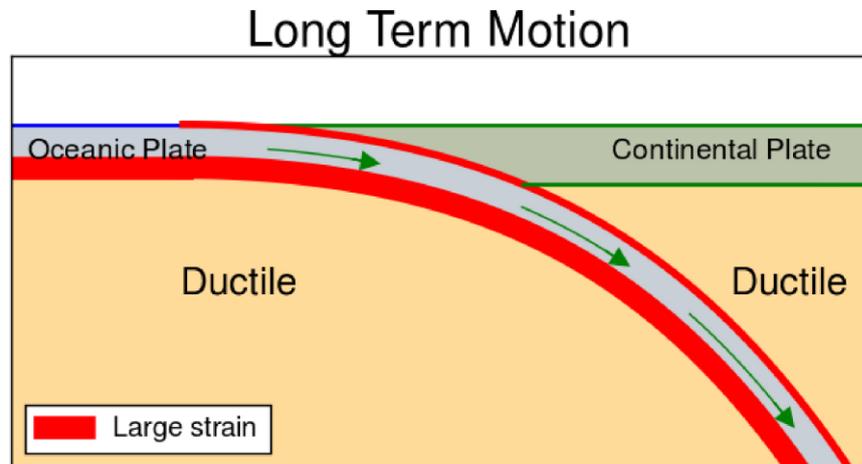
En esta hipótesis, Savage (1983) propone que el deslizamiento durante la carga y descarga son contrarios, sin embargo se distribuyen en un solo plano de falla lo cual le resta sentido físico, por lo que el trabajo presentado en esta Memoria de Título utiliza la geometría del Modelo de Placa propuesta por primera vez por Sieh et al. (1999) quienes suponen dos interfases con deslizamientos opuestos como se puede ver en la Figura 1.2.2 descrito para el inter-sísmico en la zona de subducción de Sumatra tras 25 años de monitoreo de la tasa media de elevación. Sieh et al. (1999) presentan un esquema de una placa subductante con un espesor de 15 km en el eje de la fosa, que se adelgaza hasta llegar a 0 km a una profundidad de 160 km. Más tarde esta hipótesis es retomada por Bataille et al. (2016) quien supone un deslizamiento (dentro de todo el ciclo sísmico) en al menos dos planos de falla distintos (Figura 1.2.3) que serían consecuencia de la fuerza de arrastre (*slab-pull*). La hipótesis de estos dos trabajos anteriores son aplicables de manera general a cualquier zona de subducción y es evaluada en el presente estudio con



**Figura 1.2.2:** Esquema que muestra los parámetros de un modelo idealizado de deformación inter-sísmica en una zona de subducción. Figura de Sieh et al. (1999)

datos de gravedad para determinar la aproximación a la realidad comparando con datos observados y otros modelos como el de Ji et al. (2022). El Modelo de Placa ya ha sido evaluado por autores como Peña (2014), Novoa (2015), Contreras et al. (2016), Vera (2016), Quiroga (2016), Herrera (2016), Molina (2017) y Aguirre et al. (2019) en diferentes etapas del ciclo sísmico de manera unificada.

El Modelo de Placa supone dos planos de falla paralelos entre sí cuya parte inferior es movilizada por la fuerza de arrastre principalmente según Bataille et al. (2016), por lo cual la evaluación de la deformación se hace en dos zonas según la representación de Sieh et al. (1999), para el caso de la zona de subducción de Sumatra. Esta geometría es trasladable a la zona de subducción de Japón sumando los antecedentes necesarios, y se representa una interfase superior con movimiento relativo tipo inverso y una interfase inferior con movimiento tipo normal durante el co-sísmico pero que también puede ser evaluado para el inter-sísmico y post-sísmico considerando las características asociadas a cada etapa del ciclo sísmico. Esta nueva interfase en la sección inferior de la corteza podría interferir en las anomalías de gravedad observadas desde el espacio mediante los satélites GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), que según los datos filtrados por Panet et al. (2018) han logrado medir variaciones de gravedad hasta una profundidad de 400 km aproximadamente. Las deformaciones detectadas en superficie durante el inter-sísmico son explicadas por un aporte mayoritario de



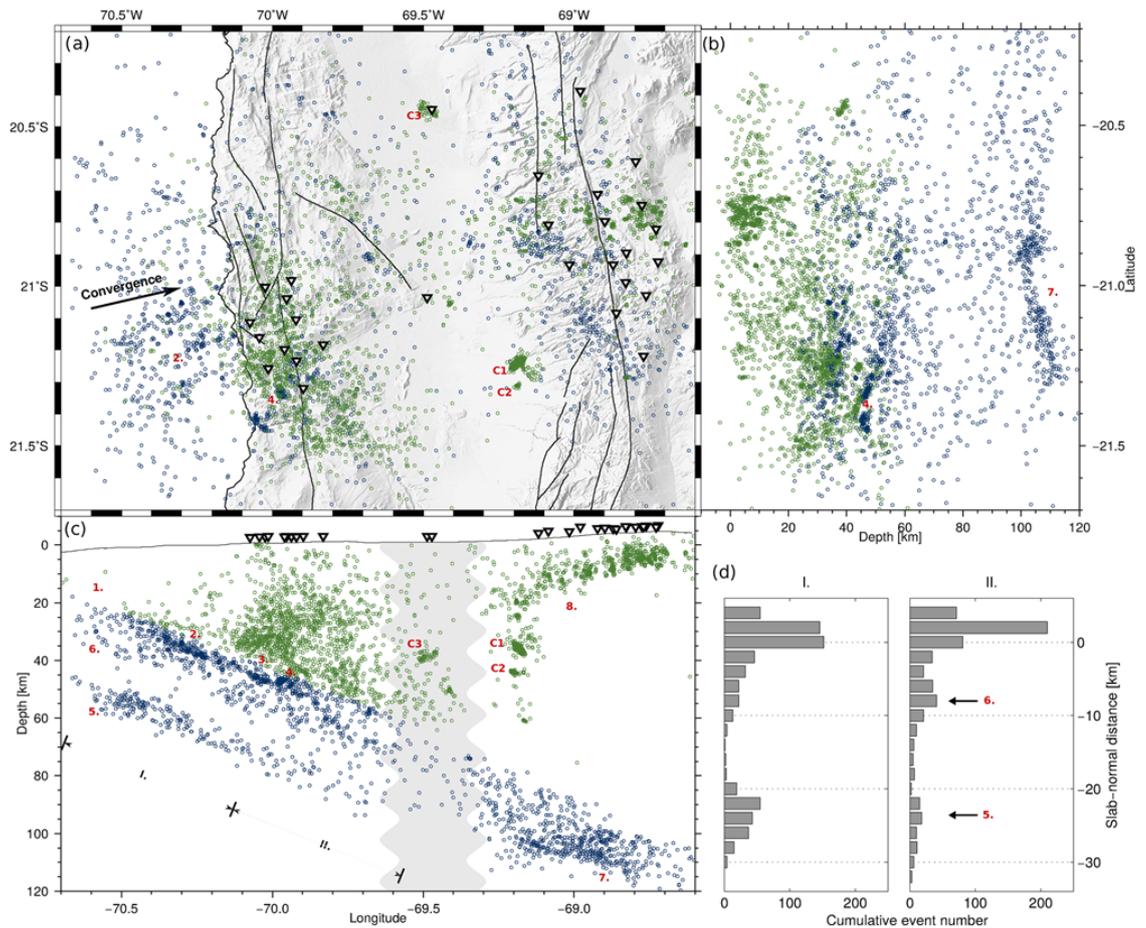
**Figura 1.2.3:** Esquema representativo de la deformación al largo plazo en zonas de subducción producto de la fuerza de arrastre. El modelo representa la subducción de un cuerpo con un comportamiento en un medio elástico con dislocación en dos planos envueltos por medios dúctiles. Figura de Bataille et al. (2016).

desplazamiento en la interfaz inferior y un menor aporte de la interfaz superior puesto que esta en la respectiva etapa se encuentra parcialmente acoplada. Por lo tanto, el movimiento principal es tipo normal lo que produce un deslizamientos en un sentido y dirección igual al de la convergencia de la placa subductante. Por el contrario, durante la fase co-sísmica la deformación percibida en superficie sería producto del desplazamiento en la interfaz superior de movimiento tipo inverso por lo que el sentido de los movimientos superficiales se opondrían al vector de convergencia de placas.

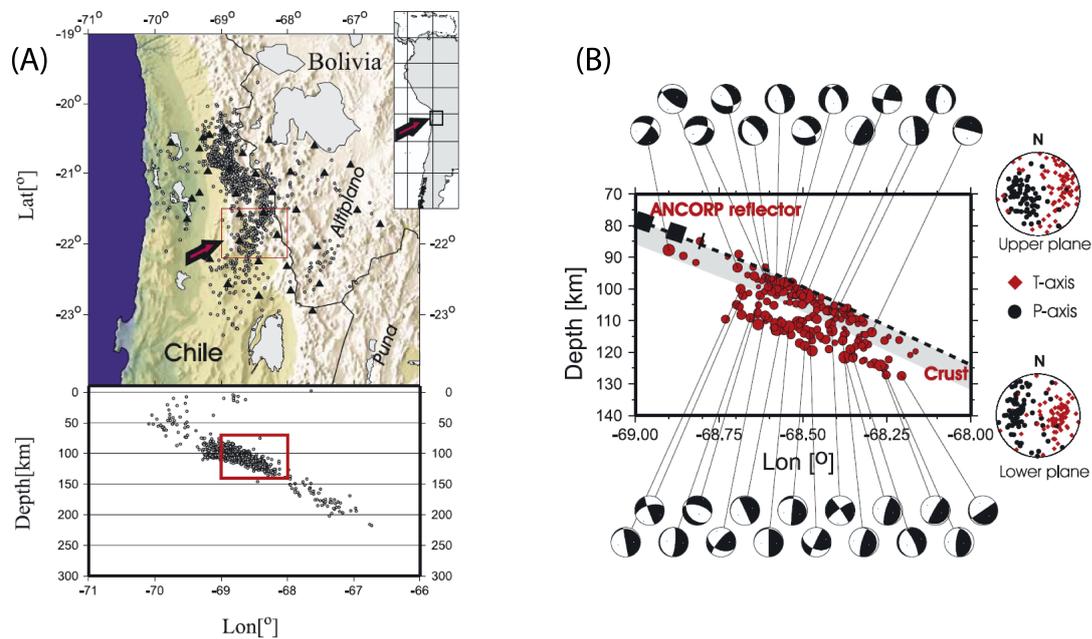
Al igual como en toda investigación, la teoría del Modelo de Placa debe sustentarse en observaciones previas y publicaciones. En ese sentido, amplios son los aportes científicos, a modo general, que respaldan la evaluación de terremotos en zonas de subducción con dos interfases de desplazamiento en distintas partes del planeta (Bloch et al., 2014; Rietbrock and Waldhauser, 2004; Brudzinski et al., 2007; Igarashi et al., 2001), sobretodo destacando la ocurrencia de sismos en profundidad que marcan dos zonas sismogénicas casi paralelas. Un artículo que muestra dos zonas sismogénicas, para el caso de la zona de subducción de Chile, es Bloch et al. (2014) quien como se puede ver en la evidencia claramente las distintas zonas de sismicidad de 5.250 eventos tomadas por dos redes sísmicas locales temporales en torno a la latitud 21°S, cercanos a Iquique al norte de Chile, durante dos ventanas

de tiempo, primero entre noviembre del 2005 hasta noviembre del 2009 y la última contempla desde marzo de 2010 a marzo de 2012. Esta investigación muestra claramente zonas de sismicidad a profundidades entre 30 y 50 kilómetros que se distribuyen de manera tal que se les puede asociar a la interfase superior de placas. La siguiente zona con actividad sísmica se aprecia a profundidades de 45 y 50 kilómetros, dentro del manto litosférico que se proyecta a profundidad y por último se reconoce una tercera banda de sismicidad en dirección normal a la interfase superior de placas, a una distancia de 8 kilómetros, limitando la corteza oceánica. Para Bloch et al. (2014) esto se explicaría por la presencia de fluidos producto del fracturamiento de la placa subductante y a la deshidratación de minerales por los procesos de metamorfismo regional. Similar es la interpretación de Rietbrock and Waldhauser (2004) quienes realizan reubicaciones de alta precisión para sismos de profundidades intermedias (entre 80 – 130 km) debajo de los Andes centrales, revelando una doble zona de Benioff de unos 9 km de espesor como se puede ver en la Figura 1.2.5, sin embargo no descartan la posibilidad de un origen geodinámico.

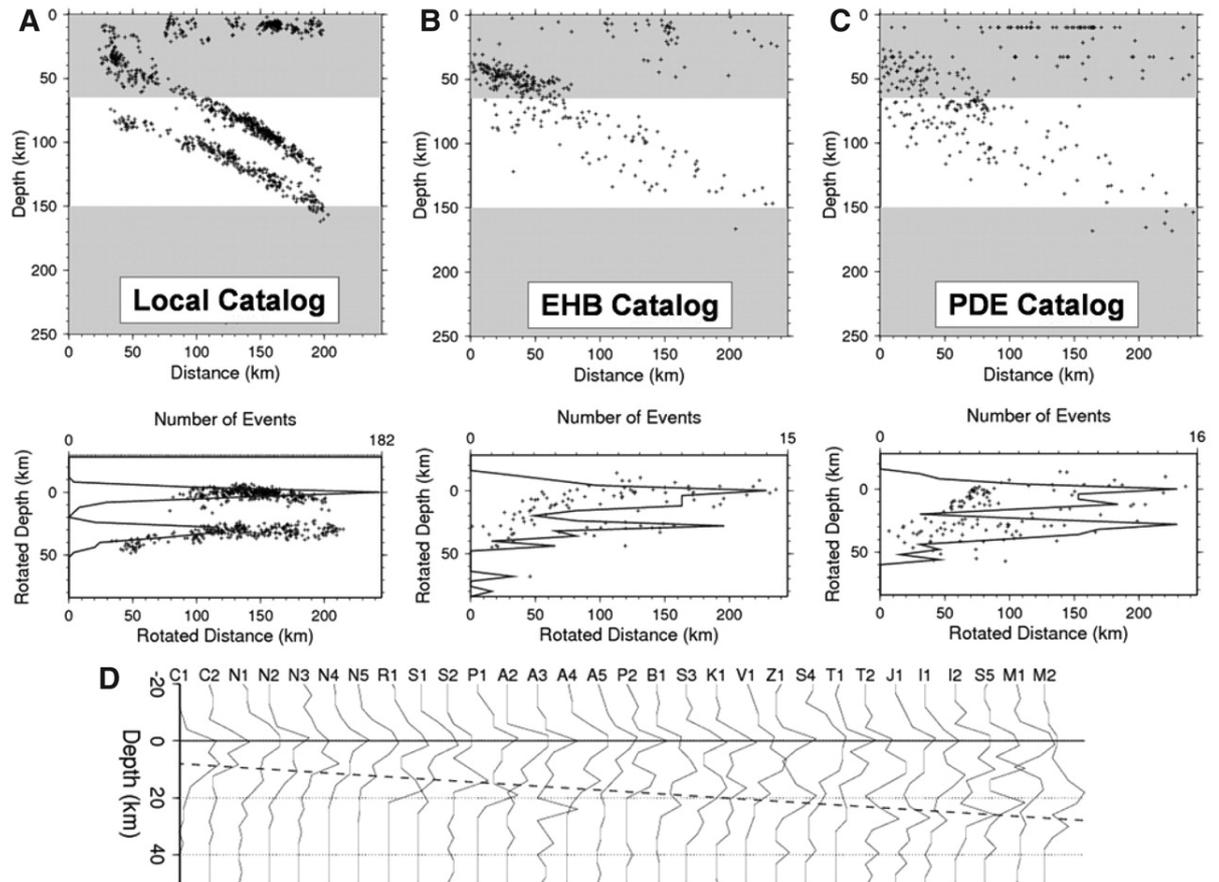
Si bien últimamente han aparecido mayores registros que muestran una doble zona sismogénica, estos se asocian generalmente a zonas particulares como lo son los trabajos de Rietbrock and Waldhauser (2004) y Bloch et al. (2014), sin embargo ya hace años comenzaban a aparecer hipótesis que acuñarían el concepto de Doble Zona de Benioff (DZB) donde se venía describiendo la presencia de dos zonas de sismicidad en un formato bimodal. Tal es el trabajo de Hasegawa et al. (1978) en torno a la zona de subducción en la isla de Japón, pero ante este descubrimiento surgió la interrogante si dicha ocurrencia bimodal de sismicidad era un caso particular o era posible ampliarlo a un estudio global en los márgenes convergentes. Desde entonces pasaron décadas para que en el trabajo de Brudzinski et al. (2007) se desarrollara una metodología de investigación basado en dos índices a evaluar para darle validez al concepto de Doble Zona de Benioff a nivel global. Primero, si las DZB son prevalentes a este nivel y segundo si existe una relación entre la separación de las DZB y las propiedades de la placa subductante. Para ello el equipo de Brudzinski et al. (2007) investigó 16 zonas de subducción resultando, tras el estudio enfocado, un rango de la placa subductante entre los 10 a 160 millones de años con ángulos de manteo entre los 0° y 70°. Los resultados de Brudzinski et al. (2007), como se puede ver en la Figura 1.2.6, revelan que la distancia de separación entre la interfaz superior e inferior de la placa subductante



**Figura 1.2.4:** Localización de eventos sísmicos correspondiente al período comprendido entre los años 2005 y 2012 para el segmento de Iquique emplazado en el norte de Chile. En verde la sismicidad de la corteza continental y en azul la sismicidad asociada la placa subductante. (a) Vista de planta; (b) sección N-S; (c) perfil E-O; (d) distribución sísmica normal de la placa subductante para las dos secciones (I y II) (profundidad cero en la interfaz de la placa); (1) primera banda de sismicidad, (5) segunda banda de sismicidad, (6) posible tercera banda de sismicidad cerca del Moho oceánico. Figura de Bloch et al. (2014)



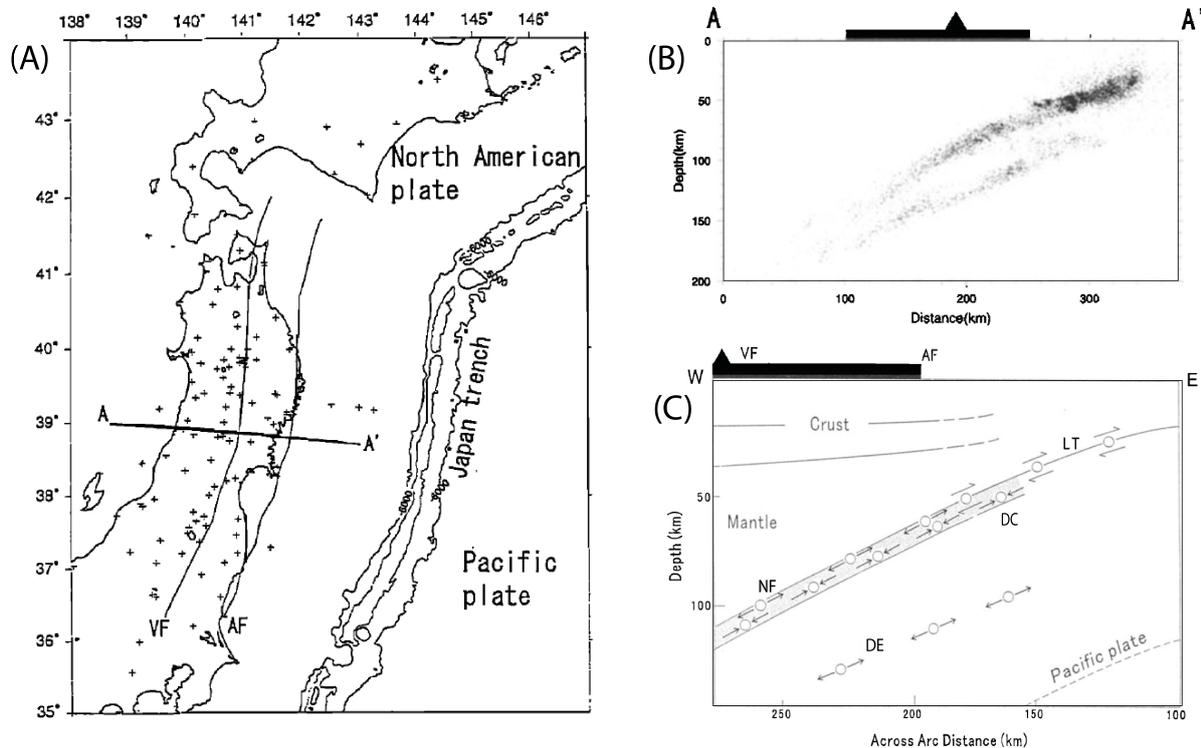
**Figura 1.2.5:** (a) Mapa de los Andes Centrales. Las estaciones sismológicas se representan en triángulos negros y los eventos sismológicos en puntos grises, que además, son gráficos en el perfil de abajo. (b) Hipocentros reubicación de los sismos con sus respectivos mecanismos focales donde se observa la presencia de dos bandas sismogénicas separadas por 8 a 10 km. Figura modificada de Rietbrock and Waldhauser (2004).



**Figura 1.2.6:** Se observa en la parte superior los catálogos de sismicidad utilizados para el caso de Japón, mientras que en la parte inferior se muestran los datos sísmicos rotados a la componente normal de la placa subductante. Figura de Brudzinski et al. (2007).

depende directamente con la edad de la placa subductante y de las propiedades termales de la misma, resultando un espesor de 8 km para placas de 12 millones de años y 40 km para una placa de 160 millones de años, y la DBZ fue reconocible al menos en un segmento para cada zona de subducción investigada. Para el caso de Japón, nuestra zona de estudio, los datos arrojan una profundidad de 30 km para la placa subductante.

Por último, otro interesante estudio que muestra una Doble Zona de Benioff en Japón es la realizada por Igarashi et al. (2001) quienes recopilan datos de micro-sismos pertenecientes a una red sísmica dispuesta para el estudio de eventos telúricos y eruptivos pertenecientes a la *Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruption*. En dicha investigación, como se muestra en el artículo de Igarashi et al. (2001), se obtienen los mecanismos focales para eventos



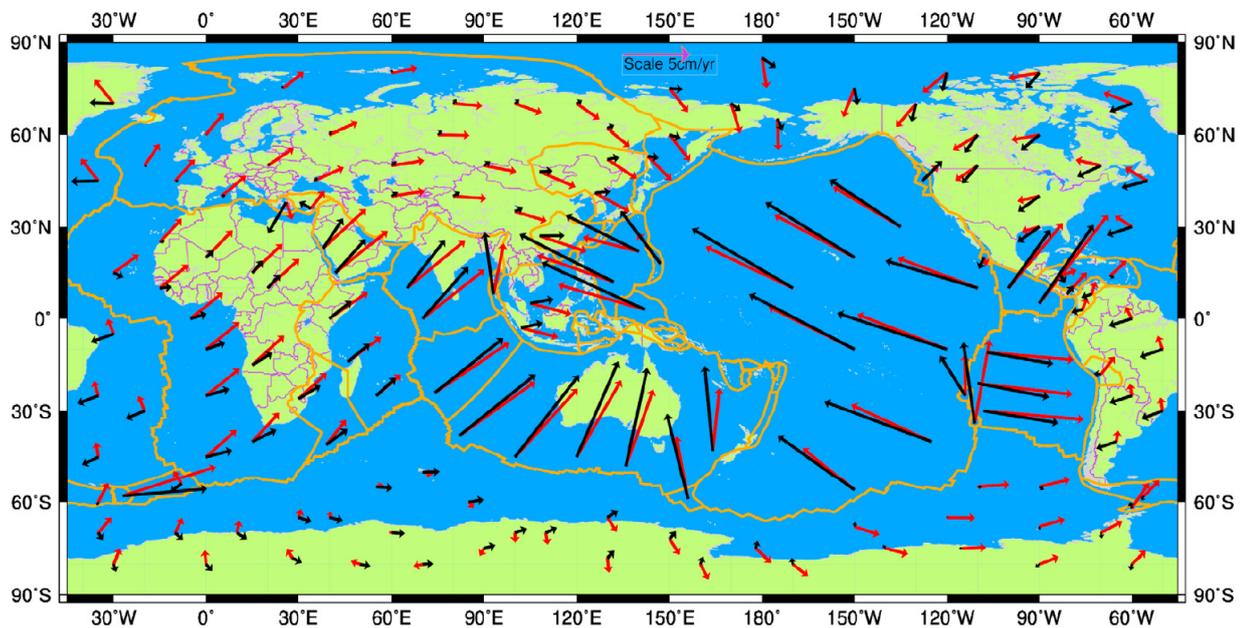
**Figura 1.2.7:** (A) Mapa con distribución de puntos de observación para microsismos entre abril de 1992 y agosto de 1998 al norte de Japón. (B) Hipocentros relocalizados para la sección AA'. (C) Esquema con la interpretación y distribución de eventos tipo inverso (LT), normal (NF), *downdip compression* (DC) y *downdip extension* (DE). Figura modificada de Igarashi et al. (2001).

menores o iguales a magnitud 5, generando soluciones para 1.106 micro-sismos dispuestos en un catálogo de un rango temporal de casi 6 años, entre abril de 1992 y agosto de 1998. Dentro de los resultados se obtienen inversiones para fuentes de fallas inversas y de *downdip compression* a profundidades entre 40 y 70 km, pero también se obtienen inversiones para fuentes con mecanismos focales tipo normal a una profundidad de 70 km y bajo la misma región, a unos 30 o 40 km mas profundo, se reconocen eventos tipo *downdip extension* como se muestran en la Figura 1.2.7.

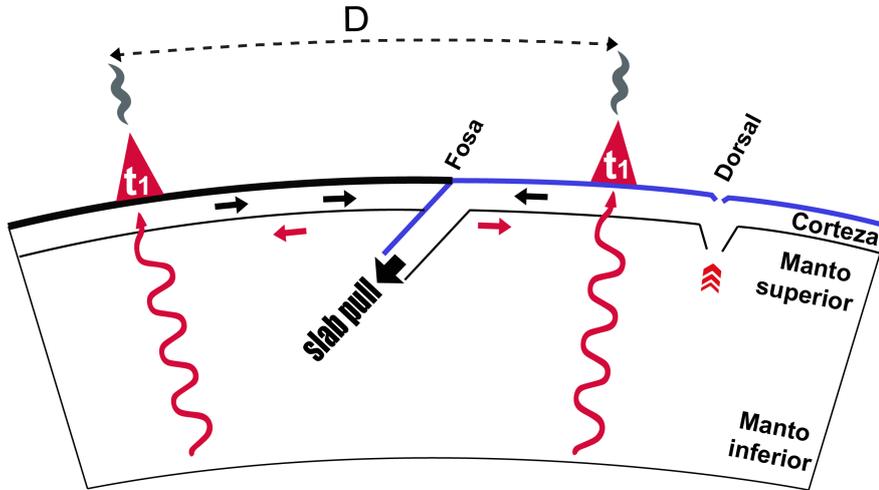
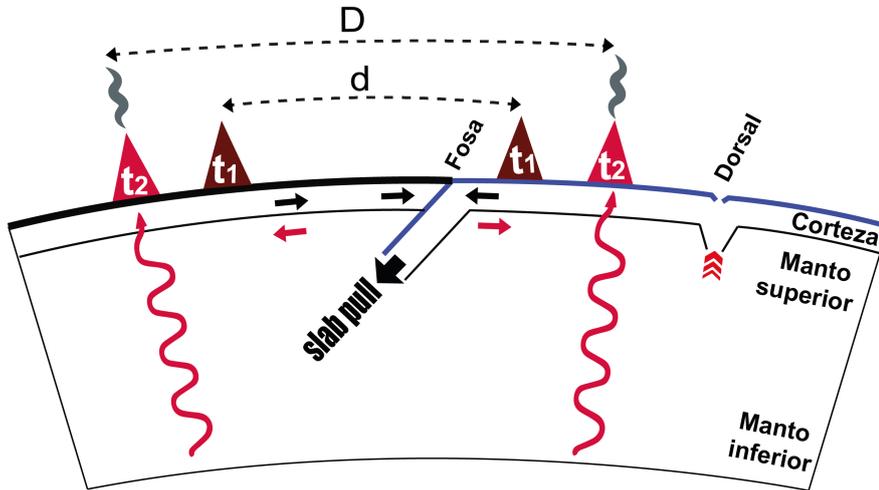
### 1.3. Movimiento absoluto de placas tectónicas

En la presente Memoria de Título se presenta un modelo de subducción que involucra además la participación de dos planos horizontales cuya interfase (entre

el manto superior y la corteza oceánica) presentan un deslizamiento relativo. En este aspecto, uno de los antecedentes nuevos que se adicionan al modelo geométrico de dos interfases inicialmente propuesto de Sieh et al. (1999), es la investigación realizada por Wang et al. (2018) quienes proporcionan una nueva visión sobre la relación entre las plumas mantélicas, los puntos calientes (*hotspots*) y el movimiento de las placas tectónicas en la Tierra. El estudio utiliza datos de tomografía sísmica identificando 27 *hotspots* asociados a 24 plumas mantélicas de altas profundidades para determinar cómo se mueven las placas tectónicas de la Tierra en relación con estas zonas usando un modelo de movimiento relativo de placas denominado modelo MORVEL (*Mid-Ocean Ridge VELocity*), postulado por DeMets et al. (2010) que luego fue modificado por Argus et al. (2011), para obtener un modelo de movimiento absoluto llamado modelo T25M. Esto lo realiza mediante un proceso de optimización de máxima verosimilitud combinada con un procedimiento de detección de datos atípicos basado en pruebas estadísticas, cuyo resultado gráfico se muestra en la Figura 1.3.1.



**Figura 1.3.1:** Mapa global con las velocidades absolutas de las placas en relación con los *hotspots* profundos estimados por el modelo T25M (flechas negras) que se comparan con las velocidades relativas del modelo NNR-MORVEL56 (flechas rojas) (Argus et al., 2011). Las líneas naranjas marcan los límites de placas. Figura de Wang et al. (2018).

(a) Placas tectónicas y *hotspots* en el tiempo 1.(b) Placas tectónicas y *hotspots* en el tiempo 2.

**Figura 1.3.2:** Esquema del movimiento relativo entre el manto y la corteza terrestre en relación con los *hotspots* profundos estimados por el modelo T25M de Wang et al. (2018). Los triángulos de color rojo escarlata representan los *hotspots* activos y los triángulos de color rojo vino a los inactivos.  $t_1$  y  $t_2$  corresponden al tiempo 1 y 2 en que estos *hotspots* aparecieron.  $D$  es la distancia, constante, entre los *hotspots* activos y  $d$  es la distancia entre los *hotspots* inactivos. Las flechas negras y rojas representan el movimiento relativo entre las placas tectónicas y el manto superior respectivamente.

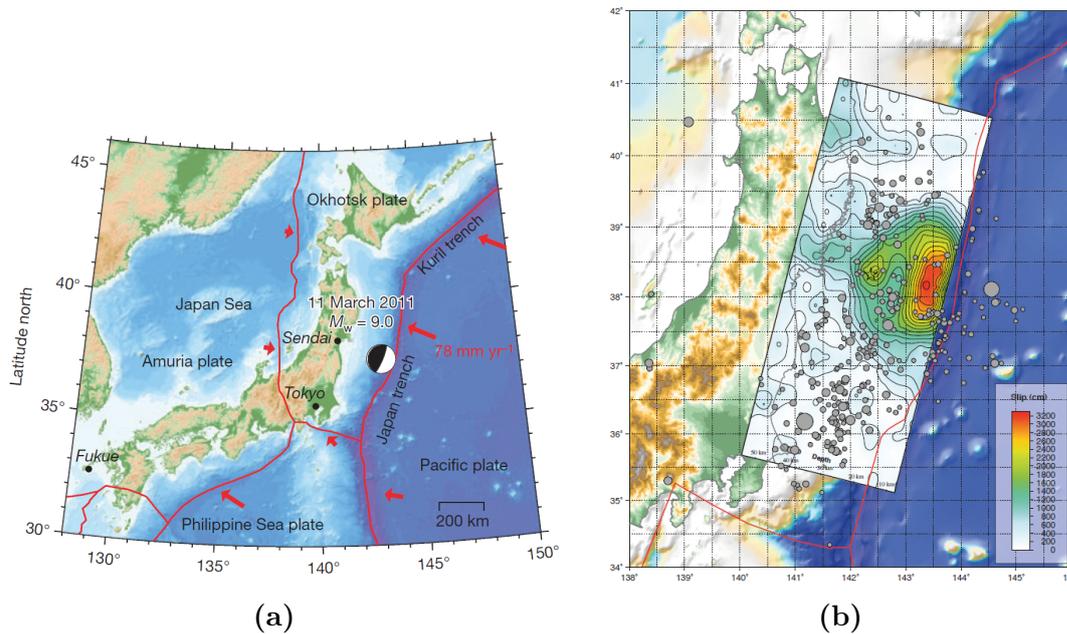
Según Wang et al. (2018), los resultados indican que los movimientos aparentes de los *hotspots*, derivados al restar las velocidades observadas en su migración con

las velocidades de las placas en el modelo T25M, muestran un patrón combinado de ser opuestos a las velocidades de las placas y tornan a mantener una distancia constante entre ellas durante el tiempo como se puede ver en el esquema de la Figura 1.3.2. Esto sugiere que el manto superior tiene un movimiento relativo opuesto a la dirección del movimiento de las placas tectónicas. Este patrón implica que el flujo de retorno de la astenósfera puede desempeñar un papel importante en el control de los movimientos aparentes entre los *hotspots*. En consecuencia, el modelo predice los movimientos absolutos de las placas en relación con las plumas mantélicas profundas, es decir, en relación con el manto. Luego, con esta investigación a nivel global se sustenta la presentación de interfases horizontales (entre la corteza oceánica y el manto superior) en esta Memoria de Título.

## 1.4. Zona de Estudio

Durante la tarde del 11 de marzo de 2011, a las 5:46 UTC, ocurrió un megaterremoto con epicentro en Tohoku, Japón, cuya magnitud alcanzó la  $M_w = 9.0$  con una ruptura que generó un deslizamiento de más de 30 metros (Figura 1.4.1b) en la zona acoplada que cubrió un área cercana a los 300 km a lo largo del rumbo de la falla y de 150 km en dirección del manteo según información del *United States Geological Survey* (USGS) e involucró la participación directa de las placas del Pacífico y Okhotsk al noreste de Honshu (Figura 1.4.1a), donde la placa oceánica subductaba a una velocidad de 83 mm/año generándose, durante la ruptura, desplazamientos horizontales relativos medidos en superficie de hasta 30 metros durante el co-sísmico que luego fue disminuyendo conforme transcurrió el tiempo en la fase pos-sísmica (Figura 1.4.2) cuya interpretación de Sun et al. (2014) se asocia a la relajación viscoescolástica.

Una interpretación respecto a la relajación viscoescolástica, pero en profundidad, es también discutida y propuesta por Panet et al. (2018) quienes analizan la variación del campo de gravedad de la Tierra en la zona que rodea al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$  con los datos obtenidos por los satélites gemelos del llamado proyecto GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), cuya misión, a partir de su lanzamiento en el 2002, fue hacer un mapa con precisión (hasta una resolución espacial de 200 km (Ries et al., 2016)) del campo gravitatorio de la Tierra con el cual estudiar la distribución y el flujo de masas dentro del

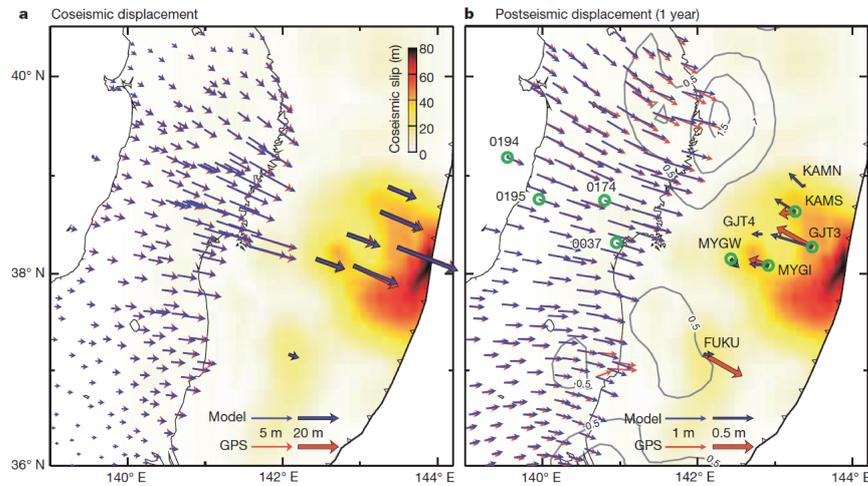


**Figura 1.4.1:** (a) Configuración tectónica y los margenes de placa presentes en la zona de estudio para el terremoto Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$ . Se representa el mecanismo focal del terremoto, donde además flechas rojas indican el movimiento relativo entre las dos placas en el límite de placas. Figura modificada de Ozawa et al. (2011). (b) Modelo de deslizamiento de falla finita USGS V2 - 2011/03/18 que muestra un deslizamiento máximo de 32 m, usando un rango de ruptura velocidad de 1,25 - 3 km/s.

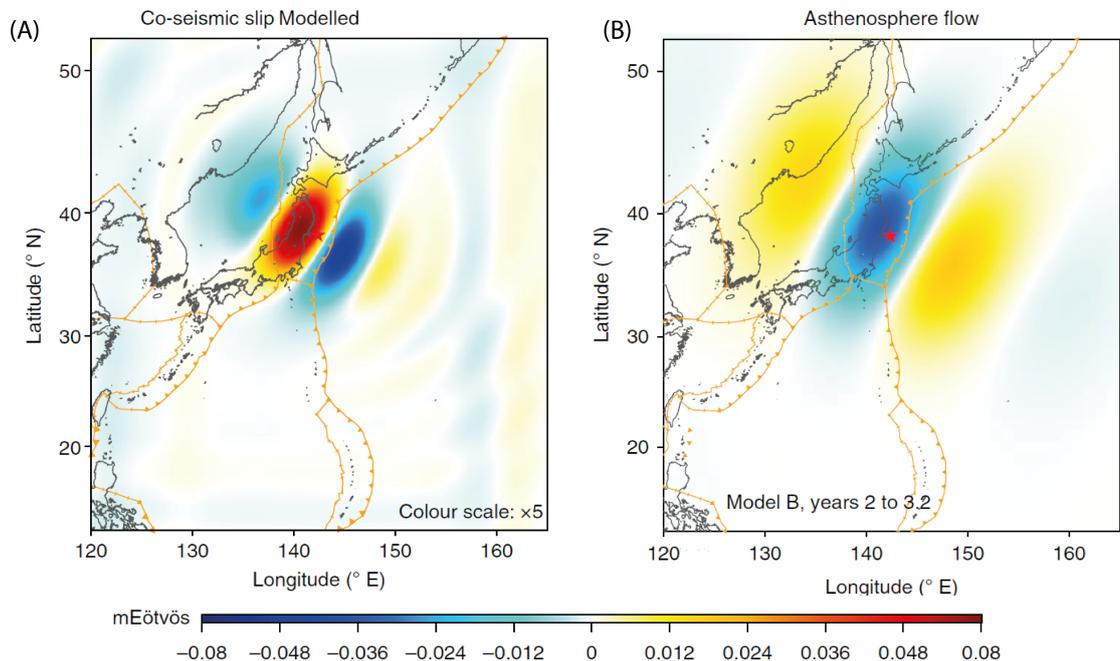
planeta y sus alrededores.

Uno de los notables resultados que muestran Panet et al. (2018) es que la anomalía gravimétrica en la zona de subducción durante el terremoto de Japón fue, según el modelo propuesto por el equipo investigador, la expresión en profundidad de la deformación de todo el sistema de subducción, como se puede ver en la Figura 1.4.3, donde se muestran variaciones de gravedad antes de la ocurrencia del megaterremoto debido a una interacción entre el deslizamiento continuo y la relajación viscoelástica de la astenósfera producto de una transmisión de masas en profundidad que se proyecta también hacia la superficie, observaciones que son inaccesibles para otros sistemas de observación, y que según ellos manifiestan una evidencia del procesos convectivos relativamente rápidos en el manto superior que podrían tener relación con la dinámica de la placa subductante.

Este último trabajo nos motiva a evaluar la aplicación del modelo propuesto por Sieh et al. (1999) en base a otras observaciones asociadas a la geodinámica en



**Figura 1.4.2:** Deformación en superficie del terremoto de Tohoku-Oki de 2011. (a) Desplazamiento terrestre, submarino y modelo de deslizamiento durante el co-sísmico. (b) Desplazamiento terrestre y submarino durante el post-sísmico un año posterior a la ocurrencia del terremoto  $Mw = 9.0$ . Figura de Sun et al. (2014).



**Figura 1.4.3:** Modelo propuesto por Panet et al. (2018) para el terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$  del 2011 para los análisis gravitatorios tomados por GRACE. (A) Modelo co-sísmico para la gradiente gravimétrico perpendicular a la fosa. (B) Modelo de gradiente gravimétrico entre el 11 de marzo de 2012 y el 23 de mayo de 2014, producto de una relajación viscoelástica de la astenósfera provocada inicialmente por el deslizamiento co-sísmico. Figura modificada de Panet et al. (2018).

profundidad que generan anomalías en el campo de gravedad de la Tierra y que abarcan áreas mucho más extensas que también se pueden trasladar (aunque en un periodo acotado de años) a cualquier zona del planeta. Para ello usamos los datos obtenidos por GRACE y los evaluamos en la misma área de estudio que fue trabajada por Panet et al. (2018) que abarcan los 120° a 165° longitud Este y los 10° a 53° latitud Norte, dejando entre ver los procesos internos que ocurren en cuatro placas tectónicas sobre las que localiza la sismicidad de alta energía cercana a la isla de Japón.

## Capítulo 2

# Hipótesis y objetivos

### 2.1. Hipótesis

Un modelo de subducción con cuatro interfases (dos de ellas basadas en el modelo de Sieh et al. (1999)) que involucra una región amplia en torno al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki, logra representar de manera más precisa, en comparación con un modelo de una interfase, las anomalías gravitacionales observadas por GRACE durante el co-sísmico.

### 2.2. Objetivos

#### 2.2.1. Objetivo general

Analizar la anomalía de gravedad en la zona del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$  de 2011 comprendido como el resultado del proceso de ruptura durante el co-sísmico, con la aplicación del Modelo de Placa, aplicando una dislocación en una Tierra esférica.

#### 2.2.2. Objetivos específicos

- Formular un modelo de falla con cuatro interfases, dos con manteo asociado a la placa subductante (superior e inferior) y dos horizontales.
- Evaluar la anomalía de gravedad, en cuanto al modelo propuesto, para la zona del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$  (2011).

- Determinar la relación del deslizamiento co-sísmico del modelo propuesto con las observaciones de gravedad.
- Discutir la importancia y los efectos de la incorporación de una interfase inferior en un modelo de falla finita durante el período co-sísmico de un terremoto en la zona de subducción.
- Comparar la validez del modelo propuesto con el de otros autores en cuanto a la configuración del sistema tectónico.

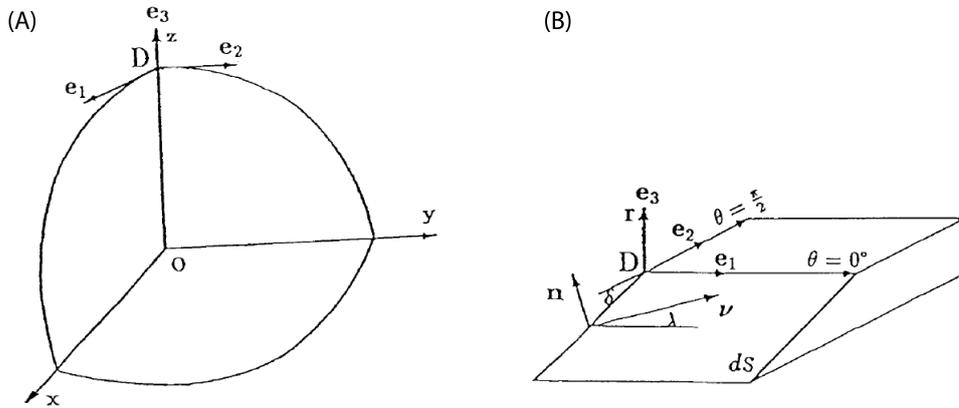
## Capítulo 3

### Marco teórico

En este capítulo se describe cuantitativamente cómo la observación del campo gravitatorio de la Tierra puede aportar a la comprensión de algunos procesos dinámicos en su interior, y en particular a procesos asociados a los terremotos.

#### 3.1. Gravedad y deslizamiento

Los primeros estudios que asocian las variaciones de gravedad con las dislocaciones en planos son muy recientes, y no fue hasta fines de la década de 1970 que algunos investigadores comenzaron a analizar esta relación. Hagiwara (1977) es el primero en investigar los cambios de gravedad y sus resultados los asocia a los cambios de elevación tras la ruptura de una zona sismogénica para el terremoto de Izo Hanto-Oki del 1974 en la Península de Izu, Japón. Luego, el artículo Savage (1984) estudia los cambios gravitatorios a mayor detalle para una falla con geometría definida, evaluando la anomalía de Bouguer para una falla de rumbo dispuesta en un plano vertical con un deslizamiento definido. Unos años más tarde, en los trabajos de Okubo (1991) y Okubo (1992) se estudian completamente los problemas de los cambios de potencial y gravedad causados por dislocaciones puntuales y por fallas en un plano finito distribuidos en un medio homogéneo semi-infinito abriéndose también la posibilidad de evaluar los cambios de gravedad observables en la superficie del geoide durante la fase co-sísmica, obteniendo como resultado una variación gravimétrica producto del deslizamiento que generaría un reacomodo de masas. Sin embargo, ninguno de los trabajos anteriores obtienen resultados asociados a un modelo esférico del planeta, sino más bien muestran

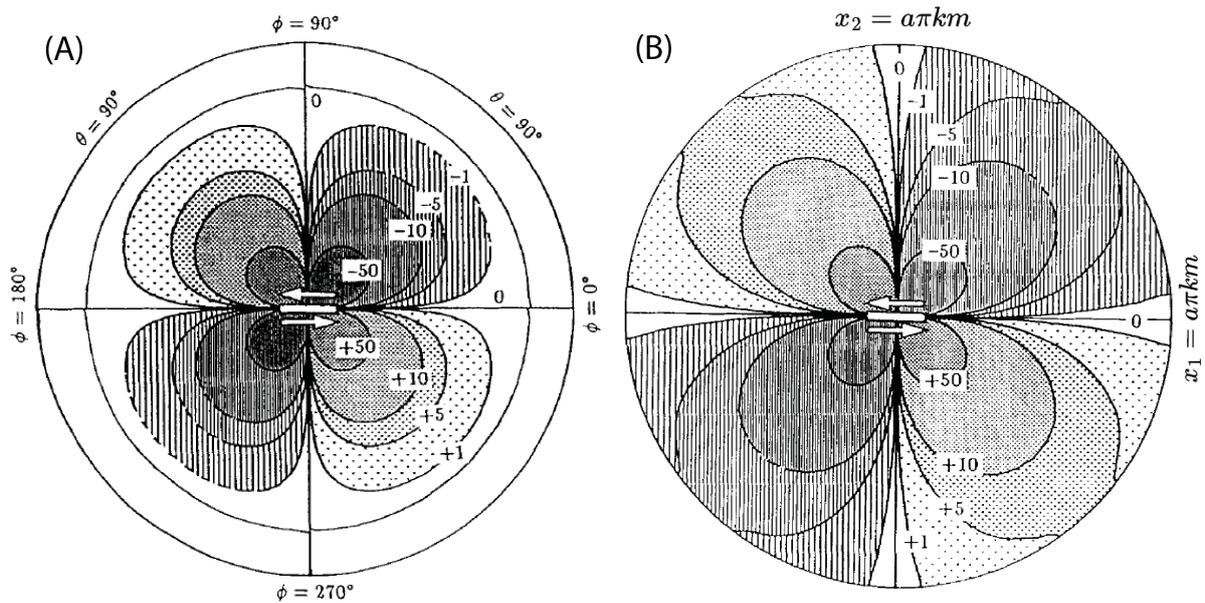


**Figura 3.1.1:** Modelo de dislocación para una esfera simétrica. La figura (A) muestra la ubicación de un terremoto dentro de una esfera. La figura (B) muestra la geometría en coordenadas esféricas  $(r, \theta, \phi)$ .  $r$  es la distancia radial de un punto de dislocación ubicada en un eje polar.  $\eta$  es el vector normal y  $\nu$  es el vector que describe la dislocación con un ángulo  $\lambda$  respecto al rumbo del plano de falla cuyo ángulo de manto es  $\delta$ .  $e_1, e_2$  son los vectores unitarios en dirección de  $\theta = 0^\circ$  y  $\theta = \pi/2$  respectivamente, y  $e_3$  es un vector en dirección del eje polar. Figura modificada de Sun and Okubo (1993).

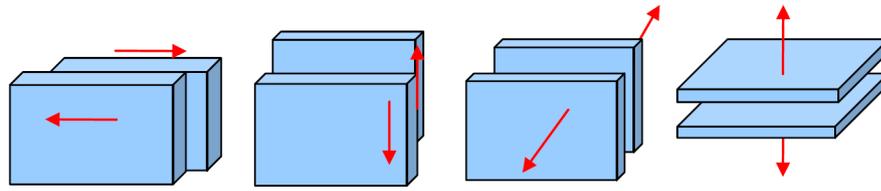
cálculos elaborados a partir de fuentes dispuestas en un plano homogéneo producto de las dificultades que trae consigo hacer evaluaciones numéricas en un modelo mas realista en aquellos años, pero en Sun and Okubo (1993) desarrollan una metodología para calcular los cambios de gravedad a nivel global producidas por dislocaciones ocurridas en un cuerpo elástico esférico. La investigación de Sun and Okubo (1993) es la premisa para evaluar los cambios de gravedad en esta Memoria de Título. En el artículo de Sun and Okubo (1993) se describen los efectos de un modelo esférico para el caso de un cuerpo homogéneo y otro con heterogeneidades radiales. Para ello definen principios matemáticos para evaluar los cambios de potencial y gravedad ocupando la teoría esférica los que son analizados para esfuerzos de cizalle y esfuerzos de tensión, que a su vez son expresados en cuatro componentes independientes; (i) un deslizamiento en el rumbo, (ii) un deslizamiento en el manto, (iii) una apertura por tensión en un plano horizontal y (iv) una apertura por tensión en un plano vertical, de los cuales derivaron complejas demostraciones matemáticas, que no abordaremos en detalle en este trabajo, los que arrojaron modelamientos generales para diferentes tipos de dislocaciones en un plano de falla sobre una superficie esférica y que se muestra esquemáticamente en la Figura 3.1.1.

Para el caso de un cuerpo homogéneo continuo (modelo 1066A de Gilbert and Dziewonski, 1975), que será el caso a diagnosticar en esta investigación, realizan evaluaciones considerando una densidad terrestre ( $\rho$ ) igual a  $2.183 \times 10^3 \text{kg m}^{-3}$ , constantes elásticas de cizalle  $\mu$  de  $1.45 \times 10^{-2} \text{N m}^{-2}$  y  $\lambda'$  de  $1.90 \times 10^{-2} \text{N m}^{-2}$ , aceleración de gravedad ( $g_0$ ) de  $9.28 \text{m/s}^2$ , y un radio terrestre ( $a$ ) de  $6.371 \times 10^3 \text{km}$  y calculan variaciones de gravedad para el caso de fallas de rumbo y para fallas normales e inversas. En este sentido demuestran que, además de que se de una variación en la gravedad producto del deslizamiento de la falla, como ya otras investigaciones previas venían demostrando, éste se relaciona directamente con la curvatura del planeta. En la Figura 3.1.2, en los paneles (A) y (B) editados de Okubo (1991) y Sun and Okubo (1993) respectivamente, se puede apreciar como para un distinto modelo de dislocación el resultado de gravedad global calculado varía en el campo lejano, según explican, producto de la curvatura terrestre, debido a que el modelo de Okubo (1991) considera una Tierra plana, mientras que Sun and Okubo (1993) realizan los cálculos abordando la curvatura del planeta. Sean ( $a, \theta, \phi$ ) las coordenadas esféricas convencionales de radio, colatitud y longitud respectivamente para la aplicación en la Tierra, en las figuras la distancia epicentral  $x$  se relaciona con  $\theta$  siendo  $x = a\theta$ , con  $a$  igual al radio de la Tierra (Sun and Okubo, 1993). Sin embargo, el nuevo modelo además aborda bien los datos para anomalías gravitacionales con una distancia epicentral menor, con  $\theta=10^\circ$ , cuya diferencia con los resultados del modelo de superficie plana no sobrepasa el 10% y la vez resuelve bien los datos para calcular la anomalía gravimétrica a nivel global.

En definitiva, Sun and Okubo (1993) como también mas adelante Pollitz (1996) proponen una teoría de dislocación para un modelo de Tierra esférica elástica, que podría calcular la deformación sísmica sobre toda la superficie de la Tierra. Pero unos años mas adelante, con el avance de la computación al momento de evaluar cálculos complejos como el cálculo de la relajación post-sísmica, Pollitz et al. (2006) también consideran una Tierra viscoelástica esféricamente estratificada, comprimible y autogravitatoria y lo que permite calcular deformaciones co-sísmicas en cualquier punto de la superficie terrestre, independientemente de la distancia al epicentro. Luego de esto, Tanaka et al. (2006, 2007) introducen un nuevo método para calcular la deformación post-sísmica global en un modelo de Tierra viscoelástico, autogravitatorio y simétrico esférico e investigan los efectos de las capas de la estructura viscoelástica.



**Figura 3.1.2:** (A) Cambio de gravedad global para una dislocación vertical con deslizamiento en el rumbo obtenido a partir de una esfera homogénea. La distancia epicentral es proporcional a la distancia radial. El modelo es evaluado a partir de una dislocación con una fuente a 32 km de profundidad y con un momento sísmico ( $M_0$ ) de  $3.61 \times 10^{23}$  N m. Para un  $0^\circ < \theta < 90^\circ$  se muestra cambio de gravedad positivo en  $90^\circ < \phi < 180^\circ$  y en  $270^\circ < \phi < 360^\circ$ , contrario a lo que ocurre con las áreas opuestas de  $0^\circ < \phi < 90^\circ$  y  $180^\circ < \phi < 270^\circ$  donde la gravedad disminuye. (B) Cambios de gravedad global obtenidos de un modelo de Tierra con superficie plana con un deslizamiento en el rumbo. El modelo es evaluado a partir de una dislocación con una fuente a 32 km de profundidad. La distancia  $x$  de la superficie con la fuente se relaciona con una esfera a partir de  $x = a\theta$ . Figura modificada de Sun and Okubo (1993) y de Okubo (1991).



**Figura 3.2.1:** Cuatro fuentes sísmicas independientes. De izquierda a derecha: deslizamiento en el rumbo en un plano vertical, deslizamiento en el manteo en un plano vertical, tensión en el plano vertical y tensión en un plano horizontal. Figura de Gao et al. (2017).

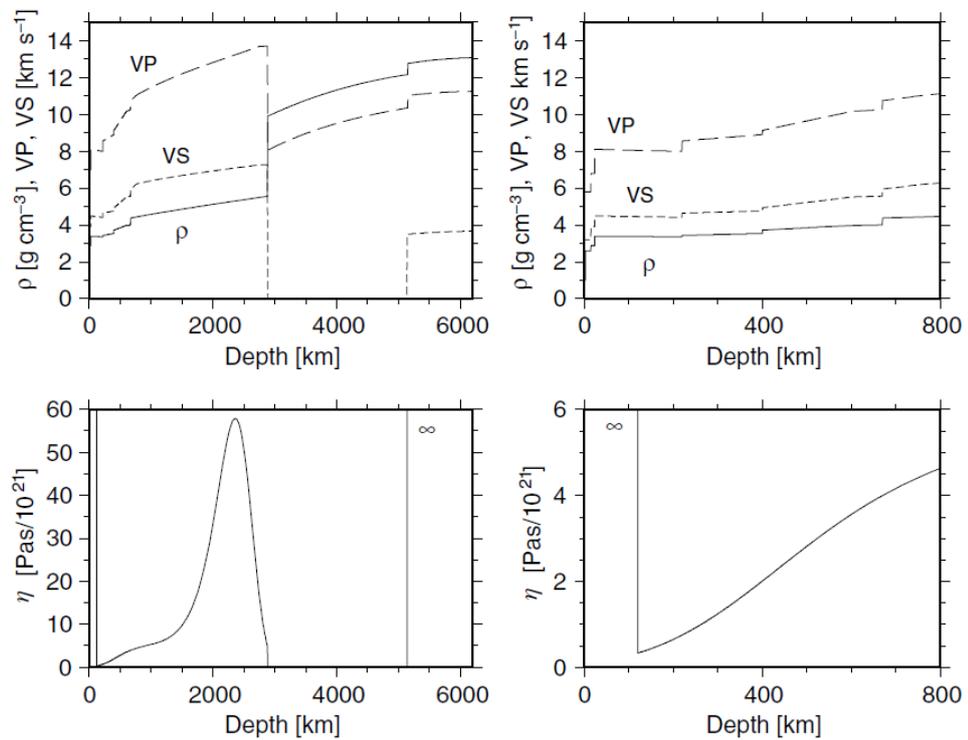
### 3.2. Teoría de Dislocación de una Tierra Esférica Autogravitatoria

Recientemente, las deformaciones de la corteza y los cambios gravitatorios a escalas espaciales superiores a 100 km causadas por grandes terremotos han podido ser observados gracias al desarrollo de técnicas muy precisas que fueron acompañados por la instalación de extensas redes, como lo son la disposición de gravímetros superconductores y el Sistema de Posicionamiento Global (GPS por sus siglas en inglés). Pero para realizar estos cálculos y aproximarse lo mas posible a geometría real del planeta se requieren técnicas que permitan calcular ecuaciones muy complejas y con muchos datos, y ahí es donde se analiza mas en detalle las investigaciones de Tanaka et al. (2006, 2007). En estos artículos se desarrollan métodos computacionales para evaluar los cambios de gravedad producto de deslizamientos con componentes en la vertical y en la horizontal considerando simultáneamente la curvatura de la Tierra, características de autogravitación, estructura en capas, y compresibilidad. Mediante complejos cálculos, con métodos integración como la transformada inversa de Laplace para simplificar la resolución de ecuaciones diferenciales, obtienen un conjunto completo de las Funciones de Green de Dislocación o DGFs (Tabla 3.2.1), incluyendo funciones de la variación temporal del deslizamiento, el cambio de gravedad y la altura del geoide en la superficie para dislocaciones verticales u horizontales en una fuente puntual producto de una compresión o extensión en un modelo esferoidal, origen dinámico como el que fue utilizado para el modelo terrestre esférico simétrico PREM de Dziewonski and Anderson (1981) y el modelo 1066A de Gilbert and Dziewonski (1975), que más tarde también fue adoptado por Gao et al. (2017) (Figura 3.2.1).

Función de Green	$(\mathbf{n}_1, \mathbf{n}_2, \mathbf{n}_3)$	$(\nu_1, \nu_2, \nu_3)$	Tipo de dislocación
$G_{u,\psi'}^1(\theta, t)$	(1,0,0)	(1,0,0)	Componente isotrópico de tensión vertical
$G_{u,\psi'}^2(\theta, t)$	(0,0,1)	(0,0,1)	Tensión horizontal
$G_{u,\psi'}^3(\theta, t)\cos(\phi)$	(1,0,0)	(0,0,1)	Manteo-deslizamiento vertical
$G_{u,\psi'}^4(\theta, t)\sin(2\phi)$	(1,0,0)	(0,1,0)	Rumbo-manteo vertical
$G_{u,\psi'}^1(\theta, t) + G_{u,\psi'}^4(\theta, t)\cos(2\phi)$	(1,0,0)	(1,0,0)	Tensión vertical
$-\frac{1}{2}G_{u,\psi'}^1(\theta, t) + \frac{1}{2}G_{u,\psi'}^2(\theta, t)$	$(-\frac{1}{\sqrt{2}}, 0, \frac{1}{\sqrt{2}})$	$(\frac{1}{\sqrt{2}}, 0, \frac{1}{\sqrt{2}})$	Manteo-deslizamiento con 45°
$-\frac{1}{2}G_{u,\psi'}^4(\theta, t)\cos(2\phi)$			

**Cuadro 3.2.1:** Relación entre Funciones de Green y geometría de fuentes puntuales.  $n$  es el vector unitario normal a la superficie de falla infinitesimal y  $\nu$  es igual al vector de dislocación, que se distribuyen en un espacio tridimensional  $x,y,z$ .  $G$  representa a la función de Green ( $i = 1, \dots, 4$ ), donde  $u$  y  $\psi'$  representan la deformación y el potencial de gravedad respectivamente, que varían en función de la coordenada esférica  $\theta$  y del tiempo ( $t$ ).  $\phi$  corresponde a la coordenada esférica acimutal. Tabla modificada de Tanaka et al. (2006).

La aplicación de esta teoría fue estudiada para las deformaciones post-sísmicas y se usó preliminarmente el modelo PREM (*Preliminary Reference Earth Model*) y un perfil convexo de viscosidad para la Tierra. Dentro de las condiciones que abordan las funciones de Green utilizadas se requiere el uso de un perfil de viscoelasticidad, con el cual relacionan las velocidades de ondas P y S con la densidad del modelo PREM (Figura 3.2.2). La llamada teoría de Tanaka, resultado de los trabajos de Tanaka et al. (2006) y Tanaka et al. (2007), establece un proceso computacional que se puede resumir en los siguientes pasos; (1) En base al modelo esférico, buscar los polos mas grandes y pequeños para determinar el complejo camino de cada  $n$  (vector normal unitario de la superficie de falla infinitesimal) asociado al plano de ruptura. (2) Calcular la deformación viscoelástica para cada condición de borde, asociada con la respuesta a una carga superficial sobre el sistema y deformación por las mareas (Okubo, 1993) correspondiente a la variable  $s$  de Laplace y la respuesta elástica y viscoelástica del medio. (3) Realizar una integración numérica para cada  $n$  asociado el plano de ruptura. (4) Calcular las funciones de Green con armónicos esféricos. (5) Obtener el resultado final de la función de Green dada la geometría de dislocación. En el completo estudio finamente realizaron cálculos de funciones de Green para cuatro fuentes de distinta profundidad: 10, 32, 100 y 200 km.



**Figura 3.2.2:** Modelo de tierra viscoelástica utilizado para calcular la función de Green. Arriba el modelo de Tierra elástica PREM y abajo el perfil de viscosidad. Se grafican la densidad  $\rho$  y velocidades de onda P y S ( $V_P$  y  $V_S$ ). La viscosidad es igual al infinito a una profundidad de 120 km (es decir, cuerpo elástico perfecto). La parte menos profunda del perfil se amplía en los cuadros de la derecha. El núcleo interno también se considera como un cuerpo sólido perfecto. Figura de Tanaka et al. (2006).

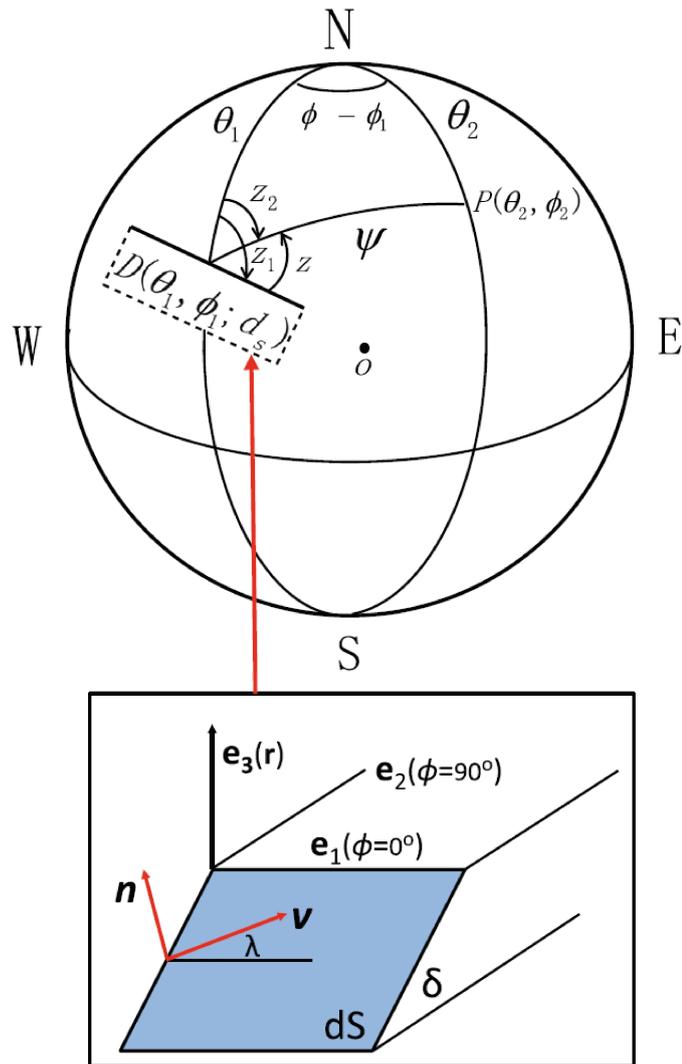
### 3.3. Cálculo de gravedad

Para calcular la gravedad en base al deslizamiento en una superficie esférica se utiliza el código dispuesto por Gao et al. (2017) para un plano de falla dividido en sub-fallas finitas. Dentro de cada sub-falla, los deslizamientos pueden considerarse iguales y las deformaciones totales en el punto de observación causado por todo el plano de falla son obtenidos por el acumulado de las deformaciones causadas por cada sub-falla. En el estudio de Gao et al. (2017) presentan un código para calcular deformaciones post-sísmicas, incluyendo deslizamientos en el geoide y cambios de gravedad, causados por una fuente sísmica en cualquier posición, pero que también son aplicables para un evento co-sísmico. Este código se basa en la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica (SDT, *spherical dislocation theory*) estudiada matemáticamente por Tanaka et al. (2006, 2007) y que a su vez se basa en la dislocación en una Tierra esférica y simétrica propuesta por Sun and Okubo (1993), que se expresan en la Figura 3.3.1. El código consta de dos partes: (i) el marco numérico de dislocación en base a la función de Green y (ii) una función de integración, que realiza operaciones de interpolación *spline* bi-cuadráticas en el marco de las Funciones de Green de Dislocación (DGFs). Las entradas son la información sobre el modelo de falla sísmica (geometría) y la información de los puntos de observación. Después de que el usuario prepara las entradas en un archivo con formato dado, el código calcula automáticamente las deformaciones.

Para evaluar el deslizamiento  $d_s$  de una fuente puntual  $D(\theta_1, \phi_1; d_s)$  como se muestra en la Figura 3.3.1, desde un punto de observación  $P(\theta_2, \phi_2)$ , donde  $\theta$  y  $\phi$  representan a las coordenadas de colatitud y longitud respectivamente, se utiliza la ecuación 3.3.1 para relacionar la distancia angular  $\psi$  (se hace la diferencia con Tanaka et al. (2006), donde  $\psi'$  en las DGFs corresponde a potencial gravitacional) entre la dislocación y el punto de observación mencionado.

$$\cos \psi = \cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos(\phi_2 - \phi_1) \quad (3.3.1)$$

Luego, considerando un acimut  $Z_2$  para el punto de observación  $P(\theta_2, \phi_2)$ , este se relaciona con la distancia angular  $\psi$  mediante las ecuaciones 3.3.2 y 3.3.3 de trigonometría esférica.



**Figura 3.3.1:** Esquema que muestra, abajo, la geometría de dislocación  $D(\theta_1, \phi_1; d_s)$  y, arriba, el punto de observación  $P(\theta_2, \phi_2)$ .  $Z_2$  corresponde al acimut del punto de observación  $P$  con respecto a la dislocación  $D$ , mientras que  $Z$  corresponde al acimut de  $P$  con respecto a la línea de falla y resulta de  $Z = Z_1 - Z_2$ . Figura de Gao et al. (2017).

$$\sin(Z_2) = \frac{1}{\sin \psi} \sin \theta_2 \sin(\phi_2 - \phi_1) \quad (3.3.2)$$

$$\cos(Z_2) = \frac{1}{\sin \theta \sin \psi} (\cos \theta_2 - \cos \phi_1 \cos \psi) \quad (3.3.3)$$

Así entonces es posible calcular los valores de acimut y distancia angular con las coordenadas dadas entre un plano de ruptura y un punto de observación en un cuerpo esférico.

Según Gao et al. (2017), la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica tiene una alta precisión computacional puesto que representa de manera realista a la Tierra al considerar su curvatura, autogravedad, estructura en capas y compresibilidad. Además, destacan que las Funciones de Green de Dislocación (DGFs) se obtienen bajo la premisa de que el tamaño de la falla despreciable, entonces aplican de manera efectiva y directa la relación entre un evento puntual a modelar y la deformación superficial a través de las DGFs.

Para evaluar terremotos de gran magnitud cuya ruptura cubren grandes áreas, como lo fue el terremoto Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ , se pueden modelar fuentes puntuales ya que no se puede considerar toda la falla como una dislocación puntual, por lo cuál se divide con sub-fallas homogéneas finitas distribuidas en el plano de dislocación. Dentro de cada sub-falla, el deslizamiento se puede considerar igual y, por lo tanto, se puede utilizar la teoría de la dislocación de puntos, y por consiguiente el deslizamiento total del plano de falla será el resultado de la sumatoria de todos los deslizamientos puntuales de cada sub-falla.

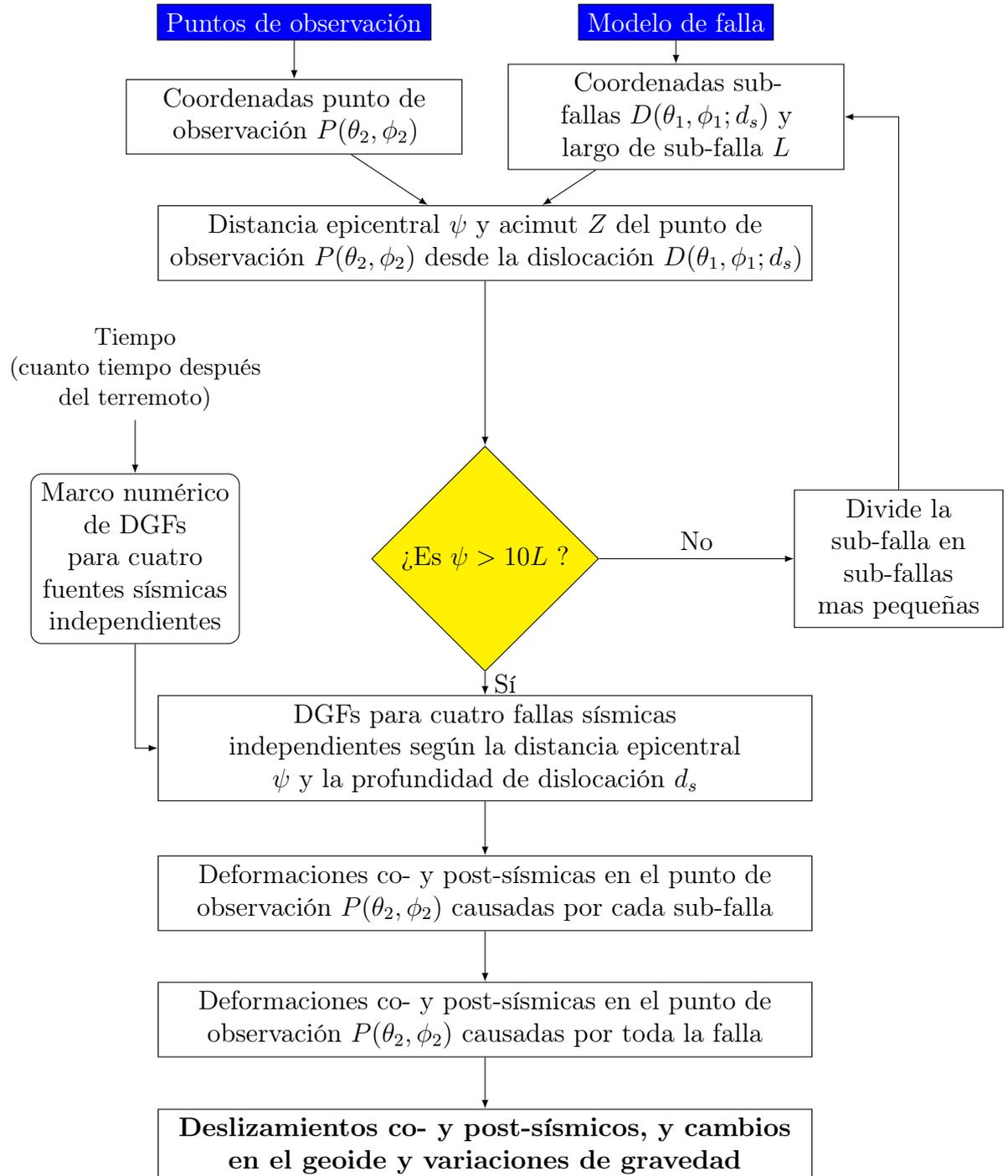
Si bien Tanaka et al. (2006, 2007) presentan como resultado un código que resuelve de buena forma la aplicación de una teoría en fuentes puntuales, según Gao et al. (2017) este presenta dos inconvenientes: (1) La precisión de las deformaciones post-sísmicas (PSD) en el campo cercano no es alta. Sun and Okubo (1998) plantean que la determinación de si el tamaño de una falla es despreciable depende de la posición relativa entre la falla y el punto de observación. Una falla puede considerarse como fuente puntual solo cuando la distancia entre el punto de observación y el centro de la falla es diez veces mayor que la longitud del lado más largo de la falla (Sun and Okubo, 1998). De lo contrario, el cálculo basado en la teoría de la dislocación de puntos producirá grandes errores, y en el código

de Tanaka et al. (2007), la división de la falla está totalmente determinada por el modelo de falla. Por lo tanto para puntos de observación en campo lejano la condición si se resuelve correctamente, pero para los puntos de observación en el campo cercano, se desconoce si la condición se cumple o no. (2) La mayor dificultad del cálculo de los DGFs es el ajuste de la ruta de integración en la integración inversa de Laplace (Tanaka et al., 2007). Una vez que un usuario cambia un perfil de viscosidad, se debe encontrar una ruta adecuada mediante prueba y error hasta que los resultados del cálculo converjan. Una elección diferente de la ruta puede producir errores de un pequeño porcentaje en los DGFs.

Considerando lo anterior, Gao et al. (2017) realizan importantes mejoras y presentan un código que puede ser ampliamente utilizado para distintas distancias entre la fuente puntual y los puntos de observación donde no se necesita calcular las Funciones de Green de Dislocación individualmente. Solo se requiere preparar la información del modelo de falla sísmica y los puntos de observación en un archivo con formato dado. Una vez preparada esta información, el código calcula automáticamente las deformaciones sísmicas. Este proceso está representado en la Figura 3.3.2 que muestra un diagrama de flujo donde los datos de entrada son las siguientes: (1) información (latitud y longitud) sobre los puntos de observación, (2) información sobre el modelo de falla del terremoto y (3) tiempo, que indica en qué momento del evento el usuario desea calcular las deformaciones. Dadas estas entradas, el código reconoce la ubicación de los puntos de observación y la ubicación de cada sub-falla. Luego calcula la distancia epicentral  $\psi$  entre el punto de observación y el centro de cada sub-falla, así como el acimut  $Z$  del punto de observación  $P(\theta_2, \phi_2)$  relativo a la dislocación en sub-falla  $D(\theta_1, \phi_1; d_s)$ , de acuerdo con las ecuaciones 3.3.1, 3.3.2 y 3.3.3. Si la distancia epicentral  $\psi$  es igual o inferior a diez veces la longitud del lado más largo de la sub-falla, el código subdivide automáticamente la sub-falla en sub-fallas más pequeñas, calcula la ubicación de las sub-fallas más pequeñas y compara la distancia epicentral entre el punto de observación y el centro de la sub-falla con la longitud del lado más largo de la misma. Este proceso se repite hasta que la distancia epicentral es diez veces mayor que la longitud del lado más largo de la sub-falla. Si se cumple la condición discriminante, la ruptura de la sub-falla (o celda) se puede considerar como una dislocación puntual y se puede utilizar la teoría de la dislocación puntual. Esta condición discriminante garantiza una precisión relativa de  $10^{-5}$  (Sun, 1992). El código lee

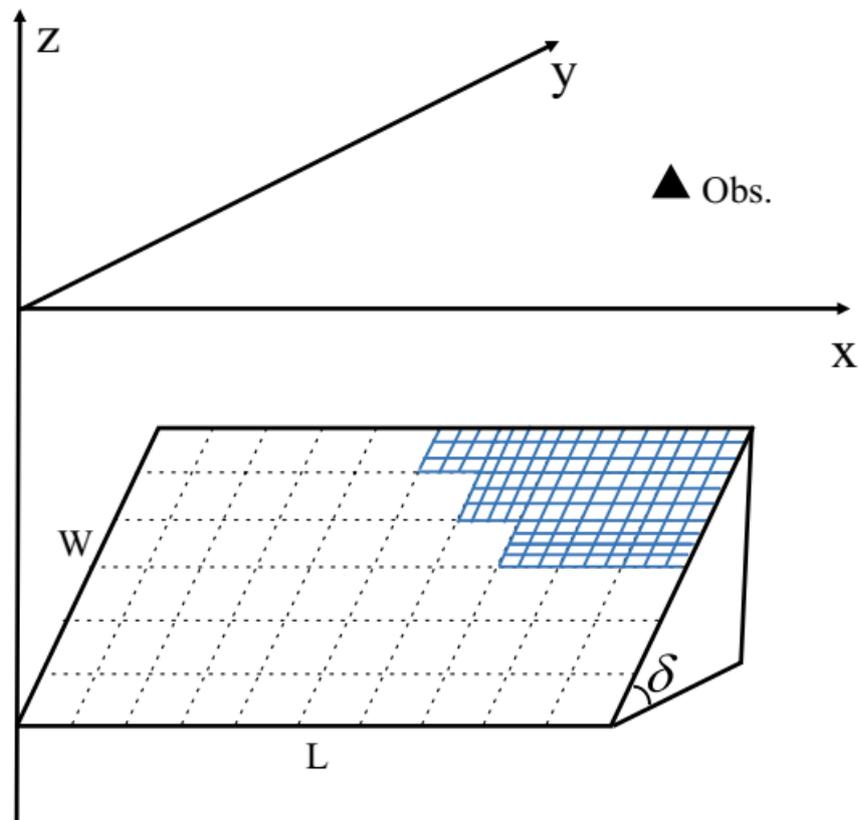
o calcula las DGFs para cuatro fuentes sísmicas independientes (Figura 3.2.1). A continuación, el código calcula las deformaciones respecto al punto de observación  $P(\theta_2, \phi_2)$  causada por cada sub-falla a través de la combinación de estas DGFs. Finalmente, calcula las deformaciones en el punto de observación  $P(\theta_2, \phi_2)$  causado por la falla completa mediante la integración de las deformaciones causadas por el deslizamiento en cada sub-falla. Los resultados finales son deslizamientos, cambios en el geoide y variaciones de gravedad, este último el analizado en el presente estudio.

Una de las mayores dificultades que Gao et al. (2017) presentan para adaptar un nuevo código, en base a la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica, es la complejidad de las ecuaciones diferenciales a resolver propuestas por Tanaka et al. (2006, 2007). Es aquí dónde el equipo de investigadores, en referencia a la segunda parte del código, utiliza una técnica matemática llamada interpolación de cuadros bidimensionales para estimar los valores con las DGFs en las cuatro fuentes sísmicas independientemente (Figura 3.2.1). Esto permite una representación más suave y precisa de los DGFs, que luego se utilizan para calcular las deformaciones causadas por un terremoto en cualquier lugar de la Tierra. La técnica consiste en ajustar una curva o superficie suave a través de los puntos mediante una serie de funciones polinomiales. La curva o superficie resultante se puede utilizar entonces para estimar valores en cualquier punto dentro del rango de los datos originales. En general, la segunda parte del código es importante para mejorar la precisión de los cálculos de las deformaciones co- y post-sísmicas al crear una representación más precisa de las DGFs mediante la interpolación. Así entonces, Gao et al. (2017) establecen un marco numérico cuya profundidad de fuente es de  $\leq 200 \text{ km}$ . La Función de Green de Dislocación está en función de la profundidad focal y la distancia epicentral. Tiene la característica de cambiar bruscamente en el campo cercano para eventos sísmicos poco profundos y cambiar suavemente en el campo lejano para eventos sísmicos profundos. Para un evento sísmico específico con una cierta profundidad focal, cambia más suavemente a medida que la aumenta la distancia epicentral. Con base en este principio fundamental, Gao et al. (2017) calcula las DGFs con 16 profundidades focales, a los 0, 1, 2, ..., 10 km, y 14, 20, 32, 50, 70, 100 y 200 km, y en base a estos ajusta valores para profundidades distintas a estos 16 focos haciendo la interpolación con un error de  $10^{-5}$ . Como Gao et al. (2017) lo explican en su artículo a través del diagrama de flujo de la

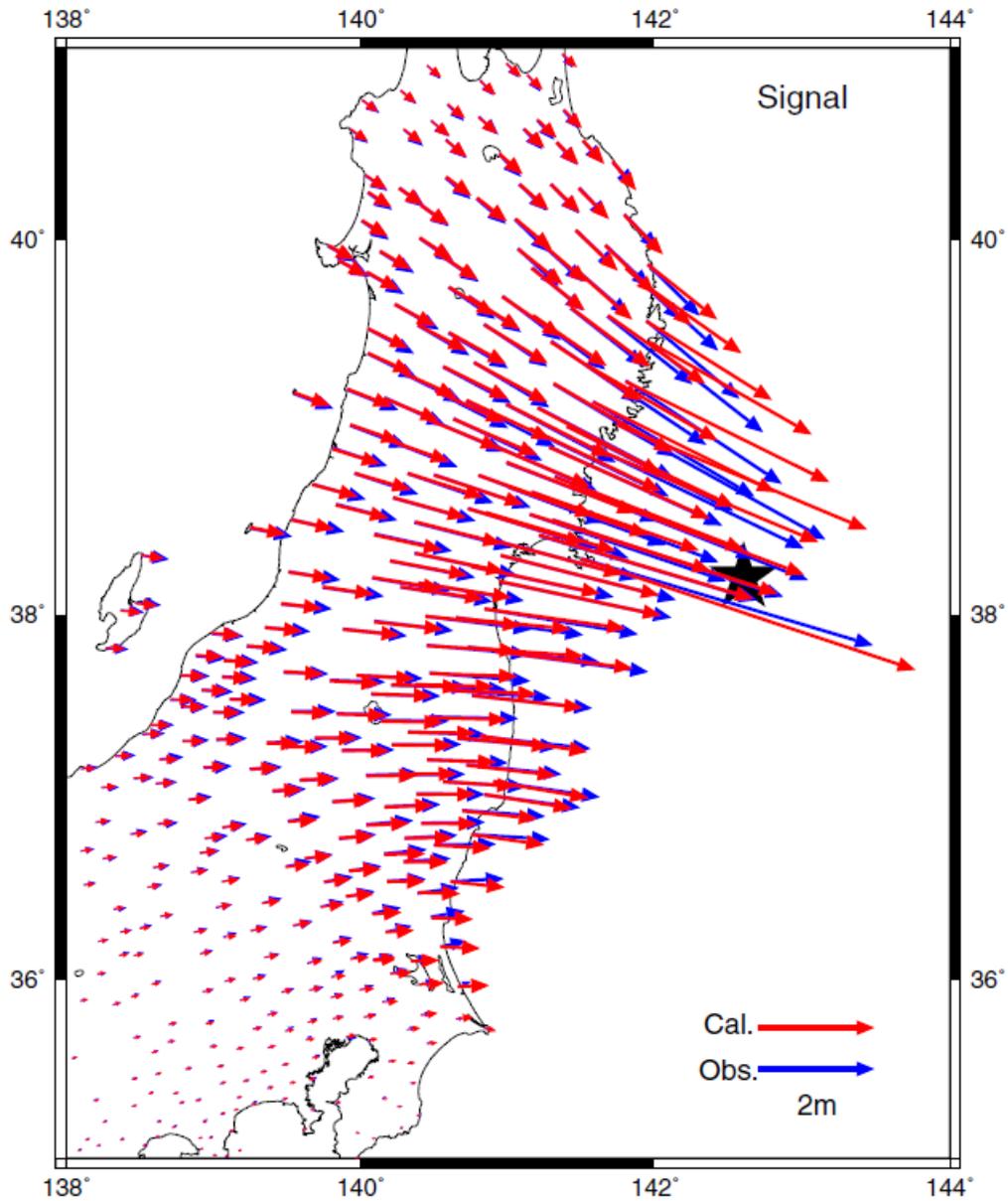


**Figura 3.3.2:** Diagrama de flujo del funcionamiento del código de Gao et al. (2017). Modificado de Gao et al. (2017).

Figura 3.3.2, antes de calcular estas DGFs, el código debe reconocer una sub-falla con un largo de falla 10 veces mas pequeño que la distancia epicentral  $\psi$  con respecto al punto de observación, para así poder hacer los cálculos como fuentes puntuales, de lo contrario el programa vuelve a subdividir las sub-fallas con nuevas coordenadas de ubicación como muestra la Figura 3.3.3. El código, para darle validez a su mejoría teórica en comparación a los trabajos de Tanaka et al. (2006, 2007) y Sun et al. (2009), fue comparado con la deformación co-sísmica observada de la isla de Japón producto del terremoto de Tohoku-oki  $Mw = 9.0$ , donde el error cuadrático medio de los desplazamientos modelados mostrados no superó los 7.4 cm en comparación con desplazamientos observados, como se puede ver en la Figura 3.3.4 extraída de Gao et al. (2017), en que los desplazamientos teóricos calculados a partir del código presentado están representados con flechas rojas mientras que el desplazamiento horizontal observado mediante estaciones GPS está representado por flechas azules. Respecto a la información de entrada, necesaria para que el código efectúe los cálculos, el programa o código requiere de dos archivos de entrada que se denominan *fault.dat* y *observation\_point.dat* que entregan información sobre el modelo de falla del terremoto y sobre la ubicación del punto (o los puntos) de observación, como se muestran en las tablas 3.3.1 y 3.3.2 tomados de Gao et al. (2017). Como se puede ver la primera fila de la tabla 3.3.1 se describe la geometría de la falla (o sub-fallas) y los parámetros físicos en cada columna, tales como las coordenadas centrales de longitud (que va entre los  $0^\circ$  a los  $360^\circ$ ) y latitud (que va de los  $-90^\circ$  a  $90^\circ$ ), el deslizamiento en metros, el *rake* que refiere al ángulo de deslizamiento del techo de falla en relación con la base o piso cuyo rango va de los  $0^\circ$  a los  $360^\circ$ , la profundidad del centro de la sub-falla en kilómetros, el acimut de la sub-falla con unidades de grado y en un rango de  $0^\circ$  a  $360^\circ$ , el manteo de la sub-falla, con unidades de grados y por último el largo y ancho de cada sub-falla con unidades de kilómetros. El valor 99999 en la última línea es una marca para que el código reconozca el final del archivo. En tanto, la tabla 3.3.2, que representa al archivo *observation\_point.dat*, muestra la información sobre las coordenadas en latitud y longitud del punto (o los puntos) de observación, en unidades de grado donde también en la última fila el valor 99999 indica el final del archivo.



**Figura 3.3.3:** Esquema de la subdivisión de una falla finita. Si la distancia epicentral  $\psi$  entre el punto de observación y el centro de una sub-falla no es diez veces mayor que la longitud del lado más largo de la sub-falla (líneas segmentadas), el código subdividirá automáticamente la sub-falla en celdas más pequeñas (líneas azules). Luego es posible calcular las deformaciones en el campo cercano con alta precisión a través del esquema de suma de segmentos (Fu and Sun, 2004). Figura de Gao et al. (2017).



**Figura 3.3.4:** Representación de los resultados calculados usando el código en comparación con las observaciones GPS. Las flechas rojas representan los desplazamientos horizontales co-sísmicos teóricos causados por el terremoto Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$ , cuyo epicentro está indicado con la estrella negra, mientras que las flechas azules representan los desplazamientos horizontales arrojados por las observaciones GPS. Figura de Gao et al. (2017).

Lat.	Long.	Desliz.	<i>Rake</i>	Prof.	Acimut	Manteo	Largo	Ancho
36.8500	140.8300	3.21552	48.2777	57.5200	213.00	26.0	40.0	12.7
37.7200	143.5100	8.31733	107.7814	9.4000	198.00	5.0	40.0	4.6
...	...	...	...	...	...	...	...	...
39.7800	144.1400	7.39991	98.9404	7.7600	192.00	4.0	40.0	3.2
36.5600	141.2700	3.71797	188.1955	37.2500	202.00	22.0	40.0	15.9
99999								

**Cuadro 3.3.1:** *Fault.dat*. Archivo de entrada para el modelo de falla del terremoto. Modificado de Gao et al. (2017).

Latitud	Longitud
39.6100	115.8900
40.7000	117.1600
...	...
24.0000	97.8400
31.1300	97.1700
99999	

**Cuadro 3.3.2:** *Observation\_point.dat*. Archivo de entrada para los puntos de observación. Modificado de Gao et al. (2017).

## 3.4. GRACE

### 3.4.1. Antecedentes

Para la presente Memoria de Título, donde se analizan las anomalías gravimétricas respecto al modelo de falla propuesto, se utilizan los datos entregados por el proyecto internacional GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) que fue una misión conjunta de la NASA y la Agencia Espacial Alemana (DLR) diseñada para medir con precisión los cambios en la gravedad de la Tierra y su campo gravitacional. La misión GRACE consta de dos satélites idénticos, GRACE-1 y GRACE-2, ilustrados en la Figura 3.4.1 que fueron lanzados al espacio en marzo de 2002 y se planearon para rastrear las variaciones temporales en la gravedad asociadas con la redistribución de masa entre la atmósfera, los océanos y los componentes sólidos de la Tierra con un periodo de vida nominal de 5 años (Watkins and Bettadpur, 2000), sin embargo su funcionamiento se extendió por casi 15 años. El plan de medición consistía, en grandes rasgos, en detectar variaciones gravitacionales de la Tierra de modo que interferían en la trayectoria de ambos satélites generando un distanciamiento o acercamiento de estos, que gracias a la aplicación de instrumentos de alta tecnología pudieron ser medidos



**Figura 3.4.1:** Ilustración de los satélites GRACE en órbita. Figura del *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA ([www.gracefo.jpl.nasa.gov](http://www.gracefo.jpl.nasa.gov)).

con gran precisión a través de microondas. Se utilizó una serie de datos disponibles durante la fase de puesta en marcha para obtener modelos de gravedad iniciales. Los modelos de gravedad desarrollados con estos datos son más que un orden de magnitud mejores en las longitudes de onda largas y medias que los modelos anteriores.

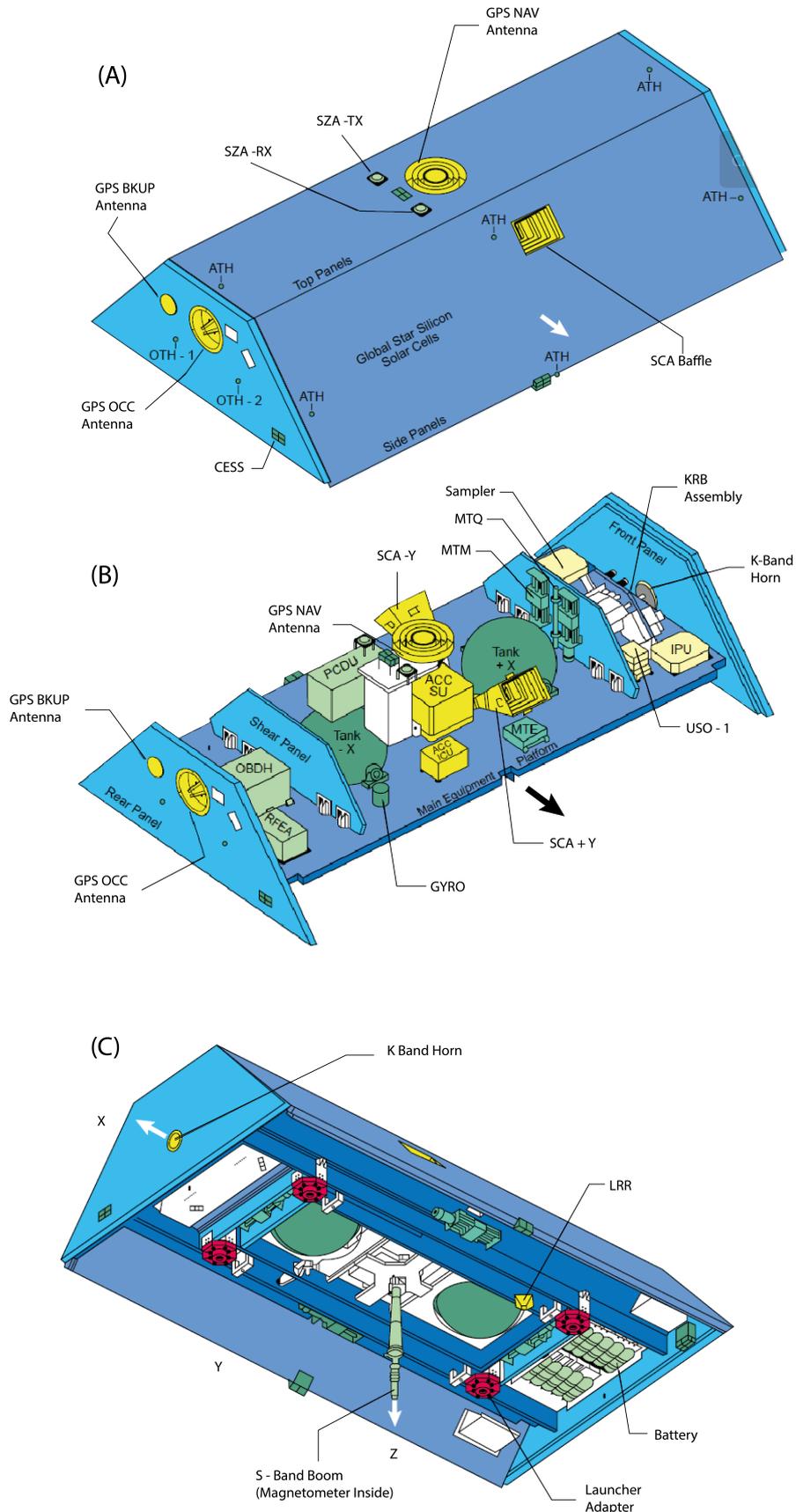
Según Tapley et al. (2004) las estimaciones de error indican una precisión de 2 cm de manera uniforme en las regiones terrestres y oceánicas, como consecuencia de la naturaleza homogénea, global y altamente precisa de los datos de GRACE. La misión GRACE consta de dos satélites idénticos en órbitas casi circulares a 500 km de altitud y  $89,5^\circ$  de inclinación que viajan de polo a polo (norte-sur-norte), separados entre sí por aproximadamente 220 km a lo largo de la trayectoria, y unidos por un sistema de medición de microondas de *bandas-K* entre satélites de alta precisión. Cada satélite, además del sistema de distancia entre satélites, también lleva receptores del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) y sensores de actitud (Dunn et al., 2003) y acelerómetros de alta precisión (Touboul et al., 1999). La altitud del satélite decae naturalmente ( $\approx 30$  m/día) de modo que la pista de tierra no tenga un patrón de repetición fijo. Los efectos de las fuerzas no gravitatorias que actúan sobre el satélite se eliminan utilizando acelerómetros precisos que miden la aceleración de la fuerza superficial. Los receptores GPS de

cada satélite permiten marcar con precisión el tiempo de las mediciones utilizadas para extraer el cambio de rango entre satélites y proporcionan las posiciones absolutas de los satélites sobre la Tierra.

### 3.4.2. Equipamiento

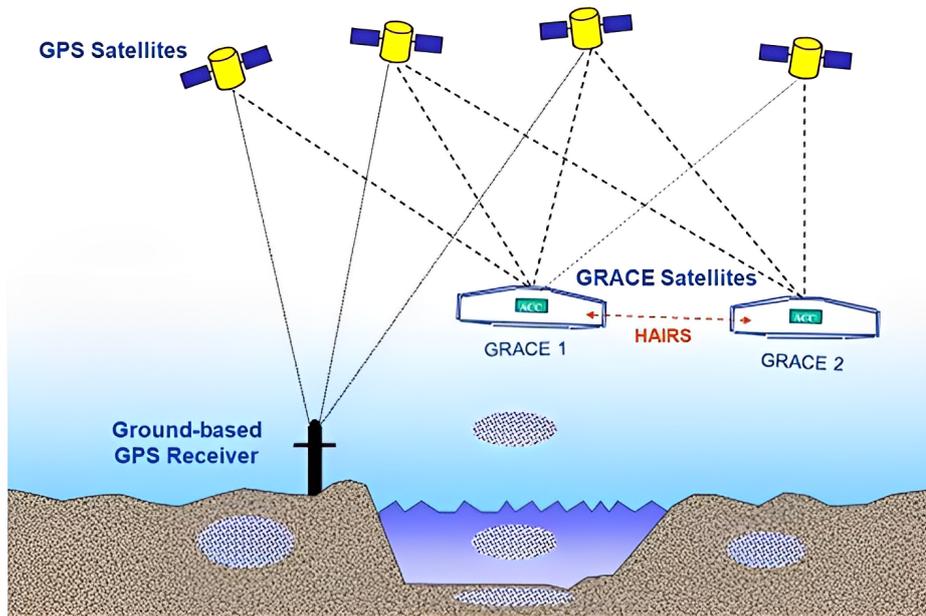
Cada uno de los dos satélites completamente idénticos, construidos por Astrium (ahora *Airbus Defense & Space GmbH*) en nombre de *Space Systems Loral*, tienen un largo de 3.1 metros por un ancho de 1.9 metros y pesaron 480 kg en el momento del lanzamiento, incluyendo 32 kg de combustible (Figura 3.4.2). La estructura de los satélites GRACE estaba hecha de plástico reforzado con fibra de carbono (CFRP), un material que permite la creación de estructuras altamente rígidas con poco peso. Esta rigidez termoestable de las estructuras (torsión  $< 3 \mu\text{m}$  por revolución) fue un requisito previo para lograr la alineación precisa de los satélites entre sí y la adquisición continua de mediciones altamente precisas de la distancia y velocidad relativas entre los dos satélites en el rango de unos pocos micrómetros a  $0.1 \frac{\mu\text{m}}{\text{s}}$  (Flechtner et al., 2021). De acuerdo a los componentes específicos que se representan en los esquemas de la Figura 3.4.2, obtenidos del sitio web del *Center for Space Research, The University of Texas at Austin* ([www2.csr.utexas.edu](http://www2.csr.utexas.edu)), estos corresponden (con sus siglas en inglés) a los siguientes: ACC ICU = unidad de control del acelerómetro superestelar, ACC SU = unidad del sensor del acelerómetro superestelar, ATH = propulsores de control de actitud u orientación espacial, CESS = sensor solar y terrestre grueso, GPS BKUP Antenna = antena de respaldo GPS, GPS NAV Antenna = antena de navegación GPS, GPS OCC Antenna = antena de ocultación GPS, IPU = unidad de procesamiento de instrumentos, KBR Assembly = ensamblaje del sistema de rango banda-K, LRR = ensamblaje de láser retroreflectivo, MTE = ajuste electrónico del centro masa, MTM = ajuste mecánico del centro de masa, MTQ = magnetotransmisores, OBDH = procesador de datos, OTH-1 y OTH-2 = propulsores de controles a bordo, PCDU = unidad de control y distribución de energía, RFEA = ensamblaje electrónico de radiofrecuencia, SCA Baffle = blindaje de cámara estelar, SCA +Y y SCA -Y = cámara estelar, SZA - RX = antena receptora Zenith de banda S, SZA - TX = antena transmisora Zenith de banda S, Tank -X y Tank +X = tanques de gas frío, USO-1 = oscilador ultraestable.

Las Figuras 3.4.3 y 3.4.4 de Flechtner et al. (2021) describen el método de

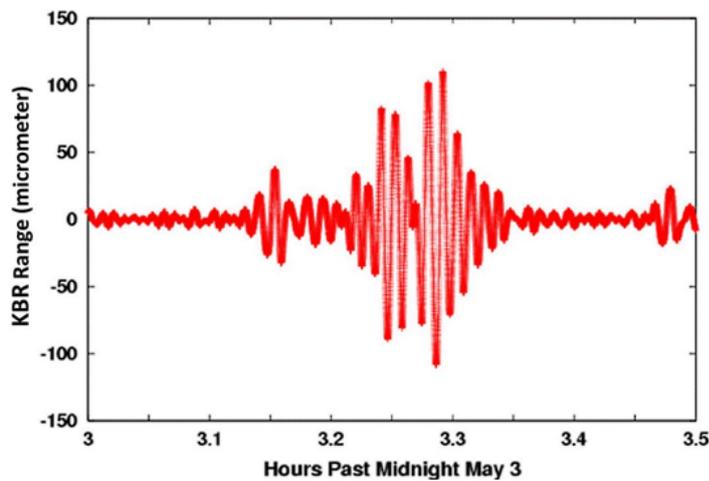


**Figura 3.4.2:** Esquemas de la cubierta (A), componente interno (B) y componente inferior (C) de los satélites GRACE. Figura modificada del *Center for Space Research, The University of Texas at Austin* ([www2.csr.utexas.edu](http://www2.csr.utexas.edu)).

medición de GRACE. Cuando se acercan a una anomalía de masa positiva dentro de la Tierra, el satélite más cercano es acelerado con mayor fuerza gravitacional que su gemelo que lo sigue. Si el primer satélite cruza la anomalía de masa, comienza la fase de desaceleración, mientras que el segundo es acelerado esta vez. Si ambos satélites se alejan de la anomalía de masa, el segundo satélite inicialmente se desacelera aún más que el primer satélite, que ahora está más lejos. Esto produce el registro (Figura 3.4.4) en el cambio de distancia que se mide entre ambos satélites, después de restar la señal principal debido al achatamiento de la Tierra en un orden de 2 km. En la Figura 3.4.5 obtenida del sitio web del *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA ([www.gracefo.jpl.nasa.gov](http://www.gracefo.jpl.nasa.gov)) es posible ver con mayor claridad el funcionamiento básico de los satélites gemelos con respecto a la detección de una anomalía gravimétrica asociada a un campo con un cambio de masas, que si bien representa a un proyecto posterior llamado GRACE-FO, este funciona bajo la misma premisa en cuanto a las anomalías gravimétricas. En mayo de 2018, se lanzó una misión llamada GRACE Follow-On (GRACE-FO), que continúa la labor de los satélites GRACE originales. GRACE-FO también consta de dos satélites, que siguen midiendo las variaciones en el campo gravitacional de la Tierra y proporcionando información valiosa para la ciencia del clima, la hidrología y la geofísica.

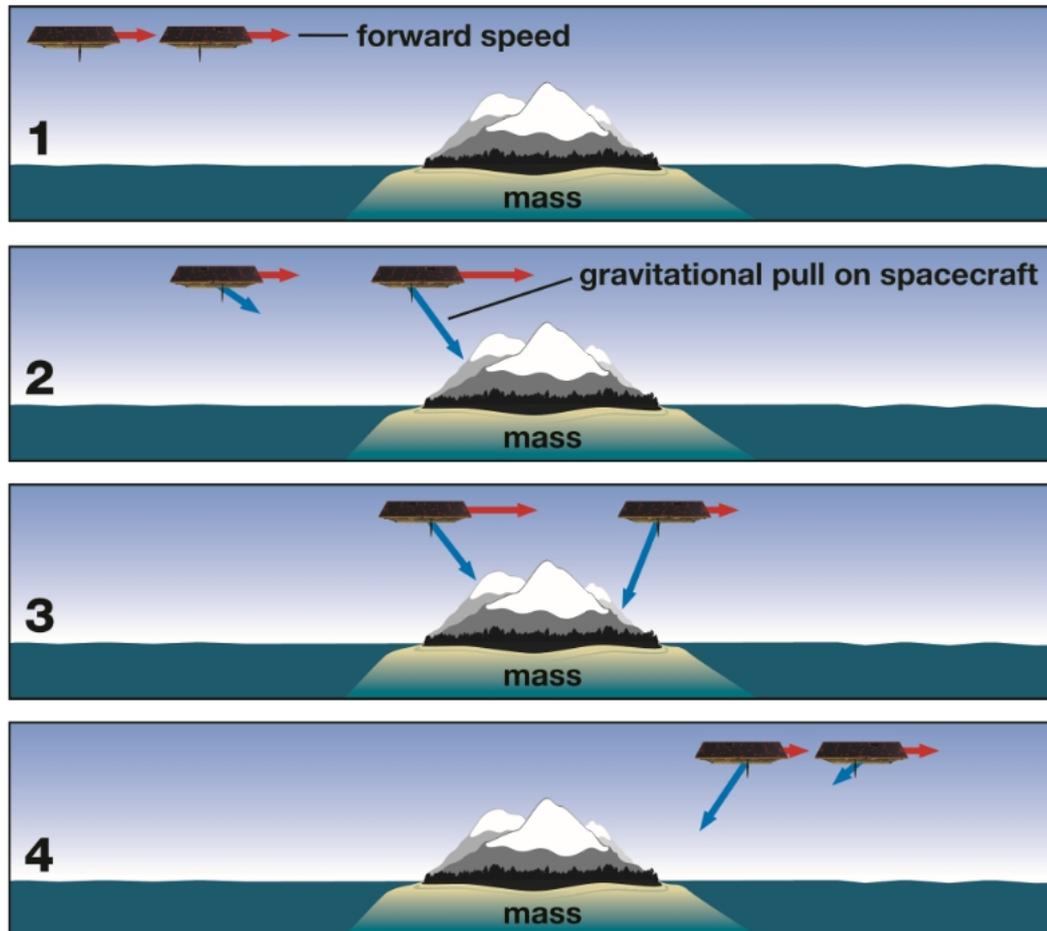


**Figura 3.4.3:** Figura conceptual del funcionamiento de la misión GRACE y la transmisión de datos GPS mediante satélites de seguimiento. (HAIRS = *high accuracy inter-satellite ranging system* o sistema de medición inter-satélite de alta precisión). Figura de Flechtner et al. (2021).

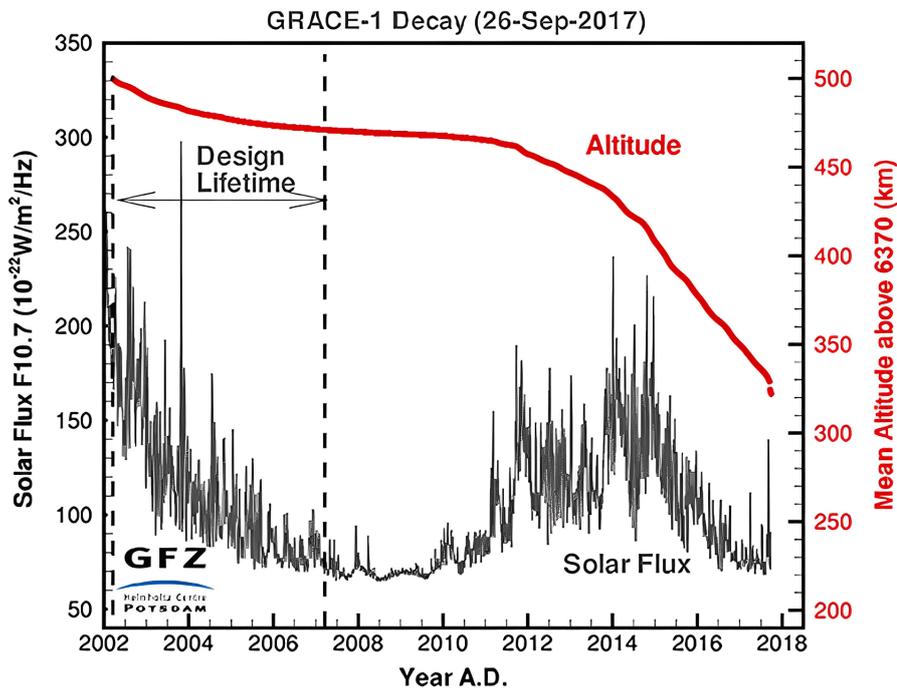


**Figura 3.4.4:** Cambio de distancia en micrómetros entre los satélites de GRACE durante un sobrevuelo sobre los Himalayas el 3 de mayo de 2003. Figura de Flechtner et al. (2021).

Durante el período de misión de 15 años, que fue tres veces más largo de lo planeado originalmente (Figura 3.4.6), todos los instrumentos a bordo de los satélites GRACE entregaron de manera casi continua datos de medición y control



**Figura 3.4.5:** Atracción gravitatoria de los satélites GRACE. Este ejemplo simplificado ilustra los movimientos de los satélites mientras pasan hacia el sur desde el Mar Caribe a través de Colombia y Perú (es decir, una masa terrestre más densa) hacia el Océano Pacífico. Los dos satélites miden sobre el océano (1), pero cuando el satélite líder encuentra tierra, la mayor gravedad de la tierra lo aleja del satélite seguidor, que aún se encuentra sobre el agua (2). Una vez que el segundo satélite encuentra tierra, también es atraído hacia la masa y, en consecuencia, hacia el satélite líder (3). Cuando el satélite líder vuelve sobre el agua, es ligeramente atraído de vuelta por la tierra, mientras que el satélite seguidor continúa sobre la tierra. Una vez que ambos satélites vuelven a estar sobre el agua, el satélite seguidor se ralentiza debido a la tierra (4) antes de volver a su distancia original detrás del satélite líder. Figura del *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA ([www.gracefo.jpl.nasa.gov](http://www.gracefo.jpl.nasa.gov)).



**Figura 3.4.6:** Cambio de altitud de la órbita de GRACE entre marzo de 2002 y septiembre de 2017. Figura modificada de Flechtner et al. (2021).

para la operación y monitoreo de los satélites, así como para la evaluación científica. En septiembre de 2017, debido al fallo relacionado con la edad de un gran número de celdas de batería en GRACE-2 y el agotamiento de combustible, se tuvo que interrumpir la operación en tándem. Esto marcó el fin de la exitosa y prolongada misión activa de GRACE. El 24 de diciembre de 2017, GRACE-2 se quemó en la atmósfera terrestre. El gemelo GRACE-1 sufrió el mismo destino el 10 de marzo de 2018.

### 3.4.3. Datos

Los satélites GRACE han sido fundamentales para mejorar la comprensión del cambio climático y sus efectos en la Tierra. Han proporcionado datos importantes sobre el derretimiento de los casquetes polares, el agotamiento de los acuíferos, la redistribución del agua en los océanos y la respuesta de los sistemas terrestres al calentamiento global. Pero, además de lo anterior, han sido de gran interés para estudiar el comportamiento con el registro y análisis de anomalías gravimétricas en la Tierra sólida. El objetivo de evaluación más importante de la misión GRACE fue el cálculo y la provisión rápida de modelos del campo gravitatorio variable en

el tiempo. En este sentido tres fueron los equipos científicos que se encargaron de la evaluación de los datos: el *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) de la NASA; el *Center for Space Research* (CSR) de la Universidad de Texas, Austin; y el *German Research Center for Geosciences* o *Deutsches GeoForschungs Zentrum* (GFZ), Potsdam. A través del SDS (Sistema de Datos Científicos de GRACE por sus siglas en inglés) calcularon modelos mensuales y semanales del campo gravitatorio terrestre casi sin interrupción desde abril de 2002 hasta junio de 2017. Estas series temporales, importantes para la interpretación y evaluación posterior, se proporcionaron en forma de un conjunto de coeficientes de armónicos esféricos que describen el potencial gravitatorio de la Tierra para un cierto período de tiempo y una resolución espacial.

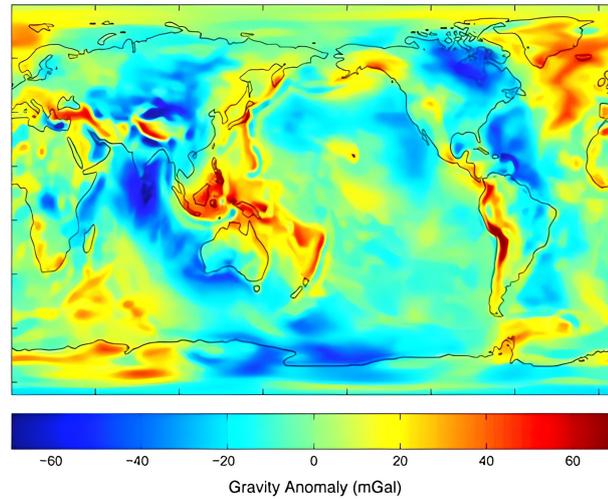
Los datos de GRACE están divididos en tres niveles:

- Nivel 1 (1A y 1B)
- Nivel 2
- Nivel 3

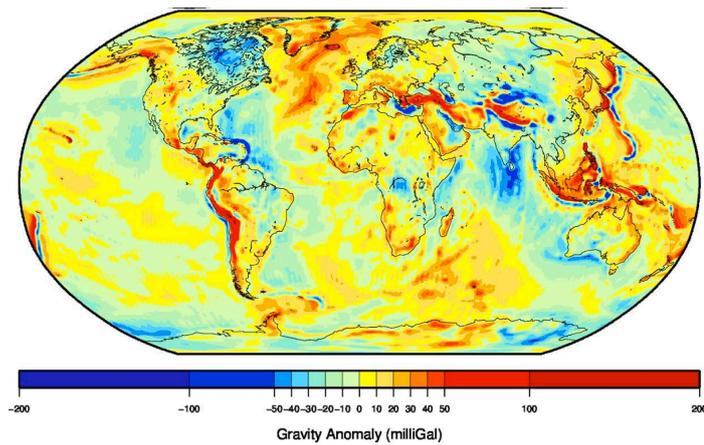
Los datos del Nivel 1A son aquellos datos brutos que fueron recolectados desde los satélites para ser calibrados y marcados temporalmente sin ser distribuidos al público. Los datos del Nivel 1B incluyen las distancias inter-satélites, las tasas de cambio y las aceleraciones no gravitacionales de cada satélite. Los datos del Nivel 2 corresponden a los datos procesados para obtener estimaciones mensuales del campo gravitatorio en forma de coeficientes armónicos esféricos, que luego fueron publicados (al igual que los datos del Nivel 1B) a través del POO.DAAC (*Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*) y del ISDC (*Information System & Data Center*). Por último, el Nivel 3 incluye datos como anomalías de masa y otros productos ya estandarizados.

Con el advenimiento de la misión GRACE, la resolución se ha mejorado constantemente a medida que se han acumulado más datos de GRACE (Niveles 1, 2 y 3) y las estrategias de determinación de la gravedad y los modelos de fondo se han vuelto más precisos. A través del procesamiento de datos entregados por GRACE, los equipos han elaborado diferentes modelos gravitatorios de la Tierra, entre los que destacan los modelos GRACE *Gravity Model* (GGM) que corresponden a modelos de gravedad global. Los modelos de gravedad desarrollados con estos datos son más de un orden de magnitud mejores en longitudes de onda largas y medias

que los modelos anteriores. Por ejemplo, el primer modelo resultado de estos análisis de gravedad fue designado como GGM01S (Figura 3.4.7a) y se obtuvo utilizando 111 días seleccionados de datos tempranos de GRACE que abarcan el intervalo de abril a noviembre de 2002, y utilizando un ajuste convencional de mínimos cuadrados dinámicos. Los datos de microondas de inter-satélite de banda-K (muestreo cada 5 segundos) y los datos de fase de GPS (fase de alta-baja diferencia doble, muestreo cada 30 segundos) se procesaron en tramos diarios, según describe el artículo de Tapley et al. (2004). Sin embargo, este primer modelo no contiene datos de gravedad en la superficie, y no se aplicó ningún condicionamiento o restricción para que coincida mejor con la señal esperada del geoide. En consecuencia, las comparaciones con datos de gravedad en la superficie son otra prueba rigurosa del modelo GRACE. En base a esto, es posible comparar los modelos y su resolución como se puede ver en la Figura 3.4.7, donde el nuevo modelo GGM05S (Figura 3.4.7b) utiliza aproximadamente diez años de datos de GRACE recopilados entre enero de 2003 y mayo de 2013. Este representa una mejora significativa y reemplaza a los modelos previamente publicados, GGM01, GGM02 y GGM03, y abarca el globo terráqueo en su totalidad. En el artículo de Ries et al. (2016) se detalla que este modelo tiene una resolución espacial de 200 km y una resolución espectral definida por su grado y orden de 180, dentro de la Teoría del Potencial. El grado se refiere al número máximo de términos armónicos esféricos utilizados en la expansión del campo gravitatorio de la Tierra. Esto implica que se han considerado términos armónicos esféricos hasta el grado 180 para representar la distribución de la gravedad en la Tierra. En cuanto al orden se refiere al número de términos armónicos esféricos utilizados en cada grado. En el caso del GGM05S, el orden utilizado también es 180. Esto significa que se han considerado 180 términos armónicos esféricos para cada grado en la expansión del campo gravitatorio. En conjunto, el grado y el orden definen el nivel de detalle y precisión con el que se representa el campo gravitatorio de la Tierra en el modelo GGM05S, en el caso del GGM01S este cuenta con un grado y orden de 120 (Tapley et al., 2004). Un grado y orden más alto permitirían capturar características más finas del campo gravitatorio, pero también requerirían más datos y recursos computacionales para su cálculo y almacenamiento. Sin duda estos antecedentes son relevantes al momento de decidir utilizar la información de anomalías gravimétricas obtenidas por GRACE en zonas sismogénicas como lo hicieron Panet et al. (2018).



(a) GGM01S



(b) GGM05S

**Figura 3.4.7:** Modelos de Gravedad Global: (a) GGM01S con anomalías en mGal medidos en 111 días. (b) GGM05S con anomalías en mGal medidos en más de 10 años. 1 miligal (mGal) es igual a  $0.00001 \frac{m}{s^2}$ , por lo tanto, un miligal es aproximadamente una millonésima parte de la aceleración estándar en la superficie de la Tierra ( $9,8 \frac{m}{s^2}$ ). Las zonas de color rojo representan a sectores con mayor masa compacta, como cordones montañosos, a diferencia de las zonas azules que se encuentran principalmente en los océanos. Figuras extraídas del *Center for Space Research, The University of Texas at Austin* ([www2.csr.utexas.edu](http://www2.csr.utexas.edu)).

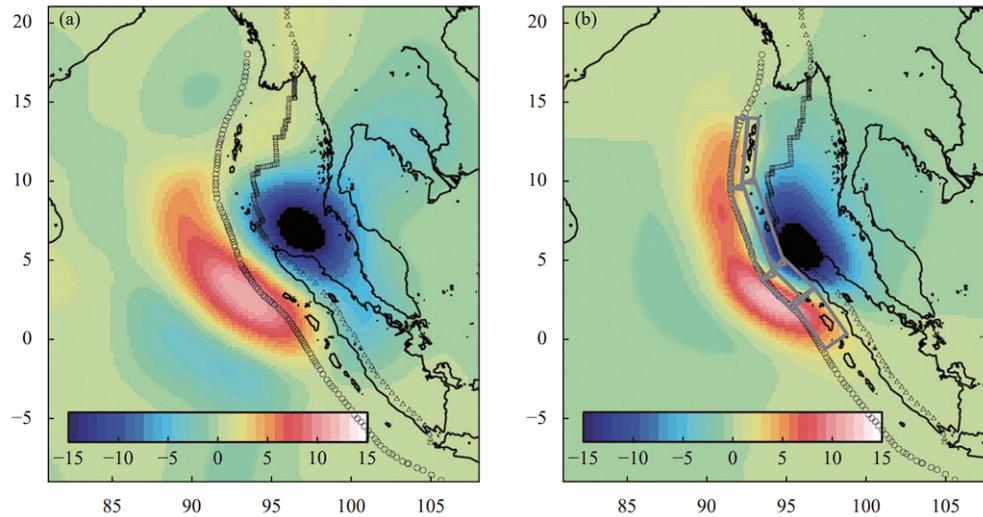
#### 3.4.4. Anomalías gravimétricas y terremotos

Ciertamente los satélites de GRACE han revolucionado la capacidad para comprender la Tierra y monitorear fenómenos naturales tan relevantes para humanidad como son los terremotos. GRACE utiliza mediciones precisas de la

gravedad para mapear las variaciones en la masa y su distribución en la Tierra, lo que proporciona una visión sin precedentes de los procesos que ocurren en el planeta. En este sentido, la importancia de GRACE radica en su capacidad para detectar cambios sutiles en la gravedad de la Tierra a lo largo y ancho de toda ella, lo que permite el seguimiento de los movimientos tectónicos y la deformación de la corteza terrestre, que son fundamentales para comprender la actividad sísmica y los terremotos, sin descartar zonas oceánicas como pasa con otras fuentes de datos como en el caso de los sistemas de GPS en tierra firme.

El primer gran terremoto registrado desde el lanzamiento de la misión de gravedad del satélite GRACE que alteró permanentemente la distribución de masa dentro de la Tierra fue el terremoto de subducción de Sumatra  $Mw = 9.1$  ocurrido el 26 de diciembre de 2004 y causó cambios significativos en el campo gravitatorio producto de la gran longitud de ruptura de falla de más de 1.000 km (Ammon et al., 2005). Así fue demostrado por Han et al. (2006), donde los científicos investigaron por primera vez la variación de la gravedad co-sísmica asociada a este terremoto utilizando las observaciones de GRACE. Aplicaron directamente los datos de KBR SST (que registran las variaciones en la distancia utilizando el rango de microondas de banda-K entre los centros de masa de los dos satélites GRACE) para calcular las variaciones del campo gravitatorio y utilizaron los registros del acelerómetro y los datos de actitud del satélite para eliminar cualquier efecto no gravitatorio en los satélites. Luego adoptaron el principio de conservación de energía y el método de inversión del campo gravitatorio regional para mejorar las resoluciones espaciales y temporales y finalmente obtuvieron el patrón de variaciones del campo gravitatorio generado por este terremoto (Figura 3.4.8). Este estudio emblemático marcó la primera vez que se detectó la variación de gravedad co-sísmica utilizando una técnica de observación de gravedad en el espacio.

La investigación de Han et al. (2006) que relaciona un gran evento sísmico con anomalías gravimétricas observadas por GRACE abrió camino a que a futuros terremotos también fuesen estudiados con técnicas similares. Fue ese el caso para el terremoto de  $Mw = 9.0$  que afectó a la isla de Japón el 11 de marzo de 2011, donde investigaciones como las de Wang et al. (2012) obtienen modelos gravimétricos con las observaciones de GRACE en Japón cuyo rango de datos abarcan un intervalo desde enero de 2005 hasta julio de 2011 (Figura 3.4.9a)

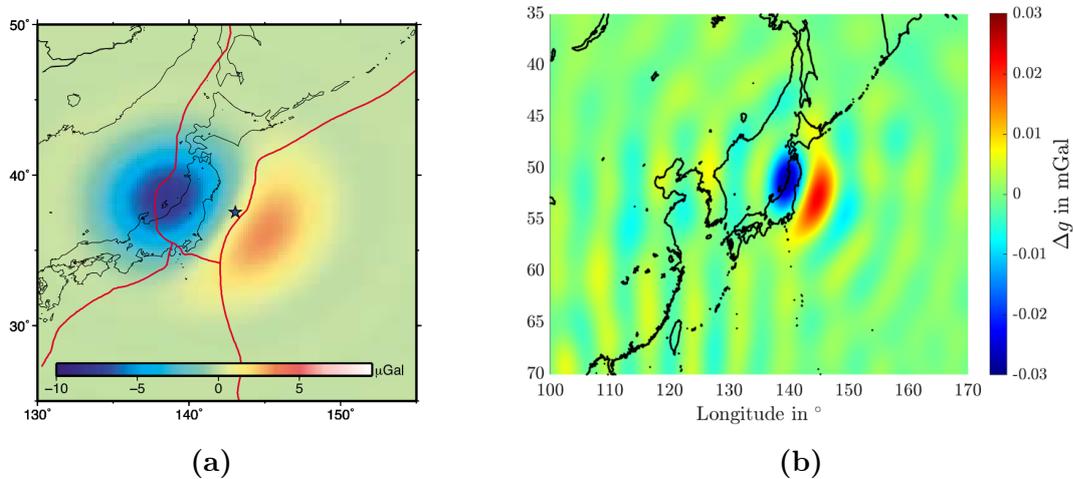


**Figura 3.4.8:** Cambios en la gravedad (en unidades  $\mu Gal$ ) generados por el terremoto de Sumatra  $Mw = 9.1$  en 2004. (a) Observaciones de GRACE; (b) Resultados de cálculos teóricos de Han et al. (2006). Figura de Han et al. (2006).

como también lo hicieron Heller et al. (2020) (Figura 3.4.9b), que si bien se observa que tienen una orientación y amplitud distinta, varían de acuerdo al filtro usado en el orden de los armónicos esféricos y al rango de datos usados para crear la representación gráfica de los datos gravimétricos. Las señales de gravedad detectadas por GRACE se atenúan con la altitud del satélite, y las mediciones de la distancia inter-satélite contienen ciertos errores, lo que conduce a errores en las observaciones de los productos de campo de gravedad de alto grado. Para el caso de evaluaciones de grandes terremotos, en sus últimos años de orbita GRACE pudieron proporcionar señales de observación de hasta el grado 96 (generalmente hasta el grado 60), lo que corresponde a una resolución espacial de aproximadamente 300-400 km (Tang and Sun, 2023). Por esta razón, las variaciones del gradiente gravitatorio calculadas teóricamente deben truncarse y filtrarse adecuadamente para comparaciones prácticas.

Para el caso del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ , Wang et al. (2012) elaboran modelos de cambios de gravedad en base a modelos co-sísmicos de distintos autores, como se puede ver en la Figura 3.4.10.

Los datos que ha recopilado GRACE son de vital importancia para los científicos que estudian los terremotos, ya que los cambios en la distribución de la masa pueden desencadenar movimientos en la corteza terrestre y aumentar la probabilidad de eventos sísmicos. Entre los cientos de estudios que han utilizado datos de GRACE

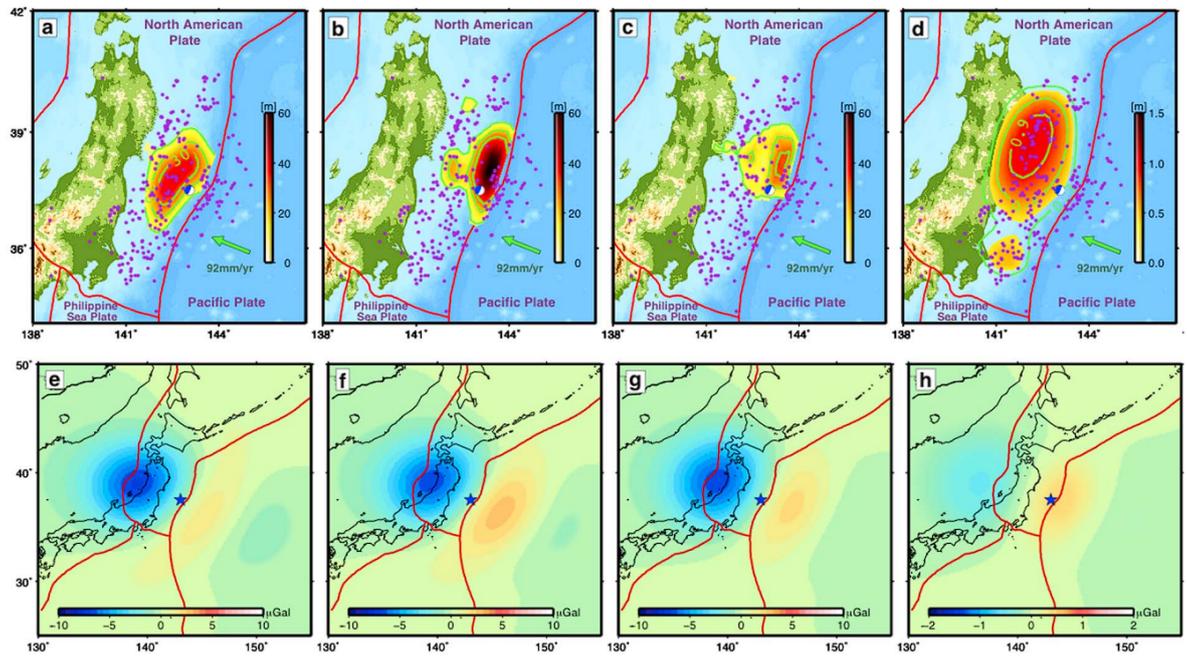


**Figura 3.4.9:** Anomalías de gravedad observadas en la zona del terremoto Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ . (a) Anomalías en  $\mu Gal$  filtradas por Wang et al. (2012) (b) Anomalías en  $mGal$  filtradas por Heller et al. (2020) con un coeficiente armónico esférico truncado a 60 grados.

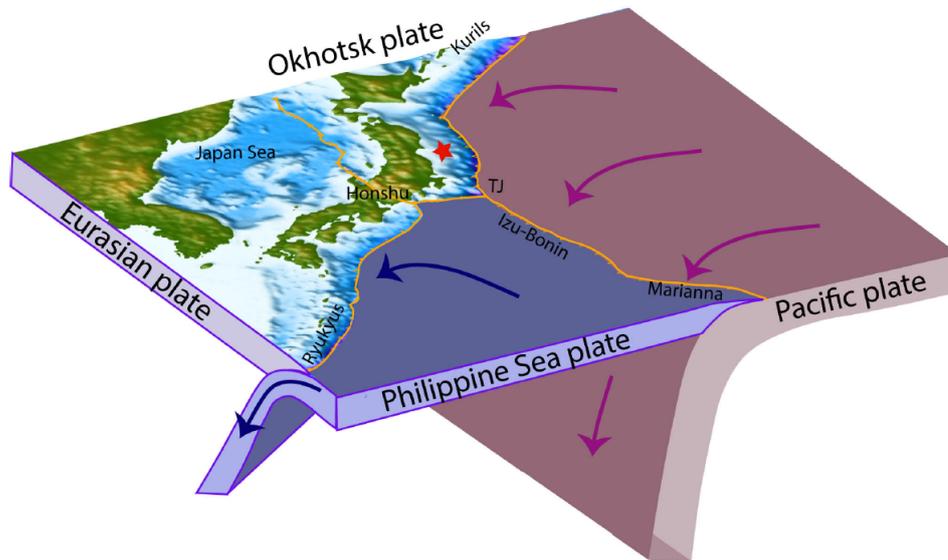
para resolver diversas hipótesis dentro de las geociencias, en esta Memoria de Título se destaca el trabajo de Panet et al. (2018), cuyo artículo muestra un exhaustivo análisis de datos gravimétricos en un amplio dominio espacio-temporal que rodea al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$  en una zona que abarca la isla completa de Japón (Figura 3.4.11) con el objetivo de relacionarlo con procesos internos de la placa subductante a profundidad durante el co-sísmico y post-sísmico como lo son los cambios en la densidad de la litósfera y la astenósfera. En este artículo se explica que utilizan un modelo lineal por partes de la serie temporal para determinar si los diferentes componentes del modelo forman parte de una señal relacionada con un terremoto o no. Como base de datos, Panet et al. (2018) utilizan modelos de gravedad derivados de las mediciones de GRACE para evaluar las variaciones en la masa de la Tierra y, a su vez, inferir cambios en la densidad de las capas del manto terrestre.

El estudio, según el equipo investigador, revela que el terremoto de Tohoku-Oki provocó modificaciones significativas en la densidad del manto, especialmente en la astenósfera subyacente. Se observaron cambios anisotrópicos, es decir, variaciones direccionales en la densidad, lo que sugiere una reorganización de la estructura interna de la Tierra como respuesta al estrés causado por el terremoto.

Los resultados de este estudio tienen implicaciones importantes para la comprensión



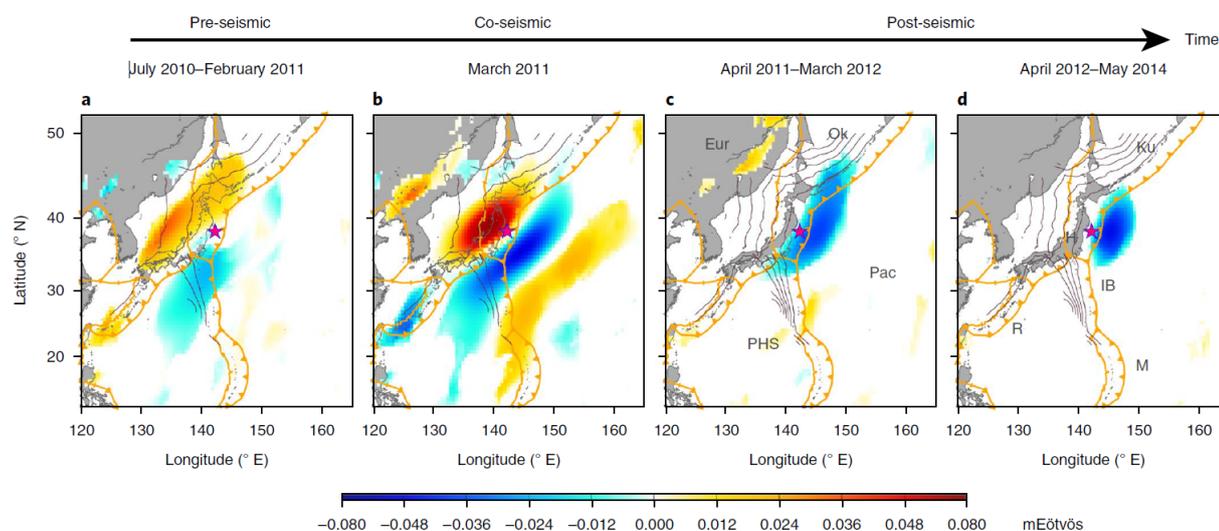
**Figura 3.4.10:** Distribuciones de deslizamiento co-sísmico (m) estimados por tres modelos: (a) Ammon et al. (2011), (b) Shao et al. (2011) y (c) Hayes (2011). Las líneas de contorno verde indican deslizamientos de 10 m, 20 m y 30 m. (d) Deslizamiento post-sísmico estimado por Ozawa et al. (2011) para el período del 12 al 25 de marzo de 2011. Las líneas de contorno están a 0.3 m, 0.6 m y 0.9 m en este caso. Los puntos morados muestran los epicentros de las réplicas del terremoto Tohoku-Oki entre el 11 de marzo y el 24 de abril de 2011, tomados de la solución del GCMT. El mecanismo focal del terremoto Tohoku-Oki se representa en azul. (e, f, g y h) Los cambios de gravedad predichos por los modelos correspondientes en las Figuras 3a, 3b, 3c y 3d, respectivamente, pero truncados al grado armónico esférico 60 y suavizados espacialmente utilizando un filtro gaussiano de radio 350 km. Figura de Wang et al. (2012).



**Figura 3.4.11:** Esquema del sistema tectónico del área de estudio de la investigación de Panet et al. (2018). Figura de Panet et al. (2018).

de los procesos tectónicos y sísmicos a profundidad, asociando las anomalías gravimétricas a estas variaciones de densidad en la astenósfera. Sin embargo, este estudio considera una geometría de falla tradicional basado en el "*Back Slip Model*" (Savage, 1983), es decir, una sola zona de deslizamiento entre la placa subductada y la placa subductante y es aquí donde en la presente Memoria de Título se plantea otra hipótesis para resolver las interrogantes que se asocian a las anomalías gravimétricas observadas durante y tras el terremoto de Tohoku-Oki del 11 de marzo de 2011.

El análisis de Panet et al. (2018) revela cambios de gravedad y de masa a gran escala en tres placas tectónicas (las placas del Pacífico, de Filipinas y la de Okhotsk) abarcando una región de  $150^\circ \times 100^\circ$  y comenzando unos meses antes de marzo de 2011. Antes de la ruptura del terremoto Tohoku-Oki, las variaciones de gravedad se pueden explicar por una extensión asimétrica de la sección subductante de la placa del Pacífico a una profundidad media-superior del manto, simultánea con un aumento de la sismicidad en la sección más superficial de la placa subductante. Durante más de dos años después de la ruptura, la deformación se propagó hasta el interior de la placa del Pacífico y la placa de Filipinas, lo que sugiere que la subducción se aceleró a lo largo de 2.000 km de los límites de las placas en marzo de 2011. Esto explicaría las anomalías gravimétricas, expresadas en gradiente



**Figura 3.4.12:** Variaciones pre, co y post-sísmicas de la señal del gradiente de gravedad (en unidades de mEötvös) del terremoto Tohoku-Oki observado en el área de estudio obtenido a partir de los datos de GRACE. La secuencia gravimétrica se muestra a una escala de 1.400 km y esta orientado en sentido  $\phi\phi$ , pero rotados entre un promedio de  $20^\circ$  a  $55^\circ$  en sentido horario para obtener la mayor amplitud de la señal (Panet et al., 2018). Figura de Panet et al. (2018).

gravimétrico, que se pueden ver en la Figura 3.4.12. Gracias a los datos de GRACE, el equipo investigador realiza un análisis que con otras herramientas de medición no es posible, como es investigar las anomalías gravimétricas a escalas espaciales grandes, de hasta 1,600 km, además de señales más localizadas, de hasta 800 km. También obtienen una variabilidad en escalas de tiempo de meses a años en los datos y realzan las señales siguiendo la geometría del sistema de subducción mediante el análisis de cambios temporales de los gradientes de gravedad rotados, algo que también se realiza en el presente trabajo.

La gradiente gravimétrica, medida en unidades Eötvös (v. Eötvös et al., 1922), se refiere a la variación espacial de la gravedad en función de las coordenadas geográficas o esféricas. Indica cómo cambia la intensidad de la gravedad en diferentes direcciones y es parte del método analítico utilizado por Panet et al. (2018), permitiendo centrarse en cambios de gravedad de alto orden en el campo cercano a la a fuente sísmica. La expresiones teóricas para el gradiente de gravedad en el caso del co-sísmico generado por las cuatro fuentes independientes (Sun and Okubo, 1993), que son el gradiente de segundo orden de la perturbación del potencial gravitacional inducida por un terremoto, fueron más tarde desarrolladas

mayormente por Ji et al. (2022), y consiste, en términos simples, derivar las observaciones de los cambios de gravedad de GRACE en la dirección requerida aplicando una rotación geométrica.

En resumen, el artículo de Panet et al. (2018) ofrece una visión fascinante de las modificaciones en la densidad del manto terrestre causadas por el terremoto de Tohoku-Oki de 2011. Mediante el uso de datos de GRACE, los investigadores proporcionan evidencia adicional sobre la influencia de eventos sísmicos significativos en la estructura interna de la Tierra, lo que contribuye a comprensión de la dinámica de los terremotos mediante una fuente de datos trazable en todo el globo terrestre.

Además de su importancia para el estudio de los terremotos, GRACE también ha revelado información invaluable sobre el ciclo del agua, los cambios en los casquetes polares, la recarga de acuíferos y la distribución de la masa de la Tierra. Esta información ha sido utilizada en una amplia gama de aplicaciones, desde la gestión de recursos hídricos hasta la monitorización de la pérdida de hielo en regiones polares.

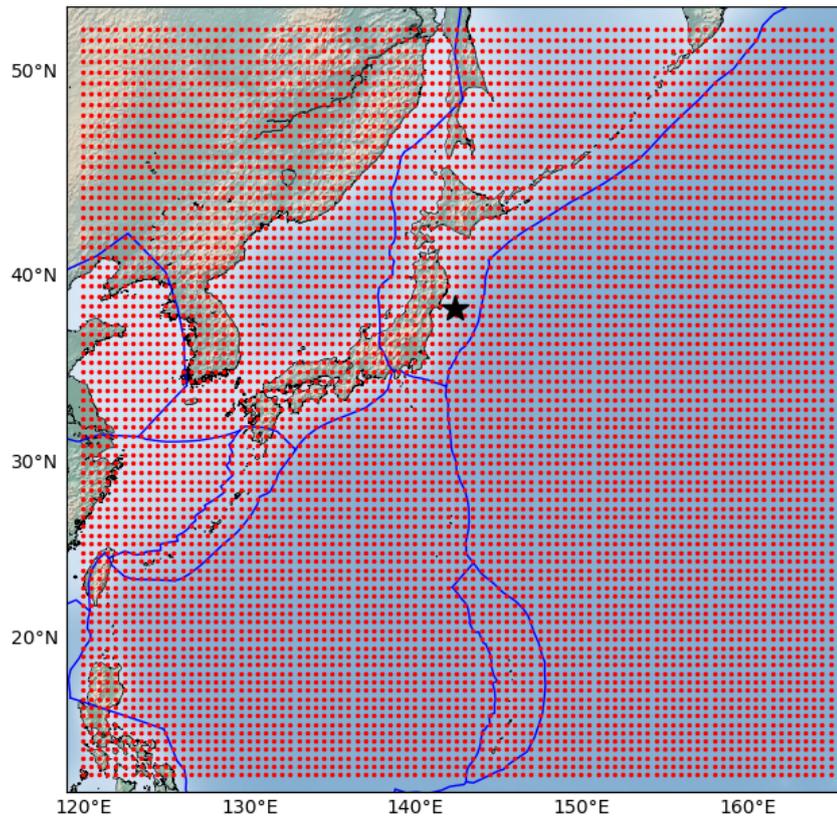
# Capítulo 4

## Metodología

En este capítulo se describe el tratamiento de las observaciones utilizadas, y cómo a partir de un proceso de inversión matemática, es posible inferir parámetros del modelo planteado, que mejor describan dichas observaciones.

### 4.1. Datos

Este trabajo se enfoca en el análisis gravimétrico del período co-sísmico del terremoto Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$  y con el fin de tratarlos primeramente se define el área a estudiar. Ya que los datos que los satélites de GRACE abarcan un área global que cubre zonas terrestres y marinas, se ha considerado entonces, a modo de abordar un contraste final con la investigación de Panet et al. (2018), un área de estudio que abarca de los  $120^\circ$  a  $165^\circ$  longitud Este y de los  $10^\circ$  a  $53^\circ$  latitud Norte, cubriendo parte de cuatro placas tectónicas sobre las que localiza la sismicidad de alta energía cercana a la isla de Japón. Los datos de observación de GRACE en la zona de estudio fueron proporcionados directamente por el equipo investigador de Panet et al. (2018) cuya resolución es de 1.400 km, según el modelo de armónicos esféricos de grado y orden 80 utilizado, y corresponden a 7.371 registros de gradiente de gravedad distribuidos homogéneamente cada  $0,5^\circ$  aproximadamente en una grilla de  $81 \times 91$  puntos de observación (Figura 4.1.1) del cual se extraen las coordenadas utilizadas para generar el archivo de entrada *observation\_point.dat* que contiene las coordenadas de los puntos de observación de la forma  $P(\theta_2, \phi_2)$  (Tabla 4.1.1) según el tratamiento de datos con el código de Gao et al. (2017).



**Figura 4.1.1:** Puntos de observación GRACE (en rojo) en la zona de estudio. La estrella negra marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$  ocurrido el 11 de marzo del 2011. Las líneas azules representan los límites de placa.

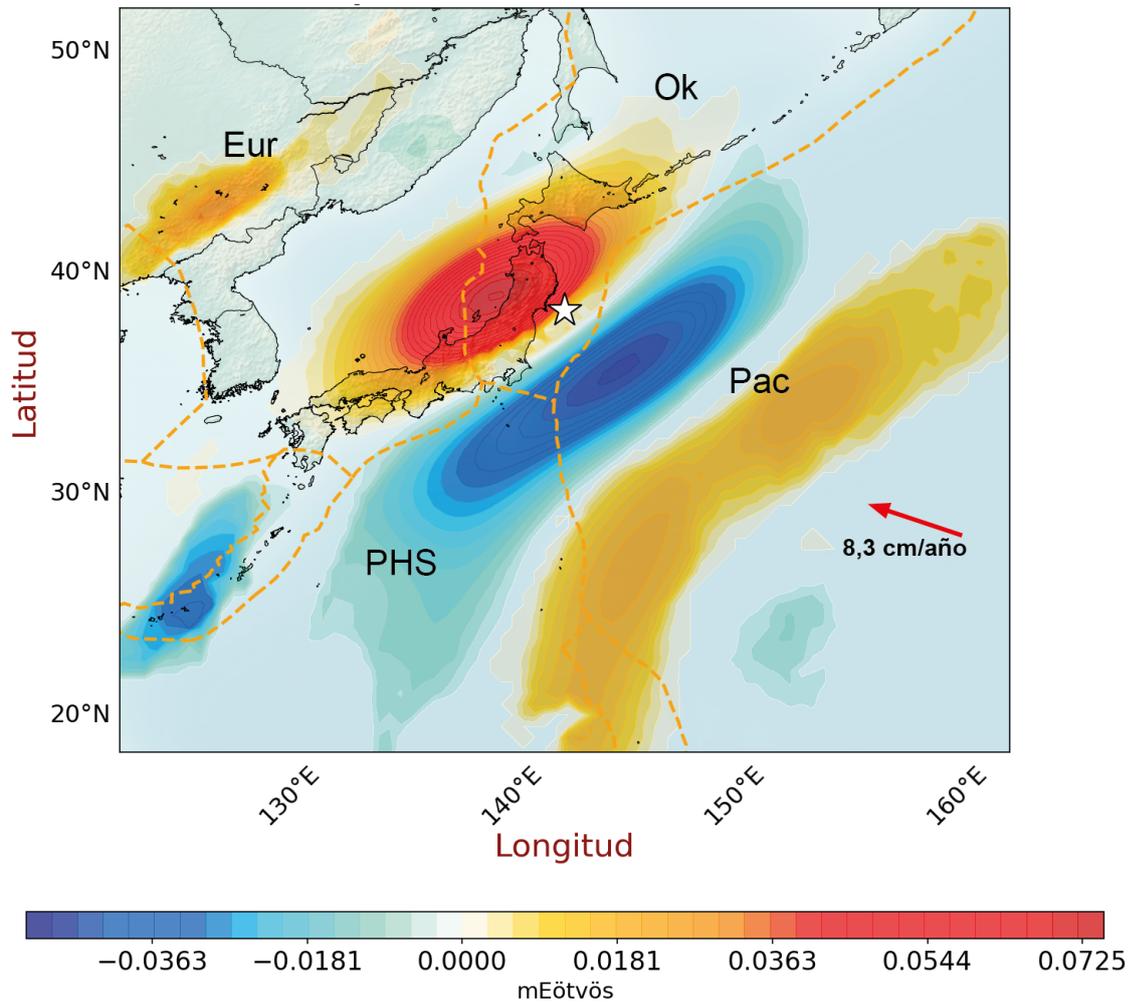
Los datos utilizados por Panet et al. (2018), extraídos de la solución RL03-v1 (Bruinsma et al., 2014), abarcan una serie temporal desde agosto de 2002 hasta junio de 2014, con lagunas en junio de 2003, enero de 2011, octubre de 2012, marzo, agosto y septiembre de 2013. Sin embargo, el presente estudio se centra en los datos asociados al período co-sísmico del terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$  obtenidos durante todo el mes de marzo de 2011, puesto que GRACE entrega datos en una ventana temporal mínima de un mes. Estos datos de gradiente gravimétrico se expresan en unidades de milliEötvös (mEötvös) y fueron calculados en sentido  $\phi\phi$  con respecto a las coordenadas esféricas, es decir de Este-Oeste en coordenadas geográficas, pero fueron rotados en un rango de  $20^\circ$  a  $55^\circ$  en sentido horario para obtener la mayor amplitud en la señal (Panet et al., 2018). De los 7.371 datos proporcionados directamente por la autora principal del artículo, Isabelle Panet, se identificó que 3.012 de ellos contienen información relevante, mientras que 4.359 se consideraron no significativos. Estos resultados de gradiente gravimétrico

obtenidos tras el tratamiento de datos GRACE para el co-sísmico realizado por Panet et al. (2018) se muestran en la Figura 4.1.2. Es importante destacar que estas primeras señales significativas se encuentran en las proximidades de la zona del terremoto como se muestra en la Figura 4.1.2.

Para procesar inicialmente los datos de GRACE, que se obtienen como cambios de gravedad y no gradiente de gravedad, se emplea un enfoque de rotación gradual del marco de referencia a lo largo del eje radial local para detectar señales de gravedad alineadas con las fallas en los límites de las placas y la placa subductante. Panet et al. (2018) aplican las rotaciones correspondientes al tensor del gradiente de gravedad en el marco esférico local orientado hacia el sureste, con el objetivo de mejorar las señales que siguen la geometría del sistema de subducción entre la placa del Pacífico y la placa de Okhotsk obteniendo la mejor amplitud. Al analizar los cambios temporales de los gradientes de gravedad terrestre en estos marcos de referencia rotados, se mapean las variaciones anómalas de los gradientes gravitacionales transitorios en la proximidad del momento del terremoto mediante una transformación de ondículas (*wavelet*) aplicada a la serie temporal.

Latitud	Longitud
12.0	120.0
12.5	120.0
13.0	120.0
...	...
51.0	165.0
51.5	165.0
52.0	165.0
99999	

**Cuadro 4.1.1:** *Observation\_point.dat*. Archivo de entrada para los 7.371 puntos de observación.

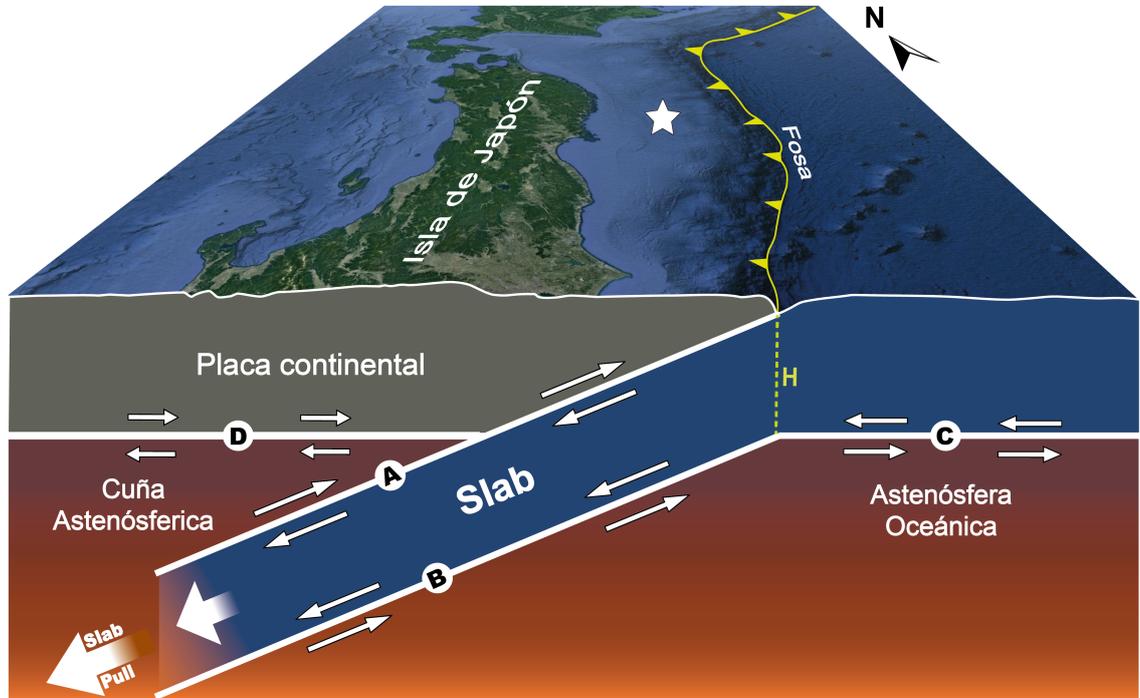


**Figura 4.1.2:** Observaciones de gradiente gravimétrico  $\phi\phi$  (mEötvös) en la escala de 1.400 km tratado por Panet et al. (2018) para el co-sísmico de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$  ocurrido el 11 de marzo de 2011. Las líneas naranjas segmentadas representan los límites de placa. La estrella blanca marca el epicentro del terremoto. Placas tectónicas: Placa del Pacífico (Pac), Filipina (PHS), Okhotsk (Ok), Eurasia (Eu).

## 4.2. Modelamiento de la geometría en la zona de subducción

Ya generado el archivo que contiene los 7.371 puntos de observación distribuidos homogéneamente sobre el área de estudio, se ha procedido a generar el modelo de falla a evaluar. En este sentido, se ha combinado la geometría propuesta por Sieh et al. (1999) con las observaciones entregadas por Wang et al. (2018) respecto al movimiento absoluto de las placas tectónicas y se ha postulado un modelo de

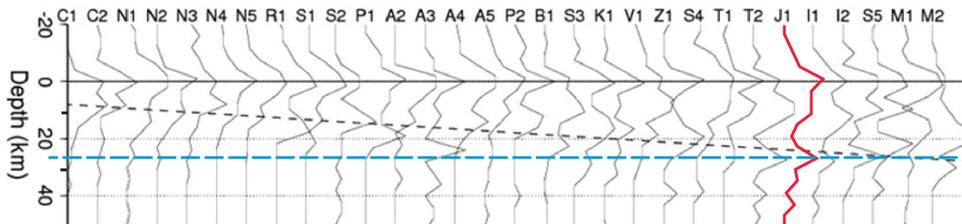
subducción con cuatro planos (A, B, C y D), cuyos parámetros están resumidos en la Tabla 4.2.1, que interactúan al momento de ocurrir el deslizamiento co-sísmico, como es representado esquemáticamente en la Figura 4.2.1.



**Figura 4.2.1:** Esquema geométrico del modelo co-sísmico de subducción postulado, basado en la propuesta de Sieh et al. (1999) y el análisis de la investigación de Wang et al. (2018). (A) corresponde a la interfase con deslizamiento inverso, mientras que (B) representa a la interfase de deslizamiento normal. (C) y (D) representan interfases con deslizamiento horizontal. H indica la profundidad en la vertical designada para el espesor de la placa subductante en la fosa (33 km). La estrella blanca marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$ .

En este postulado, se ha asumido una placa subductante ideal sin variación en el manto a medida que profundiza en la subducción, es decir, con interfases planas cuyo espesor en la vertical es de 27 km (con la primera fuente a 6 km de profundidad) de acuerdo a la información extraída del artículo de Brudzinski et al. (2007) como se muestra en la Figura 4.2.2. Además, para el caso del modelo co-sísmico de Sun et al. (2014), el equipo investigador utiliza un espesor de la placa subductante de 30 km, por lo cual establecemos como límite este espesor máximo ya mencionado de la corteza subductante. En esta propuesta destaca la presencia de la interfase C y D, ambas con un manto igual a cero (horizontal) y con una misma profundidad (33 km) en todas sus fuentes a modo de simplificar

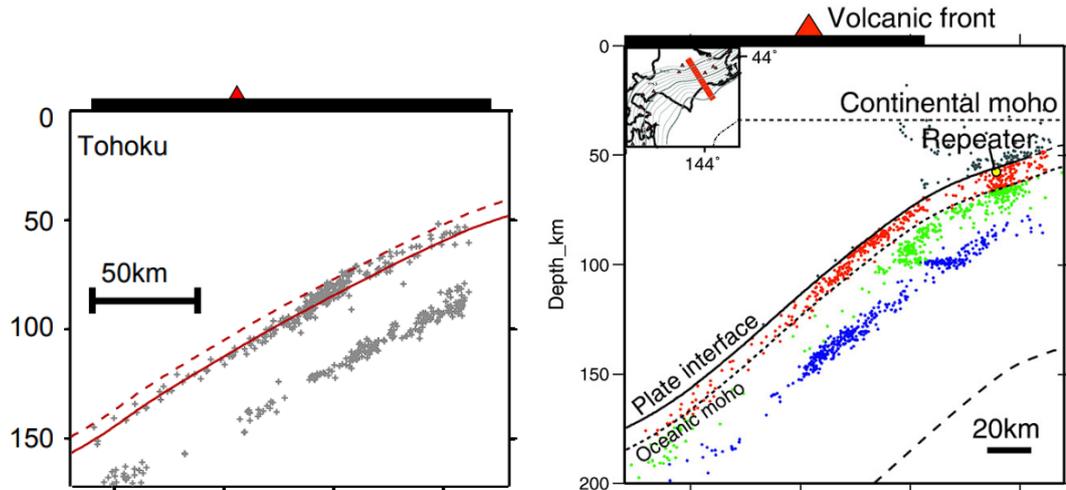
su evaluación con el análisis de gravedad, pero aportando deslizamientos y por lo tanto generando deformación de masas.



**Figura 4.2.2:** Histogramas que muestran la distribución de eventos EHB (terremotos de alta frecuencia) para los segmentos analizados en Brudzinski et al. (2007), ordenados por la edad de la placa subductante, de acuerdo a la dirección normal de la placa subductante. La separación de la Doble Zona de Benioff (DBZ, por sus siglas en inglés) se estima mediante ajustes múltiples de distribuciones gaussianas. El histograma en rojo representa al caso de la placa subductante en Japón y la línea azul segmentada se corresponde con la profundidad de la segunda zona sísmica. Modificado de Brudzinski et al. (2007).

En el modelo presentado en este trabajo, se ha logrado alcanzar una profundidad máxima de 147.5 km en la parte más profunda de la interfase B, manteniendo constante el espesor de la placa subductante en 27 km. Para analizar la sismicidad en regiones de gran profundidad, resulta relevante consultar las figuras presentes en los artículos de Abers et al. (2013) y Kita et al. (2010) que se muestran en la Figura 4.2.3. Estos estudios examinan detalladamente los datos de sismicidad a profundidades que superan los 150 km, siendo notable el análisis realizado en la zona de Tohoku en el primer artículo mencionado. En ambos casos, se observa que las zonas sísmicas mantienen una relativa paralelidad entre sí a medida que se adentran en las profundidades, lo cual respalda la factibilidad de aplicar la geometría propuesta en este estudio en contextos de alta profundidad. Por lo tanto, se afirma que la propuesta también es válida para abordar la sismicidad en estas profundidades.

Cada interfases (A, B, C y D) contiene 96 sub-fallas y se orientan en una misma dirección, con un acimut de  $234,9^\circ$  o rumbo  $N54,9^\circ E$  constante (marcado con líneas negras segmentadas en las Figuras 4.2.4a y 4.2.4b) que se obtiene tras designar coordenadas para una grilla de fuentes que se acomode simplificada a la prolongación del rumbo principal de las fosas dadas por la subducción de la placa del Pacífico bajo la placa de Okhotsk al noreste y la subducción de la placa

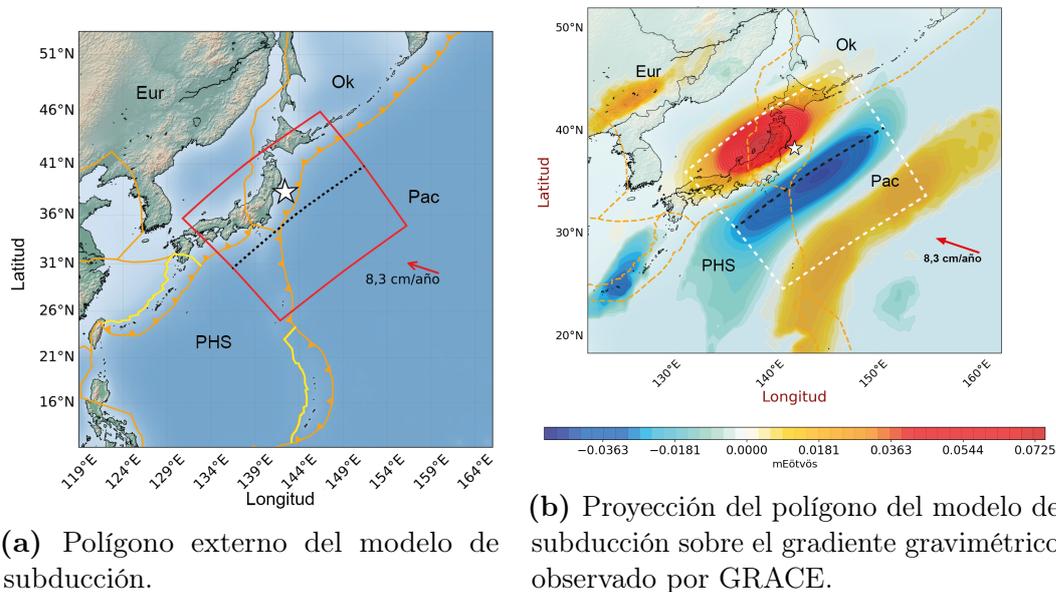


(a) Sísmicidad en Tohoku. Abers et al. (2013). (b) Sísmicidad en Hokkaido. Kita et al. (2010).

**Figura 4.2.3:** (a) Zona de subducción y sísmicidad del noreste de Japón, Tohoku. La línea roja continua muestra la interfaz estimada de la placa (Zhao et al., 1997), y la línea roja punteada muestra el Moho estimado a 7 km por debajo de la parte superior de la placa del Pacífico. (b) Sección vertical de los terremotos a lo largo de una transecta al norte de Japón, Hokkaido. Los puntos rojos, azules y verdes muestran respectivamente los eventos en el plano superior, plano inferior y entre los dos planos (intra placa).

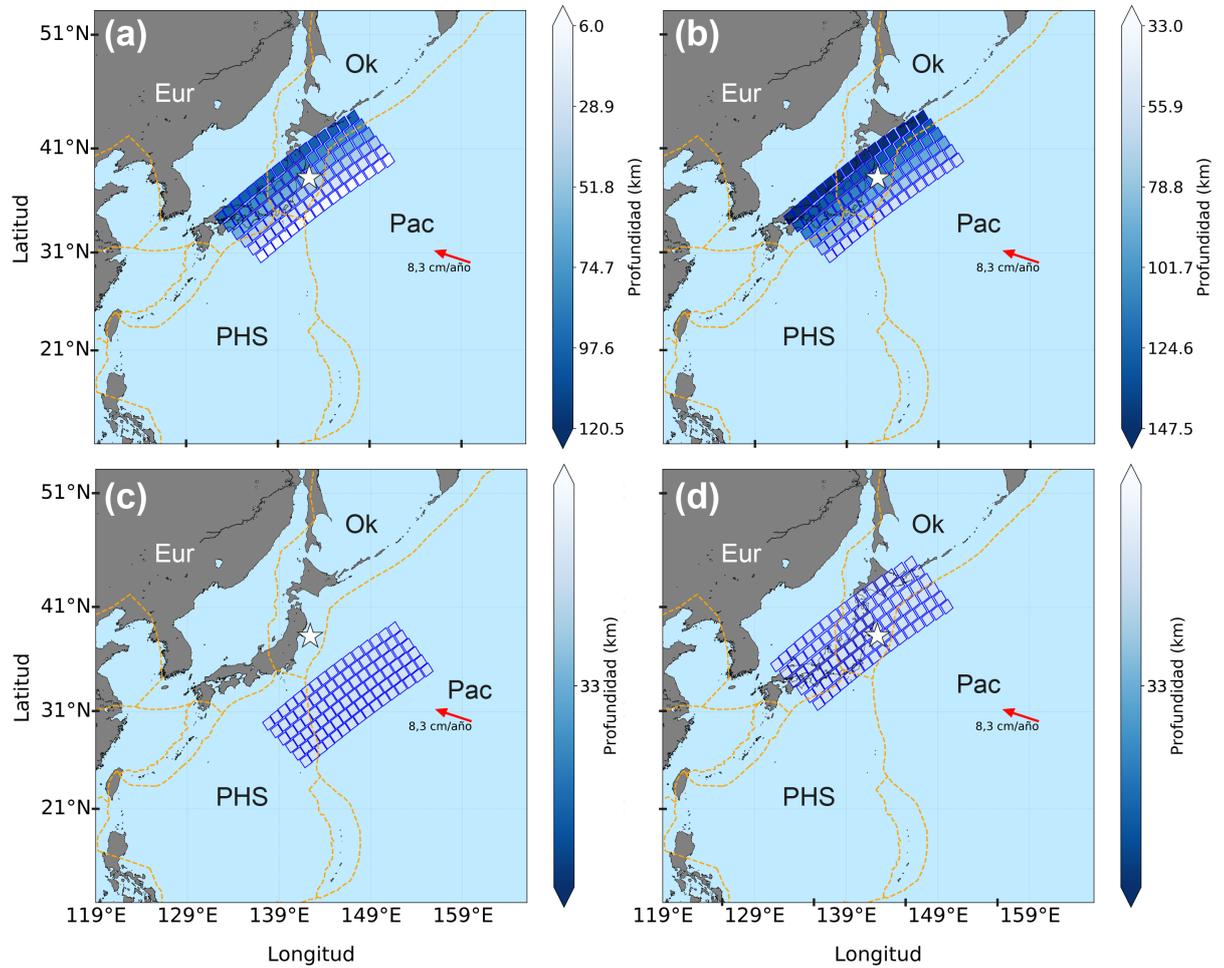
de Filipinas bajo la placa de Eurasia al suroeste en el área de estudio. El manto designado para la placa subductante es de  $12^\circ$  y se obtuvo modificando ligeramente la solución del Global Centroid Moment Tensor (<https://www.globalcmt.org/>) para ajustarlo a mayores profundidades, de donde también se extrajo la información del *rake* correspondiente a  $88^\circ$  en el caso de la interfase A y D asociadas al deslizamiento inverso con respecto a la corteza continental, mientras que para el caso de las interfases B (de deslizamiento tipo normal) y C se les sumó  $180^\circ$  a la solución del CMT. Para subdividir los planos partimos de la primera sub-falla del plano A que inicia a los  $39,92^\circ$  latitud Norte y  $151,03^\circ$  longitud Este, al lado más oriental de los planos subductantes, con una profundidad de la zona media de la sub-falla de 6 km. A partir de esta coordenada se generan las sub-fallas de los planos B, C y D.

Estas 96 sub-fallas se organizan con 16 polígonos en dirección del rumbo (largo) y 6 polígonos en dirección del manto (ancho) teniendo todos un mismo largo de 107.800 km en los cuatro planos y un mismo ancho para los planos A, B y D de 110.200 km, siendo menor para el caso de la interfase horizontal C de la corteza



**Figura 4.2.4:** Distribución espacial de los límites externos de las interfaces evaluadas. El polígono rojo en (a) marca el contorno externo que cubren las interfases A, B, C y D, mientras que en (b) se marca con líneas blancas segmentadas. La línea negra discontinua indica el comienzo de la subducción y marca el límite entre las interfases A;B - C. La estrella blanca marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ . Placas tectónicas: Placa del Pacífico (Pac), Filipina (PHS), Okhotsk (Ok), Eurasia (Eu). Los trazos naranjas corresponden a los límites de márgenes convergentes mientras que los trazos amarillos corresponden a los límites divergentes. La flecha roja representa al vector de convergencia de la placa oceánica subductante (Pac).

oceánica que se prolonga al Pacífico con un ancho de 107.800 km para cada sub-falla. A cada sub-falla se le designa un *rake*, extraído de <https://www.globalcmt.org/>, igual al sentido del deslizamiento correspondiente a la interfase que lo contiene (Figura 4.2.1). Las sub-fallas de las cuatro interfases se muestran en la Figura 4.2.5, las que fueron graficadas en mapas distintos para visualizar su distribución y reconocer la profundidad de cada fuente como se indica con la barra de colores.



**Figura 4.2.5:** Distribución espacial dentro del área de estudio de las sub-fallas para cada interfase del modelo postulado. (a) interfase A, (b) interfase B, (c) interfase C y (d) interfase D. Cada plano contiene un total de 96 sub-fallas. La estrella blanca indica el epicentro del terremoto Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$  del 11 de marzo del 2011. Las líneas naranjas corresponden a los límites de placas. Placas tectónicas: Placa del Pacífico (Pac), Filipina (PHS), Okhotsk (Ok), Eurasia (Eu). La flecha roja representa al vector de convergencia de la placa oceánica subductante (Pac).

Interfase	Largo	Ancho	<i>Rake</i>	Acimut	Manteo	Prof. min. fuente
A	1.724,8 km	661,2 km	88°	234,9°	12°	6 km
B	1.724,8 km	661,2 km	268°	234,9°	12°	33 km
C	1.724,8 km	646,8 km	268°	234,9°	0°	33 km
D	1.724,8 km	661,2 km	88°	234,9°	0°	33 km

**Cuadro 4.2.1:** Geometría de las interfases A, B, C y D.

Cabe destacar que la ubicación de la transecta (fosa hipotética) que define el inicio

de la subducción en el presente modelo abarca un gran largo de 1.724.800 km indicado con líneas negras punteadas en la Figura 4.2.4 y se obtiene ajustándose a la orientación longitudinal de la anomalía gravimétrica reconocida en la zona de estudio. De esta forma, la máxima amplitud que se obtiene al calcular el gradiente de gravedad (perpendicular al rumbo de falla) coincidirá con la dirección de máxima señal de observación de GRACE (Panet et al., 2018). Como se puede ver en la Figura 4.2.4b, el modelo de subducción propuesto, limitado con líneas blancas segmentadas, se alinea con la orientación de las señales anómalas de gravedad y cubre parte de dos grandes zonas de subducción: subducción entre la placa del Pacífico bajo la placa de Okhotsk y la subducción de la placa de Filipinas bajo la placa de Eurasia y manteniendo de esta forma la ubicación del epicentro dentro de la falla principal con deslizamiento inverso (interfase A).

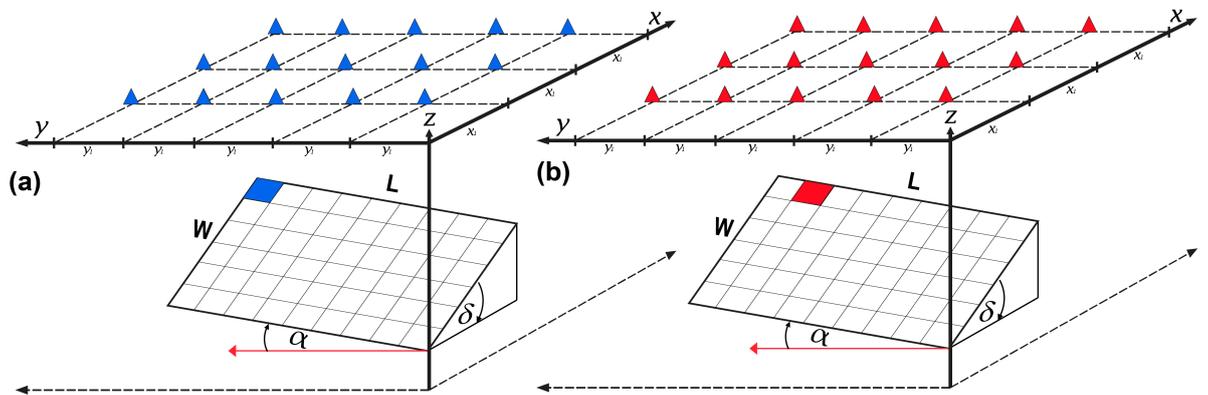
Ya constituidas las interfases de la geometría a usar en el análisis del cambio gravimétrico durante el co-sísmico, se genera el archivo de entrada *fault.dat* que representa la forma  $D(\theta_1, \phi_1; d_s)$  de la falla en la teoría de dislocación en una Tierra esférica autogravitatoria, presentando así las sub-fallas con las coordenadas dispuestas para el uso del código de Gao et al. (2017). En la Tabla 4.2.2 se muestran las 3 primeras y últimas líneas para el caso de la interfase A, cuyas coordenadas corresponden al punto medio de cada sub-falla generadas anteriormente. Para la primera etapa de evaluación se considera un deslizamiento igual al valor unitario (1 m) para todas las fuentes con el fin de elaborar una inversión basada en la geometría propuesta.

Lat.	Long.	Desliz. (m)	<i>Rake</i>	Prof. (km)	Acimut	Manteo	Largo (km)	Ancho (km)
39.9200	151.0300	1.0	88.0	6.0	234.9	12.0	107.8	110.2
39.3573	150.0072	1.0	88.0	6.0	234.9	12.0	107.8	110.2
38.7858	149.0008	1.0	88.0	6.0	234.9	12.0	107.8	110.2
...	...	...	...	...	...	...	...	...
35.8155	134.4973	1.0	88.0	120.5	234.9	12.0	107.8	110.2
35.1467	133.6362	1.0	88.0	120.5	234.9	12.0	107.8	110.2
34.4719	132.7892	1.0	88.0	120.5	234.9	12.0	107.8	110.2
99999								

**Cuadro 4.2.2:** *Fault.dat*. Archivo de entrada de la interfase A con 96 sub-fallas para el modelo de falla del terremoto. Cada fila corresponde a una fuente.

### 4.3. Funciones de Green

Gracias a las investigaciones presentadas por Tanaka et al. (2006, 2007) es posible abordar evaluaciones altamente complejas mediante algoritmos que aumentan la velocidad de cálculos necesarios para obtener resultados que abarcan grandes áreas bajo numerosos puntos de observación. En este contexto, se utiliza el código aportado posteriormente por los estudios presentados en Gao et al. (2017), que facilitan el uso de la teoría de dislocación en una Tierra esférica autogravitatoria o teoría de Tanaka, y que involucra, para el caso de este trabajo, la realización de cálculos de gravedad para 7.371 observaciones con respecto a las 96 fuentes (sub-fallas) por cada interfase. La relación entre los puntos de observación con cada fuente se muestra en el esquema de la Figura 4.3.1, donde los colores azul y rojo indican la sub-falla evaluada, que mediante el código de Gao et al. (2017), se les calcula el cambio de gravedad con respecto a los mismos puntos de observación, como se hizo de manera sucesiva para cada plano presentado en el modelo geométrico, por lo tanto se obtiene un archivo de salida con 7.371 valores asociados a cada fuente de ruptura (96 por cada interfase), es decir, 707.616 datos de gravedad puntuales para cada interfase.



**Figura 4.3.1:** Esquema del procesamiento de las funciones de Green sub-falla por sub-falla representadas por rectángulos dentro de una interfase plana de largo L y ancho W con respecto a los puntos de observación GRACE que se muestran como triángulos distribuidos homogéneamente. Los ángulos  $\alpha$  y  $\delta$  corresponden al rumbo de falla y al manto respectivamente. (a) indica el efecto en la gravedad por el deslizamiento de la sub-falla azul en los puntos de observación, mientras que (b) muestra el efecto del deslizamiento en la sub-falla roja en los mismos puntos de observación pero con distinta magnitud. Modificado de Gao et al. (2017).

De esta manera, al utilizar el código proporcionado por Gao et al. (2017), se obtienen resultados de cambio de gravedad y geoide generados por el modelo de falla propuesto, como se puede ver en la Tabla 4.3.1 que muestra los primeros y últimos 3 resultados para la fuente (sub-falla) cuyas coordenadas son  $39.92^\circ$  latitud Norte y  $151.03^\circ$  longitud Este. Estos resultados proporcionan valores de deformación asociados a un deslizamiento co-sísmico igual a la unidad (1 m) en cada sub-falla, distribuidos para cada punto de observación de la grilla de observaciones GRACE de Panet et al. (2018). De esta forma, el programa es capaz de evaluar las Funciones de Green de Dislocación (DGFs), que resuelven la respuesta del medio ante una dislocación ya conocida.

Longitud	Latitud	Geoide	Gravedad
120.00	52.00	$-0.2799 \times 10^{-5}$	$0.1311 \times 10^{-3}$
120.00	51.50	$-0.2814 \times 10^{-5}$	$0.1689 \times 10^{-2}$
120.00	51.00	$-0.2801 \times 10^{-5}$	$-0.3262 \times 10^{-2}$
...	...	...	...
165.00	13.00	$-0.1728 \times 10^{-5}$	$-0.7449 \times 10^{-3}$
165.00	12.50	$-0.1656 \times 10^{-5}$	$-0.4277 \times 10^{-2}$
165.00	12.00	$-0.1586 \times 10^{-5}$	$-0.7187 \times 10^{-2}$

**Cuadro 4.3.1:** Archivo de salida de la interfase A en la sub-falla de coordenadas  $39.92^\circ$  latitud Norte y  $151.03^\circ$  longitud Este, deslizamiento = 1.0 m, *rake* =  $88.0^\circ$ , profundidad = 12.0 km, acimut =  $234.9^\circ$ , manteo =  $12.0^\circ$ , largo = 107.8 m, ancho = 110.2 m. Las longitudes y latitudes se corresponden con los puntos de observación del archivo de entrada *observation\_point.dat*.

## 4.4. Gradiente y rotación

Este potencial anómalo de gravedad y sus derivadas se encuentran relacionados de forma directa con la distribución de densidades de las diferentes masas que componen la litósfera. Una vez obtenidos los valores de cambio de gravedad debido a la deformación generada por la geometría de falla propuesta, se procede a realizar los cálculos necesarios para obtener resultados en las mismas unidades que las del equipo investigador de Panet et al. (2018), quienes presentaron sus resultados en unidades de gradiente de gravedad (milliEötvös). La anomalía, si bien presenta un cambio importante en magnitud, presenta una transición continua lo que no nos permite inferir la deformación exacta de la zona de dislocación entre bloques, es decir, en una interfase. Para ello, aplicamos la derivada a los datos de gravedad obtenidos para obtener la gradiente de la siguiente manera:

Para un modelo de Tierra esférica autogravitatoria, la deformación elástica de la Tierra se representa generalmente mediante el vector de deslizamiento  $\vec{u}$ . La densidad inicial de la Tierra  $\rho_0$  también cambia en consecuencia, y la densidad resultante sufre un incremento  $\rho = -\vec{\nabla} \cdot (\rho_0 \vec{u})$ , donde esta expresión representa la variación. La perturbación de densidad además altera el potencial gravitatorio y el campo de gravedad de la Tierra, y la perturbación del potencial gravitatorio en este punto satisface la ecuación de Poisson:

$$\nabla^2 \psi = -4\pi G \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{u}) \quad (4.4.1)$$

Donde  $\nabla^2$  representa el operador laplaciano (segunda derivada),  $\psi$  es el potencial gravitatorio,  $G$  es la constante gravitatoria universal o constante newtoniana y  $\rho$  es la densidad. La perturbación del campo de gravedad se define entonces como:

$$\vec{\Delta}g = -\vec{\nabla}\psi \quad (4.4.2)$$

$-\vec{\nabla}\psi$  representa el negativo del gradiente del potencial gravitatorio  $\psi$ , y  $\vec{\Delta}g$  representa el cambio de gravedad. Es decir, el cambio de gravedad  $\vec{\Delta}g$  en un punto dado del espacio es igual al negativo del gradiente del potencial gravitatorio  $\psi$  en ese mismo punto. El gradiente del potencial gravitatorio  $\psi$  indica la dirección y la tasa de cambio máxima del potencial en ese punto, mientras que el cambio de gravedad  $\vec{\Delta}g$  representa la variación de la gravedad en ese punto debido a la presencia de masas cercanas. Por lo tanto, la relación entre estas dos cantidades establece cómo el potencial gravitatorio  $\psi$  está relacionado con el cambio de gravedad  $\vec{\Delta}g$  en un punto específico del espacio.

Luego, de manera general la ecuación 4.4.2 describe la variación o anomalía de gravedad. Las ecuaciones fundamentales que describen la deformación inducida por terremotos pueden obtenerse mediante la combinación de la ecuación de equilibrio de deformación de la Tierra, las relaciones constitutivas y la ecuación de Poisson 4.4.1. En el caso del código de Gao et al. (2017) se aplican las Funciones de Green de Dislocación (DGFs) que derivan del uso de coordenadas esféricas para satisfacer la teoría de Tanaka (Tanaka et al., 2006, 2007) que a su vez derivan de este análisis de cambios gravitatorios producto de una deformación en las zonas de subducción. Ya comprendiendo de manera general los resultados de los cálculos de las funciones de Green con el código de Gao et al. (2017), al derivar la expresión  $\vec{\Delta}g$  con respecto

a las coordenadas espaciales  $(x, y, z)$  se obtiene el vector gradiente del cambio de gravedad en un punto  $a$ . El vector gradiente se representa como  $\vec{\nabla}(\Delta\vec{g}(a))$  y tiene tres componentes: la derivada parcial del cambio de gravedad con respecto a la coordenada  $x$ ,  $(\partial\psi/\partial x)$ , la derivada parcial con respecto a la coordenada  $y$ ,  $(\partial\psi/\partial y)$  y la derivada parcial con respecto a la coordenada  $z$ ,  $(\partial\psi/\partial z)$ .

En notación matricial, el vector gradiente  $\vec{\nabla}(\Delta\vec{g}(a))$  se puede expresar como:

$$\vec{\nabla}(\Delta\vec{g}(a)) = \left( \frac{\partial(\Delta\vec{g})}{\partial x}, \frac{\partial(\Delta\vec{g})}{\partial y}, \frac{\partial(\Delta\vec{g})}{\partial z} \right) \quad (4.4.3)$$

Si bien en la teoría de dislocación en una Tierra esférica autogravitatoria de Tanaka et al. (2006, 2007) el cambio de gravedad, en la dirección radial, en un punto dado de la superficie libre  $(\Delta\vec{g}(a) \cdot \hat{r})$  en términos de coordenadas esféricas  $(r, \theta, \phi)$  está dado por:

$$\Delta\vec{g}(a, \theta, \phi, t) \cdot \hat{r} = -\frac{\partial\psi(a, \theta, \phi, t)}{\partial a} - (\beta - 4\pi G\rho)u_r(a, \theta, \phi, t) \quad (4.4.4)$$

donde:

- $\Delta\vec{g}(a, \theta, \phi, t)$  es el cambio del campo de gravedad en el punto  $a$  de la esfera, en función de las coordenadas angulares de distancia angular y acimut  $(\theta, \phi)$  y el tiempo  $t$ .
- $\frac{\partial\psi(a, \theta, \phi, t)}{\partial a}$  es la derivada parcial del potencial gravitatorio  $\psi$  con respecto a la distancia radial  $a$ .
- $\beta = \frac{2g_0}{a}$  (Sun and Okubo, 1993).
- $G$  es la constante de gravitación universal.
- $\rho$  es la densidad del material de la esfera.
- $u_r(a, \theta, \phi, t)$  es la componente radial del desplazamiento.

el resultado ya está evaluado bajo las funciones de Green (DGFs) presentes en el código de Gao et al. (2017), por lo tanto para aplicar la rotación es posible trabajar la expresión de gradiente de la ecuación 4.4.3 con coordenadas cartesianas, siendo  $x$  correspondiente con la longitud e  $y$  con la latitud en la grilla de observaciones. Entendido lo anterior, se aplica una rotación para obtener el gradiente del cambio

de gravedad en la dirección perpendicular a la fosa, es decir, perpendicular al rumbo del modelo de falla propuesto. En el caso del presente trabajo, todas las interfaces tienen el mismo acimut de  $234,9^\circ \approx 235^\circ$ , la dirección perpendicular a la fosa ( $\hat{n} = \sin(\alpha_{\text{rad}})\hat{x} + \cos(\alpha_{\text{rad}})\hat{y}$ ) será:

$$\alpha = 90^\circ - (\text{acimut} - 180^\circ) \quad (4.4.5)$$

es decir,  $\alpha = 35^\circ$ . Luego,  $\alpha$  en radianes:

$$\alpha_{\text{rad}} = \frac{\pi}{180^\circ} \times 35^\circ \quad (4.4.6)$$

y se obtiene  $\alpha_{\text{rad}} \approx 0.6109$  rad. Y por último, aplicando esta dirección a la ecuación 4.4.3 se obtiene la siguiente expresión para rotar el gradiente en dirección perpendicular a la fosa:

$$\nabla(\Delta g_{\perp \text{fosa}}) = \left( \frac{\partial(\Delta \vec{g} \cdot \hat{x})}{\partial x} \right) \sin(\alpha_{\text{rad}}) + \left( \frac{\partial(\Delta \vec{g} \cdot \hat{y})}{\partial y} \right) \cos(\alpha_{\text{rad}}) \quad (4.4.7)$$

Ya teniendo los resultados de las DGFs y aplicando la ecuación 4.4.7, se obtienen los valores asociados al gradiente del cambio de gravedad perpendicular a la fosa  $\nabla(\Delta g_{\perp \text{fosa}})$ .

## 4.5. Inversión y regularización del sistema

El objetivo de la inversión es encontrar el deslizamiento en las sub-fallas que mejor se ajuste a las observaciones de gravedad. Con los resultados de las Funciones de Green de Dislocación (DGFs) obtenidas mediante el código de Gao et al. (2017) para el modelo propuesto en este estudio, junto con la gradiente de gravedad adecuadamente rotada, es posible formular una ecuación para invertir el deslizamiento. Esta ecuación se basa en los datos de observación del gradiente de gravedad proporcionados por el equipo investigador de Panet et al. (2018), quienes derivaron estas observaciones de los cambios de gravedad medidos por los satélites GRACE en la malla de observaciones presentada en el archivo de entrada *observation\_point.dat* que abarcan la zona del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ .

Resumiendo, el proceso de cálculo para la obtención de la variación de gravedad con el código de Gao et al. (2017) se puede expresar de la siguiente forma:

$$DGFs(\theta, \phi, s, \lambda, d, z, \delta, L, W) = \nabla \Delta g_{\perp \text{fosa}} \quad (4.5.1)$$

donde  $(\theta, \phi)$  son coordenadas de colatitud y longitud respectivamente de cada fuente (centro de la sub-falla) en una Tierra esférica,  $s$  es el deslizamiento,  $\lambda$  es el *rake*,  $d$  es la profundidad de la fuente,  $z$  corresponde al acimut,  $\delta$  es el manto,  $L$  es el largo y  $W$  es el ancho, que tras ser resueltas aplicando las funciones de Green según la información de la geometría propuesta se obtiene el cambio de gravedad  $\Delta g$ . Luego, para obtener el valor de deslizamiento  $s$  para cada sub-falla se hace la inversión cómo sigue:

Primero, se representan las matrices y vectores necesarios para la inversión.

1. Matriz  $A$ : Esta matriz relaciona los deslizamientos unitarios (1 m) de cada una de las 96 sub-fallas con los puntos de observación del gradiente de gravedad en la dirección perpendicular a la fosa ( $\nabla(\Delta g_{\perp \text{fosa}})$ ) obtenidos por el Modelo de Placa. Tiene dimensiones  $7.371 \times 96$ , ya que hay 7.371 puntos de observación y 96 sub-fallas.

$$A = \begin{bmatrix} A_{\text{obs}_{11}} & A_{\text{obs}_{12}} & \cdots & A_{\text{obs}_{1N_s}} \\ A_{\text{obs}_{21}} & A_{\text{obs}_{22}} & \cdots & A_{\text{obs}_{2N_s}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ A_{\text{obs}_{7371,1}} & A_{\text{obs}_{7371,2}} & \cdots & A_{\text{obs}_{7371,N_s}} \end{bmatrix} \quad (4.5.2)$$

donde  $N_s$  es el número de sub-fallas y  $A_{\text{obs}_{ij}}$  representa la contribución del gradiente de gravedad en el punto de observación  $i$  producido por el deslizamiento (1 m) de la sub-falla  $j$ .

2. Vector de observación  $Obs$ : Este vector contiene los valores de gradiente de gravedad observados por GRACE en los 7.371 puntos de observación entregados por Panet et al. (2018). Tiene dimensiones  $7.371 \times 1$ .

$$Obs = \begin{bmatrix} obs_1 \\ obs_2 \\ \vdots \\ obs_{7371} \end{bmatrix} \quad (4.5.3)$$

donde  $obs_{ij}$  representa la gravedad observada en el punto  $ij$  (latitud  $i$  y longitud  $j$ ).

3. Vector de incógnitas  $S$ : Este vector contiene los deslizamientos desconocidos de las sub-fallas. Tiene dimensiones  $N_s \times 1$ .

$$S = \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_{N_s} \end{bmatrix} \quad (4.5.4)$$

donde  $s_j$  representa el deslizamiento de la sub-falla  $j$ . Con estas variables, el sistema de ecuaciones se traduce en encontrar  $S$ , tal que

$$Obs = A \cdot S \quad (4.5.5)$$

Como el objetivo de la inversión es encontrar los deslizamientos  $s_{N_s}$  de las 96 sub-fallas que mejor ajusten los datos de gradiente de gravedad en 7.371 puntos que es un problema sobredeterminado se utiliza el método de mínimos cuadrados, que busca minimizar la diferencia entre las observaciones  $Obs$  y las predicciones del modelo  $A \cdot S$ , con  $S \geq 0$ , lo que se puede expresar como:

$$\text{mín}_S = \|Obs - A \cdot S\|^2 \quad (4.5.6)$$

donde  $\text{mín}_S$  corresponde al mínimo error de la matriz  $S$ . Para ello se aplican dos restricciones; la restricción de mínimo deslizamiento y la suavización.

### 4.5.1. Mínimo deslizamiento

Es una restricción que se aplica durante el proceso de regularización del sistema para garantizar que el deslizamiento total asociado a los deslizamientos de las sub-fallas sea mínimo.

Para implementar la restricción de mínimo deslizamiento, se agrega una fila adicional a la matriz de diseño  $A$  que se agrega un vector unitario y a la matriz  $Obs$  se le agrega un elemento 0 mediante concatenación. La matriz  $A$  y el vector  $d$  se actualizan de la siguiente manera:

$$A = \begin{bmatrix} A_{\text{obs}_{11}} & A_{\text{obs}_{12}} & \cdots & A_{\text{obs}_{1N_s}} \\ A_{\text{obs}_{21}} & A_{\text{obs}_{22}} & \cdots & A_{\text{obs}_{2N_s}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ A_{\text{obs}_{7371,1}} & A_{\text{obs}_{7371,2}} & \cdots & A_{\text{obs}_{7371,N_s}} \\ 1 & 1 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \quad (4.5.7)$$

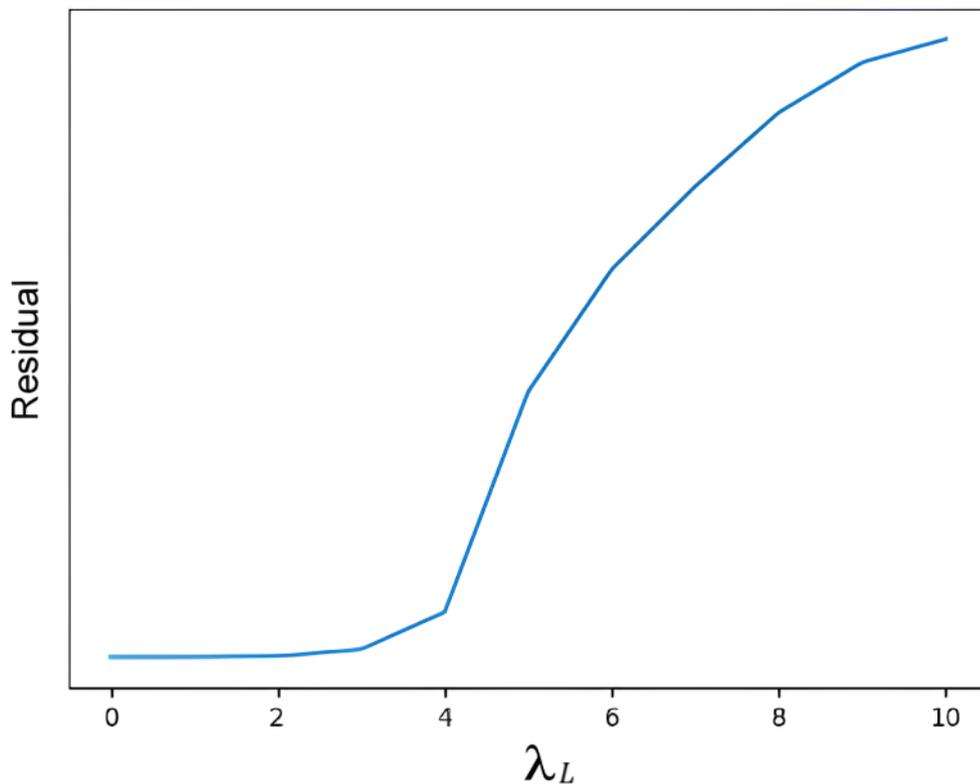
$$Obs = \begin{bmatrix} \text{obs}_{11} \\ \text{obs}_{21} \\ \vdots \\ \text{obs}_{7371} \\ 0 \end{bmatrix} \quad (4.5.8)$$

### 4.5.2. Suavización

Luego de aplicado la restricción de mínimo deslizamiento, se aplica la suavización que es una técnica utilizada en el análisis de datos para reducir el ruido o la variabilidad en los datos observados. El grado de suavización se puede definir por el Laplaciano del deslizamiento ( $\nabla^2 S$ ), tal que el objetivo ahora es minimizar la diferencia entre observaciones y predicciones considerando las soluciones más suaves. Para esto se define un parámetro, denominado lambda ( $\lambda_L$ ) en la literatura, que controla el equilibrio entre ajustar los datos de las observaciones y mantener la suavidad en los deslizamientos de las sub-fallas. Luego, el mínimo error para obtener la matriz de deslizamiento o inversión queda expresado como:

$$\min_S = \|Obs - A \cdot S\|^2 + \lambda_L \|\nabla^2 S\|^2 \quad (4.5.9)$$

Un valor más alto de  $\lambda_L$  dará más peso a la suavidad, lo que conducirá a deslizamientos más suaves pero menos ajustados a las observaciones. Por otro lado, un valor más bajo de  $\lambda_L$  dará más peso al ajuste de los datos, lo que puede llevar a deslizamientos más ajustados pero con más variabilidad o ruido. Utilizamos entonces el valor específico  $\lambda_L = 4$  para la curva del gráfico residual v/s lambda que corresponde al valor en el cual la curva "L", de la Figura 4.5.1, comienza una pendiente más estable, es decir, señala el cambio transicional hacia la estabilización del residual total. Este procedimiento análogo de regularización también se denomina como ajuste  $L^2$ -norm o norma Euclidiana (Vera, 2016).



**Figura 4.5.1:** Gráfico de constante de suavización residual v/s lambda ( $\lambda_L$ ). Se observa el cambio del residual sufre una mayor variación luego de que  $\lambda_L > 4$ .

La suavización queda expresada matricialmente como una matriz identidad multiplicada por el valor  $\lambda_L$ :

$$\lambda_L \cdot \begin{bmatrix} 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \quad (4.5.10)$$

La idea detrás de la restricción de suavización es que los deslizamientos de las sub-fallas cercanas geográficamente deben tener valores similares y no experimentar cambios drásticos entre ellas. Esto es razonable ya que, en la naturaleza, los deslizamientos de fallas tienden a ser más suaves y continuos en lugar de cambios bruscos en sus valores.

Es decir, se aplica la suavización en dirección del manto y el rumbo. Sin embargo, esta expresión varía de acuerdo a la ubicación de la sub-falla dentro de la interfase (A, B, C o D), para lo cual se derivan cuatro expresiones. Según Vera (2016), sea  $i = \text{rumbo}$  y  $j = \text{manto}$ , la notación de la ecuación ?? en coordenadas espaciales  $(x, y)$  se puede expresar como:

$$\nabla^2 S_{ij} = \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} \quad (4.5.11)$$

Luego, de la ecuación 4.5.11 se derivan 4 expresiones:

$$F = \begin{cases} \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \frac{S(i+1, j) + S(i-1, j) - 2S(i, j)}{h_x^2} \\ \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \frac{S(i, j+1) + S(i, j-1) - 2S(i, j)}{h_y^2} \\ \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \frac{S(i, j) - 2S(i+1, j) + S(i+2, j)}{h_x^2} \\ \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \frac{S(i, j) - 2S(i, j+1) + S(i, j+2)}{h_y^2} \end{cases} \quad (4.5.12)$$

con  $F$  representando a la matriz de suavización, donde las primeras dos ecuaciones describen sub-fallas centrales, mientras que las dos siguientes describen las sub-fallas de los bordes y vértices de la interfase correspondiente.  $h_x$  y  $h_y$  representan la longitud de la sub-falla en la dirección del rumbo ( $i$ ) y del manto ( $j$ ). Finalmente, como última expresión con respecto a las matrices originales  $A$ ,  $Obs$  y  $S$  la ecuación objetivo resulta así:

$$\min_S = \underbrace{\|Obs - A \cdot S\|^2}_{\text{Mínimo deslizamiento}} + \underbrace{\lambda \|F\|^2}_{\text{Suavización}} \quad (4.5.13)$$

Finalmente, se resuelve la inversión utilizando el método de mínimos cuadrados.

En resumen, se realiza la inversión y solución de los deslizamientos de las sub-fallas a partir de las observaciones de gravedad. Se aplica la regularización del sistema y se consideran restricciones adicionales, como la restricción de mínimo deslizamiento y la restricción de suavización para resolver la inversión utilizando el método de mínimos cuadrados.

# Capítulo 5

## Resultados

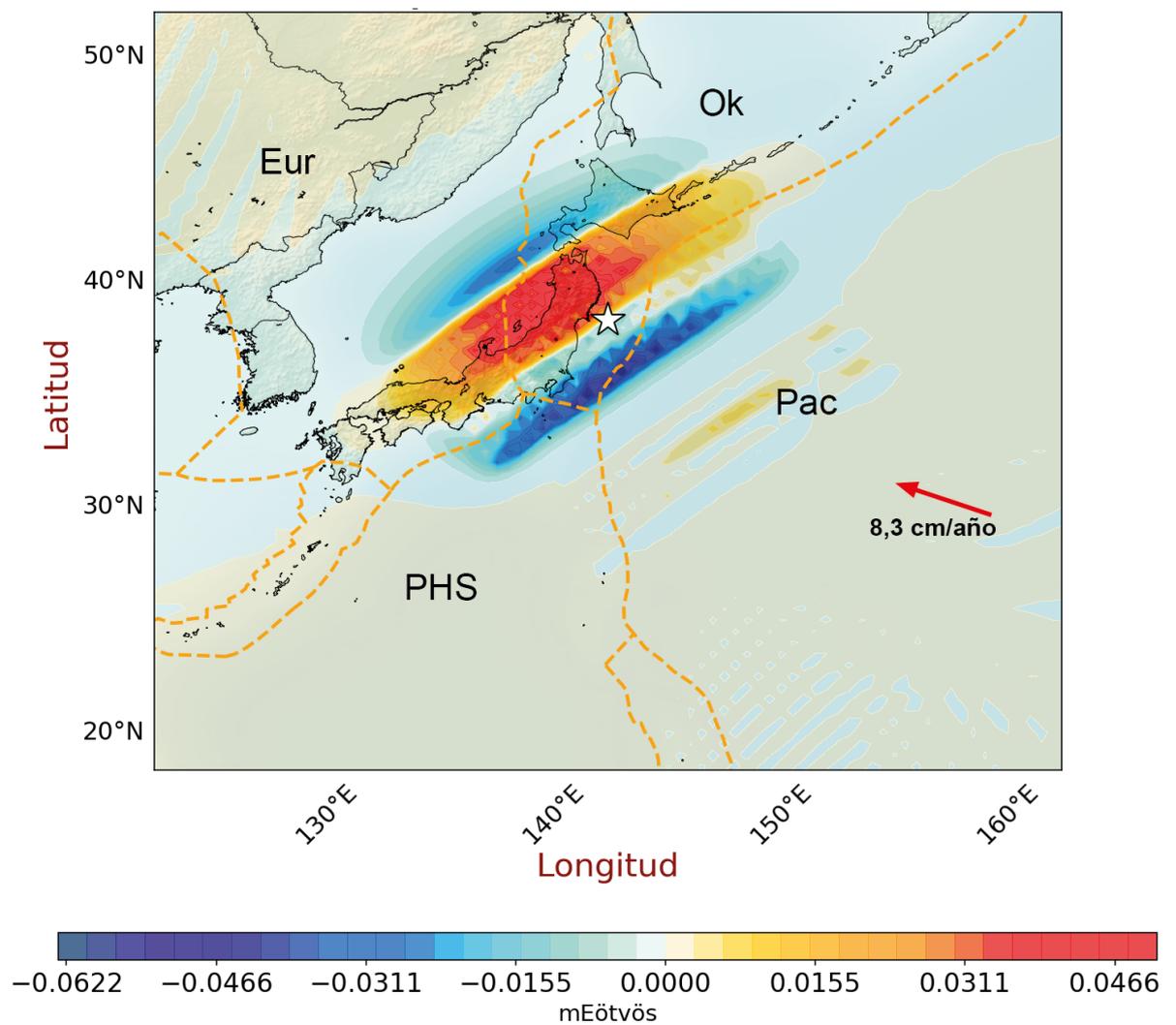
### 5.1. Gradiente de gravedad

Acá se presentan los resultados del deslizamiento en las interfases del modelo de placa propuesto, que mejor describe el gradiente de gravedad ( $\nabla(\Delta\vec{g})$ ) perpendicular a la fosa, asociado al terremoto de Tohoku-Oki de 2011  $Mw = 9.0$ . El gradiente obtenido se muestra en la Figura 5.1.1 y son consecuencia de la deformación generada por las interfase A, B, C y D del modelo propuesto. El gradiente de gravedad obtenido, en unidades de milliEötvös (mEötvös), está orientado en sentido perpendicular al rumbo de falla N54,9°E, es decir en dirección N35,1°O.

Para obtener este modelo final, se prueban 11 valores de corrección (Tabla 5.1.1) escogiendo luego en la curva de residual v/s lambda el valor  $\lambda_L$  más ajustado para minimizar el error de la inversión. Estos resultados de gradiente gravimétrico se grafican a partir de 7.371 puntos de observación como consecuencia de la suma total del deslizamiento de las 4 interfases con 96 fuentes cada una.

Modelo	Lambda ( $\lambda_L$ )	Residual	Norma $L^2$
0	0.0100	0.9073	0.1122
1	0.0398	0.9073	0.1119
2	0.1585	0.9073	0.1104
3	0.6310	0.9076	0.1057
4	2.5119	0.9089	0.0988
5	10.0000	0.9168	0.0904
6	39.8107	0.9211	0.0885
7	158.4893	0.9241	0.0873
8	630.9573	0.9268	0.0871
9	2511.8864	0.9286	0.0871
10	10000.0	0.9295	0.0871

**Cuadro 5.1.1:** Valores  $\lambda_L$ , Residual y Norma L2 (mínimos cuadrados) de los modelos evaluados bajo la geometría de interfases propuesta.



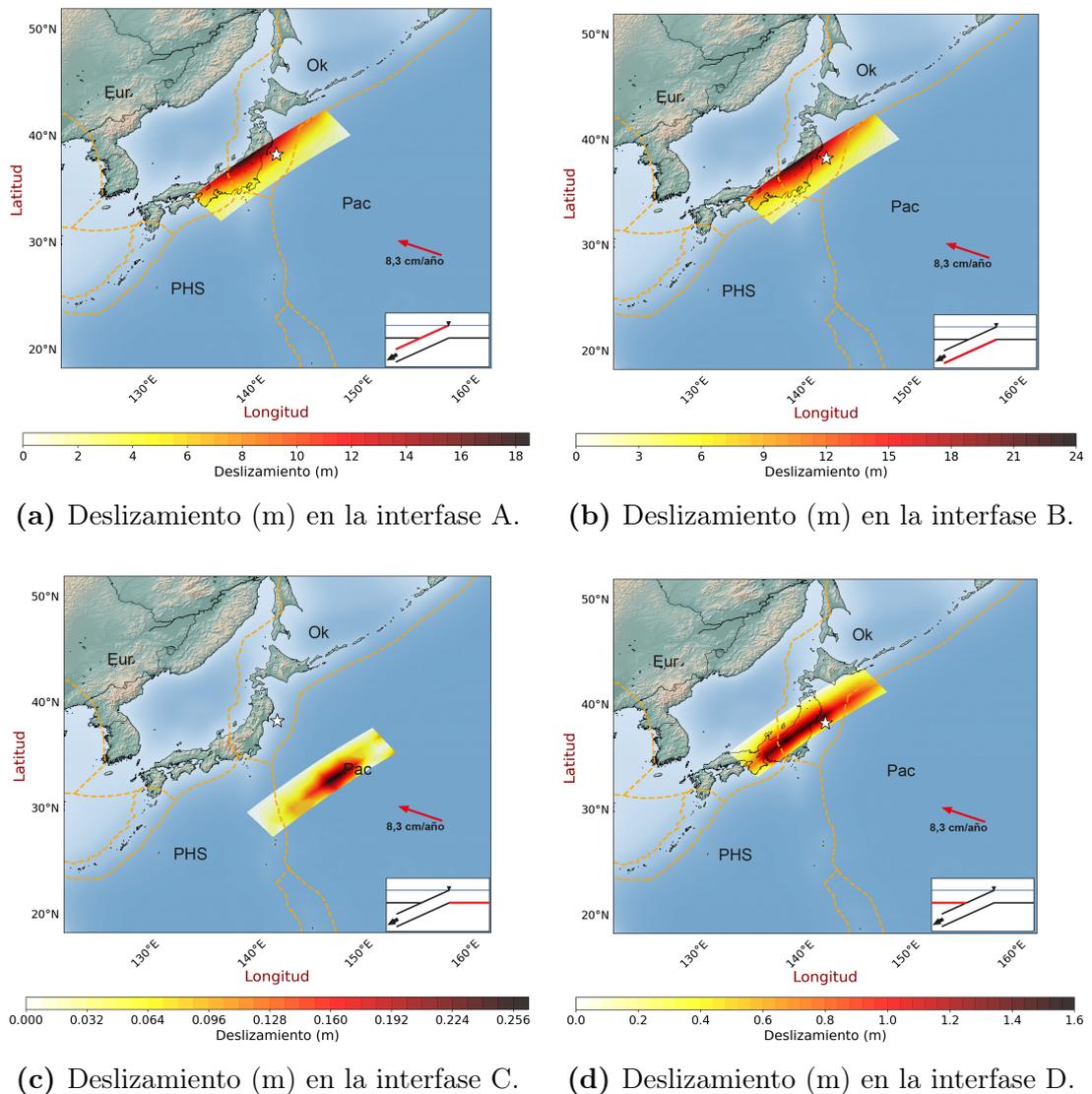
**Figura 5.1.1:** Predicción del gradiente gravimétrico (mEötvös) en dirección N35,1°O producto de la geometría propuesta durante el co-sísmico de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ .

Los valores de gradiente gravimétrico resultantes por la interacción simultánea de las cuatro interfases propuestas, que generan un cambio del gradiente de gravedad en el sistema ( $\nabla(\Delta g)$ ), se aproximan a los rangos de gradiente dadas por observaciones de GRACE, donde el modelo propuesto muestra valores entre  $-0.0622$  a  $0.0466$  mEötvös, consistentes con el rango de  $-0.0363$  a  $0.0725$  mEötvös observados durante el co-sísmico de Tohoku-oki  $Mw = 9.0$ , concentrando valores positivos hacia noroeste del epicentro y una disminución de gradiente en el sureste del mismo. La distribución de la anomalía gravimétrica también abarca un área que cubre parcialmente a las cuatro placas tectónicas presentes en el área de estudio (placa del Pacífico, placa de Eurasia, placa de Okhotsk y placa de Filipinas) en una extensa área de mas de  $3.696.300 \text{ km}^2$ , sin embargo también muestra una zona con valores negativos de gradiente gravimétrico hacia la placa de Eurasia, concentrando la anomalía hacia el noroeste. Una última área de anomalía gravimétrica se puede distinguir aproximadamente a los  $32^\circ$  latitud Norte y  $148^\circ$  longitud Este con valores aproximados de  $0.0150$  mEötvös que, a pesar de ser menos extensa y presentar una menor magnitud que la anomalía observada por los satélites GRACE, también se presenta en zonas mas interiores de la placa oceánica del Pacífico. La anomalía se muestra en una extensión similar a la distribución espacial de las fuentes en conjunto de las interfases A, B, C y D con una extensión de mas  $1.724.800 \text{ km}$  desde el suroeste hacia el noreste de la zona de estudio.

## 5.2. Deslizamiento

Los deslizamientos co-sísmicos que mejor predicen las observaciones de gradiente de gravedad en base a la geometría de falla propuesta, son los que se muestran en la Figura 5.2.1. Estos deslizamientos están en unidades de metros ( $m$ ) y están distribuidos en las interfases propuestas tras la inversión de datos de gradiente gravimétrico del modelo de falla mediante la teoría de dislocación en una Tierra esférica autogravitatoria evaluada bajo el código de Gao et al. (2017). Las Figuras 5.2.1a y 5.2.1b muestran el deslizamiento de las interfases A y B respectivamente asociados a la placa subductante propuesto, de forma general, por Sieh et al. (1999), con deformaciones de carácter inverso para el caso de la interfase superior de hasta  $\approx 18$  metros y un deslizamiento con movimiento normal para el caso de la interfase inferior de hasta  $\approx 24$  metros, magnitud de deslizamiento menor que lo mostrado por distintos autores como Ammon et al.

(2011), Hayes (2011) y Shao et al. (2011) quienes muestran valores máximos de hasta  $\approx 60$  metros pero similar a lo mostrado en Loveless and Meade (2011) ( $\approx 18$  metros), Ozawa et al. (2011) ( $\approx 28$  metros), Pollitz et al. (2011) ( $\approx 33$  metros) y lo estimado por el *Geospatial Information Authority of Japan* el 2011 de  $\approx 24$  metros en el hipocentro ( [www.gsi.go.jp](http://www.gsi.go.jp)). Sin embargo, el modelo postulado muestra deslizamientos distribuidos en dos zonas paralelas. En ambos casos la ruptura de falla se concentra en las sub-fallas mas profundas por debajo del hipocentro del terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$ , es decir, a profundidades mayores a  $\approx 75$  y  $\approx 100$  kilómetros respectivamente.



**Figura 5.2.1:** Deslizamientos (en metros) en las interfases como resultado de la inversión de la anomalía gravimétrica producida por la geometría propuesta en este trabajo.

---

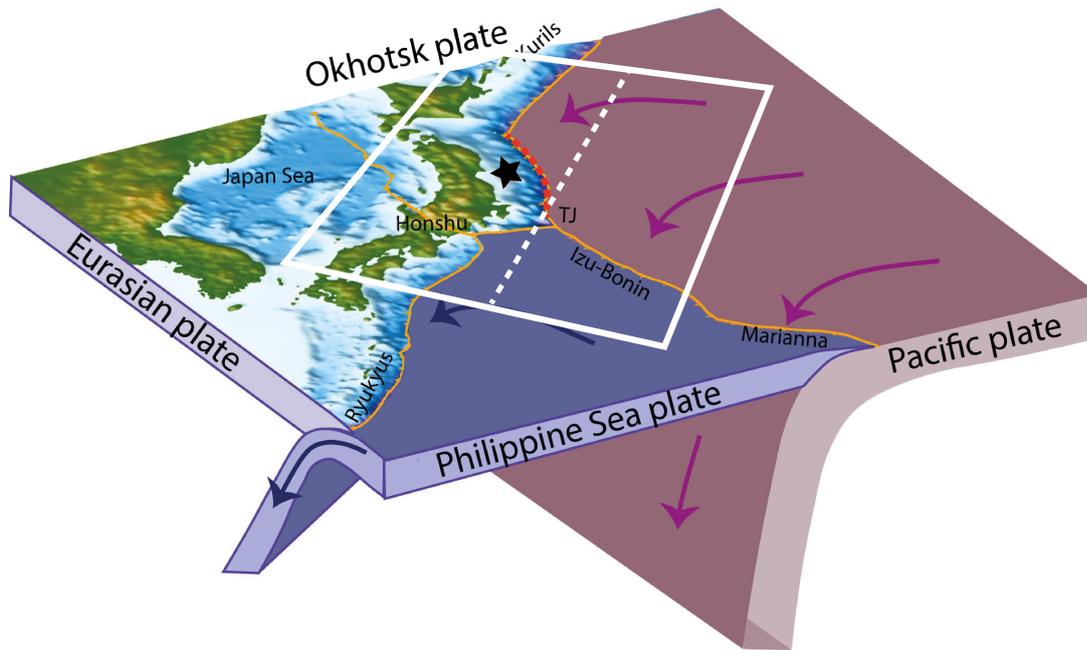
En el caso de las interfaces horizontales mostradas en las Figuras 5.2.1c y 5.2.1d, con sub-fallas de profundidad constante (33 km), la inversión muestra deslizamientos concentrados en el centro de cada plano, prolongados en el rumbo de falla, sin embargo, con una ruptura mucho menor a las interfaces subductantes con valores máximos de  $\approx 0.26$  y  $\approx 1.6$  metros para la interfaces C y D respectivamente. De estas zonas de ruptura, según lo evaluado, la falla ubicada en la placa oceánica del Pacífico muestra un sector central mas concentrado con deformación co-sísmica pero la interfase D bajo la isla de Japón manifiesta un mayor deslizamiento relativo entre estas dos propuestas adicionales a la geometría de Sieh et al. (1999).

## Capítulo 6

### Discusión

En esta Memoria de Título, la geometría del modelo, en especial el rumbo de falla, se postula en base a las siguientes características de la gradiente de gravedad observadas por GRACE como se muestra en la Figura 6.1.1a; (1) La anomalía observada tiene una dimensión mayor ( $> 1.000$  km) a la fosa de Japón, (2) la dirección de la mayor amplitud de la anomalía no es perpendicular al rumbo del terremoto de Tohoku-Oki de 2011, (3) la anomalía de gravedad observada involucra al sistema de placas a nivel regional en la zona de estudio. En base a esto, se propone una geometría de falla de grandes dimensiones (1.724.800 km de largo y 661 km de ancho para cada interfase) que involucra la subducción en conjunto de la placa del Pacífico y la de Filipinas bajo la placa de Okhotsk y la placa de Eurasia respectivamente, proyectando el rumbo de la fosa entre estas dos zonas de subducción como se ver en la Figura 6.0.1 modificada de Panet et al. (2018).

Los resultados que se obtienen del movimiento co-sísmico producido por el modelo propuesto en esta Memoria de Título se analizan y comparan con dos investigaciones anteriores existentes en la literatura asociados al terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$ . A pesar de ser un modelo bastante distinto a las utilizadas en investigaciones anteriores, predice una anomalía gravimétrica similar a la observada en cuanto a distribución y amplitud, sin embargo la geometría de falla no se ajusta correctamente al rumbo correspondiente con la fosa presente al este de la isla de Japón. A continuación se discuten estas observaciones.



**Figura 6.0.1:** Esquema del sistema tectónico en el área de estudio. El polígono blanco indica la distribución espacial del modelo propuesto en esta Memoria de Título. La línea blanca segmentada marca el rumbo de falla propuesto. La línea roja segmentada indica la fosa en el mar de Japón. La estrella negra marca el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$ . Figura modificada de Panet et al. (2018).

## 6.1. Comparación con otros modelos

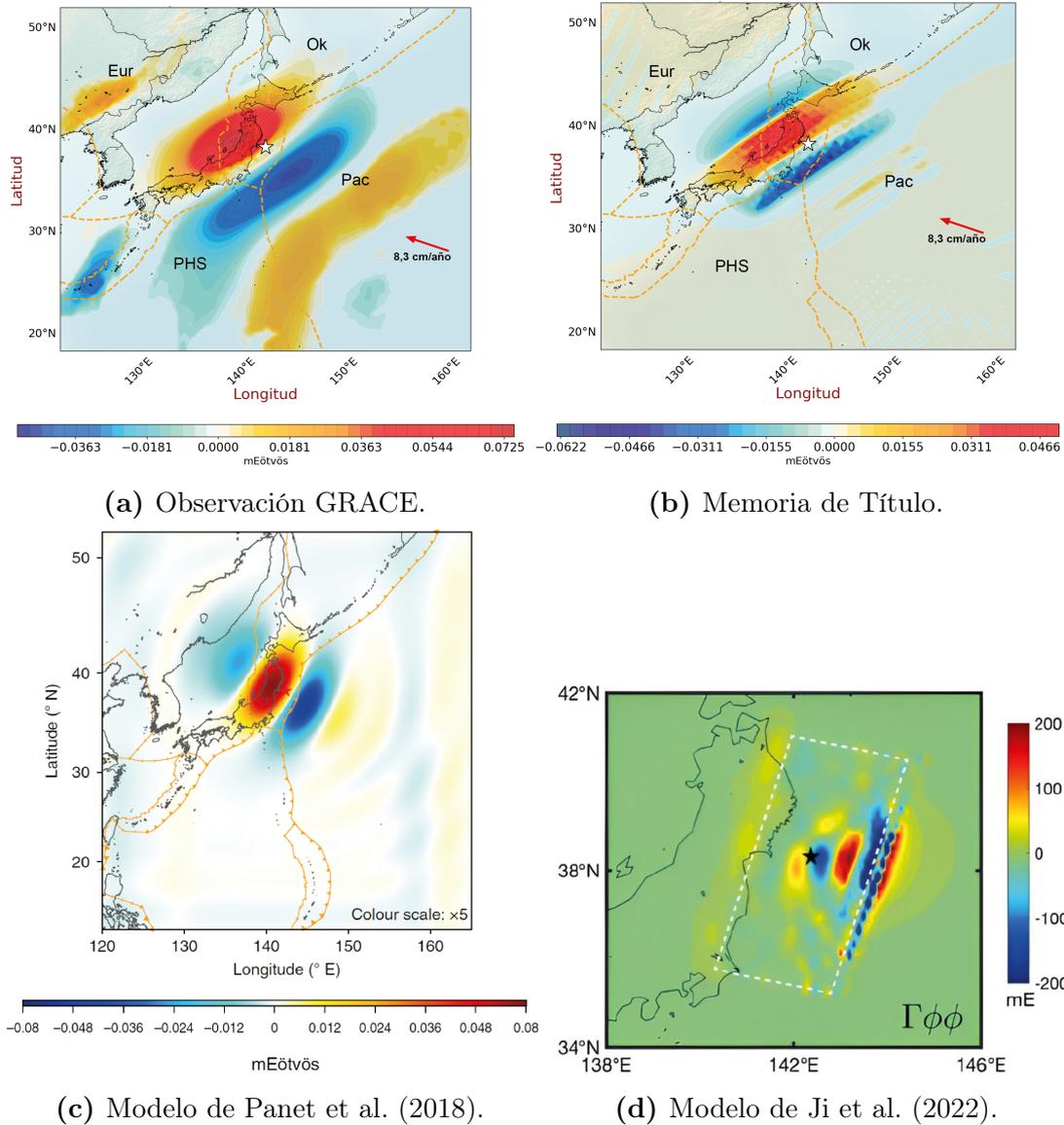
### 6.1.1. Panet et al. (2018)

Los datos usados en esta Memoria provienen del trabajo de Panet et al. (2018) y corresponden a la gradiente de gravedad observados en la zona de estudio durante marzo de 2011 en sentido de las coordenadas esféricas  $\phi\phi$  y rotados entre  $20^\circ$  y  $55^\circ$  en sentido horario como se muestra en la Figura 6.1.1a. Para explicar esta anomalía, estos autores proponen un modelo de deslizamiento co-sísmico en la interfase entre la placa del Pacífico y la placa de Okhotsk, cuyo resultado muestra alternancias positivas y negativas concordantes con las alternancias de las observaciones respecto al epicentro del terremoto como se muestra en la Figura 6.1.1c.

Estos autores muestran que el ajuste de su modelo geométrico es más aproximado al rumbo de la fosa en la zona de estudio en comparación con el modelo de esta

Memoria de Título (Figura 6.1.1b), sin embargo no explica la gran extensión espacial de las señales medidas por GRACE. La geometría del modelo de falla propuesta por Panet et al. (2018) se caracteriza por extenderse 696 km a lo largo del rumbo y 261 km en la dirección del manteo. Se subdivide en 216 sub-fallas cuadradas (29 x 29 km) con un rumbo constante de 194° y un manteo que cambia con la profundidad desde 3° en la fosa hasta 29° en la profundidad máxima. El artículo indica que la orientación de los movimientos co-sísmicos de la corteza hacia la fosa al este de Honshu no coinciden con la de las señales gravitacionales observadas en esa zona, lo que se presenta como un área de extensión norte-sur mas acotada en los resultados de gradiente gravimétrico. Panet et al. (2018) sugieren que los flujos de masa profundos requieren capas muy deformables a lo largo de la placa, que desacoplan la placa del manto circundante y limitan el efecto de su viscosidad, que de otro modo dificultaría las tasas de deformación, algo que puede estar vinculado a la obtención de deslizamientos profundos tras la inversión de nuestro modelo, sin embargo también plantean que un modelo a escala regional, considerando todo el sistema de subducción del Pacífico Noroccidental, podría resolver de manera mas completa la anomalía. El análisis de Panet et al. (2018) sugiere que el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 involucró movimientos de las placas del Pacífico y Filipinas a escala regional a lo largo de las fronteras de subducción, extendiéndose mucho más allá del área sísmicamente fracturada y cruzando el punto triple de Boso entre las placas del Pacífico, Filipinas y Okhotsk, y que estos movimientos se desarrollan en una gama completa de escalas temporales, comenzando meses antes del evento (Panet et al., 2018).

La comparación visual entre el resultado de Panet et al. (2018) (Figura 6.1.1c) y el resultado obtenido en esta Memoria (Figura 6.1.1b), permite observar que la orientación de la distribución del gradiente de gravedad coincide mejor entre las observaciones (Figura 6.1.1a) y el modelo de la Memoria, que entre las observaciones y el modelo de Panet et al. (2018), por lo que la orientación de estas anomalías gravimétricas no se explican únicamente con la deformación asociada al rumbo de la zona de ruptura del terremoto de Tohoku-Oki.



**Figura 6.1.1:** Gradiente gravimétrico (en mEötvös). (a) Gradiente gravimétrico observado por GRACE filtrado por Panet et al. (2018). Modelos obtenidos por (b) la presente Memoria de Título, (c) Panet et al. (2018), (d) Ji et al. (2022). En (d) se señala con líneas blancas segmentadas el contorno del modelo co-sísmico de Hayes (2011). La estrellas, blancas, roja y negra respectivamente indican el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$ .

### 6.1.2. Ji et al. (2022)

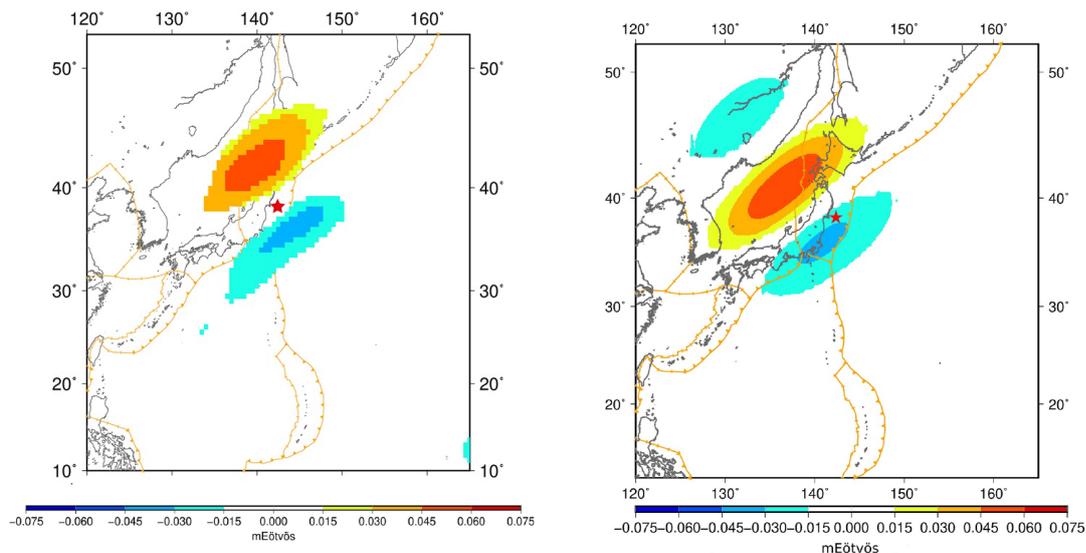
El segundo artículo con el que se compara el modelo presentado es con el de Ji et al. (2022) quienes a través de la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica, al igual que la presente Memoria de Título, calcularon el gradiente de gravedad para el terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$  utilizando el modelo de deslizamiento

de Tierra plana de Hayes (2011) de acimut  $194,43^\circ$  (rumbo  $N14,43^\circ E$ ) y manto de  $10,21^\circ$ , obteniendo resultados de gradiente gravimétrico como se muestra en la Figura 6.1.1d.

Este gradiente gravimétrico, obtenido bajo un modelo de  $25 \times 13$  sub-fallas de  $25 \times 20$  km cada una, en dirección perpendicular al acimut del modelo de falla según las coordenadas esféricas de  $\phi\phi$ , muestra una señal acotada al área del epicentro del terremoto pero con intercalaciones similares a lo obtenido en nuestro estudio, además con lineamientos mas bien rectos a diferencia de lo mostrado por Panet et al. (2018) pero muy acotados al campo cercano alrededor del epicentro del terremoto. Según Ji et al. (2022), las alternancias positivas y negativas rápidas en el espacio pueden estar relacionadas con la complejidad de la distribución de deslizamiento local de las fallas. Una gran diferencia que muestra la aplicación de la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica, según explican Ji et al. (2022) a diferencia del modelo de semiespacio basado en cálculos sobre un plano como lo hizo Panet et al. (2018), es la reproducción de información coherente en el campo lejano a la fuente de deformación sísmica, siendo similar para el campo cercano. Esto le aporta validez a los modelos basados en la teoría de Tierra esférica utilizada en esta Memoria de Título.

El modelo presentado, comparado con los usados por Panet et al. (2018) y Ji et al. (2022), difiere en dos aspectos importantes: la cantidad y características de las interfases, y el rumbo de las fallas. En relación al rumbo de las fallas, es interesante notar que el estudio de las anomalías del gradiente de gravedad para el período previo al terremoto de Tohoku-Oki, realizado por Panet et al. (2022) muestra un modelo de gradiente obtenido por un plano de falla con deslizamiento tipo normal aplicado al pre-sísmico del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$  con un rumbo similar al utilizado en esta Memoria. Este modelo, que define un plano de 100 km de ancho y 1.200 km de largo y está ubicado entre las profundidades de 245 y 330 km, con un manto de  $60^\circ$  y una acimut de  $230^\circ$  ( $234,9^\circ$  para el caso del modelo presentado en esta Memoria de Título), obtiene como resultado un deslizamiento de 0,52 m. La investigación de Panet et al. (2022) confirma con claridad el efecto de la redistribución de masas de la Tierra sólida con las anomalías gravimétricas observadas por GRACE, pero destaca también la aplicación de un deslizamiento tipo normal, a profundidad, para explicar dicha anomalía (Figura 6.1.2). Este movimiento tipo normal también es consistente con el modelo de esta Memoria,

ya que una de las interfases del modelo de la Memoria tiene un movimiento normal y presenta deslizamiento en profundidad (hasta 147.5 km en las subfallas mas profundas). En esta Memoria de Título, se considera la posibilidad de un movimiento inverso y normal, este último se encuentra aplicado para el pre-sísmico en la literatura como en el caso (Panet et al., 2022), y que también demuestran su efecto en la anomalía de gravedad.



(a) Gradiente observado por GRACE.

(b) Gradiente modelado.

**Figura 6.1.2:** Mapas de anomalías gravimétricas para el pre-sísmico del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ . (a) corresponde al gradiente gravimétrico observado en Japón en febrero de 2011, mientras que (b) es el resultado obtenido por una falla normal de Panet et al. (2022) . Las líneas naranjas corresponden a los límites de placa mientras que la estrella roja marca el epicentro del terremoto. Figuras de Panet et al. (2022).

Sin duda, el enfoque basado en la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica nos entrega una nueva perspectiva al momento de hacer evaluaciones de las deformaciones sísmicas en el campo lejano de las zonas de subducción, trayendo consigo un aporte mas coherente con las observaciones a gran escala sobre las zonas de interés. En este sentido, es importante considerar esta teoría al momento de utilizar información de gran amplitud como lo son las observaciones de gravedad geoespacial, que no discriminan su aplicación en la corteza oceánica como lo son otros sistemas de monitoreo sísmico, pero para mayor precisión es necesario complementar con datos sísmicos como los obtenidos por sistemas GPS, puesto que la ventana temporal de los datos gravimétricos satelitales es amplia y la

---

observación de deslizamiento co-sísmico puede estar cubierta por deformación pre y post-sísmica.

## Capítulo 7

### Conclusión

La anomalía gravimétrica observada durante el periodo de un mes en torno a la ruptura del terremoto, no se asocia directamente a la geometría de la fosa en la zona del epicentro. La fuente que genera la anomalía está distribuida en una región que considera la interacción de cuatro placas (Pacífico, Filipinas, Eurasia y Okhotsk). El modelo utilizado es una simplificación de la interacción de estas 4 placas, en la cual se considera un rumbo único pero más pronunciado hacia el noreste que la fosa presente en el mar de Japón.

En este estudio se ha demostrado la aplicabilidad del modelo de doble interfase de Sieh et al. (1999), durante la fase co-sísmica, para explicar los cambios de gravedad producido por el terremoto de Tohoku-Oki  $M_w = 9.0$  del 11 de marzo de 2011, observado mediante los satélites GRACE.

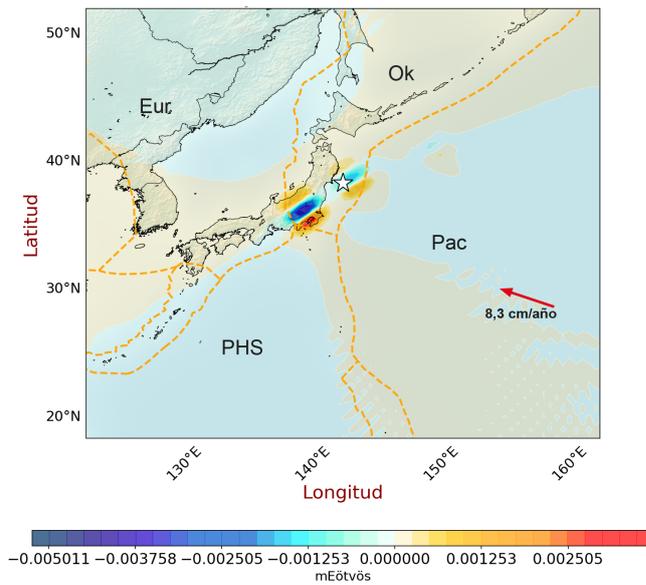
Un modelo de subducción que incorpora una geometría de falla con cuatro interfases, dos horizontales y dos con un manteo distinto de cero asociados a la placa subductante, puede ser evaluado en conjunto y entregar como resultado anomalías gravimétricas en la zona de estudio en configuración con un rumbo de falla simplificado pero gran extensión que involucra la participación de cuatro placas tectónicas. La integración de dos interfases horizontales hacia el interior de la placa continental de Eurasia y Okhotsk, y hacia el interior de la placa oceánica del Pacífico y de Filipinas, que presentan un movimiento relativo en torno al manto superior (Wang et al., 2018), permite abarcar una mayor cobertura y dar respuesta a la extensión transversal de las anomalías gravimétricas observadas. Esto fue posible gracias a la amplia extensión espacial de puntos de observación.

---

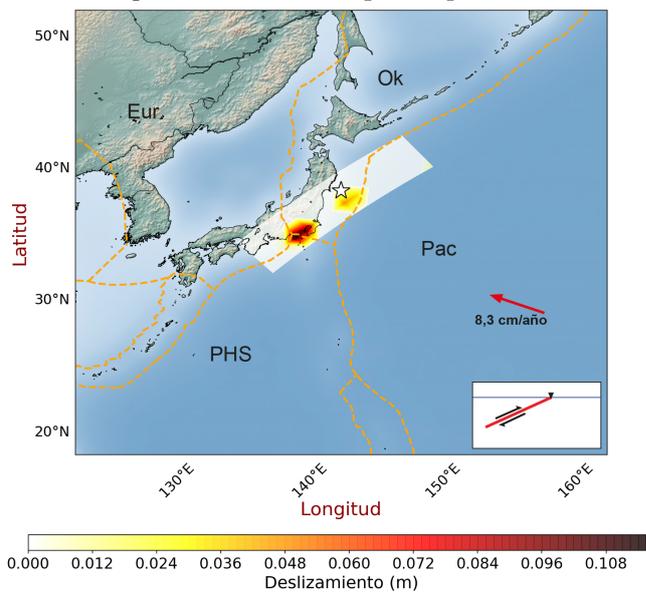
Para explicar el cambio de gravedad observado por GRACE, asociado al periodo de ocurrencia del terremoto de Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$  del 11 de marzo de 2011, el modelo de deslizamiento que mejor se ajusta a las observaciones de GRACE es aquel que incluye la interfase inferior de la placa subductante, la cual contribuye significativamente a la variación gravimétrica durante el terremoto producto del deslizamiento del mismo, y adicionalmente gracias a la extensión de dos interfases horizontales se obtiene un efecto gravitatorio en el campo lejano. Como se puede ver en la Figura 7.0.1a, la evaluación de gravedad con una sola interfase como se suele plantear los modelos clásicos, no logra concordar con las observaciones durante el co-sísmico, siendo muy acotada al campo cercano y reducida en amplitud. De esta evaluación de gradiente se obtiene la inversión mostrada en la Figura 7.0.1b, que expresa dos parches de ruptura, cargado hacia el sur con un deslizamiento máximo pequeño cercano a los 0,1 m. Por lo tanto, en conformidad con la hipótesis y la metodología, es mucho más preciso y cercano a la realidad aplicar un modelo de doble interfase con una extensión de dos interfases horizontales que solo evaluar el cambio de gravedad con una interfase. Si bien el cambio de gravedad producido por el modelo propuesto se ajusta bien a las observaciones de GRACE, el rumbo de la falla no se ajusta estrictamente al rumbo de la fosa presente en el mar de Japón donde se encuentra el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki, lo que puede significar que la firma gravitacional sería consecuencia de una deformación mayor que incluye la participación del sistema de subducción a nivel regional.

A pesar de aplicar una geometría de cuatro interfases (A, B, C y D) y ser analizados a través de 7.371 puntos de observación, aplicando un método de inversión con restricciones para suavización, se obtienen deslizamientos de gran magnitud concentrados en los planos asociados a la placa subductante con manteos de  $12^\circ$ . Estos, con mecanismos inverso y normal, obtuvieron rupturas profundas con  $\approx 18$  metros y  $\approx 24$  metros respectivamente, siendo mayor para la interfase inferior B, resultado que no se ajusta a las observaciones GPS de las propiedades físicas del epicentro del terremoto Tohoku-Oki  $Mw = 9.0$ , lo que puede estar asociado a la complejidad del sistema de subducción con que debiese modelarse un área tan extensa que rodea al evento principal, teniendo en cuenta que a esta magnitud interactúan cuatro placas tectónicas, tres de ellas, placa del Pacífico, placa de Okhotsk y la placa de Filipinas, que forman un punto triple de lo cual solo se extiende el rumbo promedio de la fosa del noreste de Japón y noroeste de la

placa de Filipinas. Siendo así el caso, producto de la complejidad de la zona según observaciones de sismicidad, es evidente también que estas interfases no son planas, por lo que si se aplicara un manto variable a la geometría de falla la distribución del deslizamiento sería distinta. Sin embargo, la solución de deslizamiento obtenido es la mejor solución para el modelo considerado compuesto por interfases planas, y con un rumbo, en un sistema tectónico complejo, simplificado.



(a) Gradiente de gravedad solo con participación de la interfase A.



(b) Deslizamiento invertido para la interfase A.

**Figura 7.0.1:** Modelamiento de la anomalía gravimétrica para una sola interfase.

Es evidente la alta complejidad de cálculos a ejecutar para obtener resultados comparables con las observaciones como lo son la aplicación de las funciones de Green para un gran número de puntos de observación pero gracias a investigaciones como las de Gao et al. (2017) se ha conseguido obtener resultados con una muy buena resolución siendo, la Teoría de Dislocación en una Tierra Esférica, aplicable a cualquier modelo geométrico siguiendo las restricciones correspondientes. Tal fue el caso para esta propuesta basada en el Modelo de Placa (Sieh et al., 1999), que significa una aproximación a reinterpretar los grandes sistemas de subducción con el fin de obtener mayor cercanía a la realidad geodinámica de nuestro planeta y así poder mejorar las respuestas ante la ocurrencia de megaterremotos destacando, en esta Memoria de Título, la inversión de la anomalía gravimétrica obteniendo un modelo de deslizamiento lo que significa un gran aporte al monitoreo y a la estimación de zonas de carga para futuros terremotos en zonas de subducción ofreciendo nuevas perspectivas para el análisis y la mitigación de los riesgos sísmicos.

## Bibliografía

- Abers, G. A., Nakajima, J., van Keken, P. E., Kita, S., and Hacker, B. R. (2013). Thermal–petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 369:178–187.
- Aguirre, L., Bataille, K., Novoa, C., Peña, C., and Vera, F. (2019). Kinematics of subduction processes during the earthquake cycle in Central Chile. *Seismological Research Letters*, 90(5):1779–1791.
- Ammon, C. J., Ji, C., Thio, H.-K., Robinson, D., Ni, S., Hjorleifsdottir, V., Kanamori, H., Lay, T., Das, S., Helmberger, D., et al. (2005). Rupture process of the 2004 sumatra-andaman earthquake. *science*, 308(5725):1133–1139.
- Ammon, C. J., Lay, T., Kanamori, H., and Cleveland, M. (2011). A rupture model of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63:693–696.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., and DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11).
- 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.
- Bercovici, D., Ricard, Y., and Richards, M. A. (2000). The relation between mantle dynamics and plate tectonics: A primer. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 121:5–46.
- Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., and Shapiro, S. A. (2014). High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, 197(3):1744–1749.
- Brudzinski, M. R., Thurber, C. H., Hacker, B. R., and Engdahl, E. R. (2007). Global prevalence of double benioff zones. *Science*, 316(5830):1472–1474.
- Bruinsma, S., Lemoine, J.-M., Gegout, P., Biancale, R., and Bourgeois, S. (2014). Updated release 3 of the grace gravity solutions from cnes/grgs. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 2014, pages G33A–0410.

- Contreras, M., Tassara, A., Gerbault, M., Araya, R., and Bataille, K. (2016). Interseismic deformation at subduction zones investigated by 2d numerical modeling: case study before the 2010 maule earthquake. *Andean geology*, 43(3):247–262.
- DeMets, C., Gordon, R. G., and Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical journal international*, 181(1):1–80.
- Dhar, S., Muto, J., Ohta, Y., and Iinuma, T. (2023). Heterogeneous rheology of japan subduction zone revealed by postseismic deformation of the 2011 tohoku-oki earthquake. *Progress in Earth and Planetary Science*, 10(1):1–27.
- Dunn, C., Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Desai, S., Haines, B., Kuang, D., Franklin, G., Harris, I., Kruizinga, G., and Meehan, T. (2003). Instrument of grace gps augments gravity measurements. *GPS world*, 14(2):16–29.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25:297–356.
- Flechtner, F., Reigber, C., Rummel, R., and Balmino, G. (2021). Satellite gravimetry: a review of its realization. *Surveys in Geophysics*, pages 1–46.
- Forsyth, D. and Uyeda, S. (1975). On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal International*, 43(1):163–200.
- Fu, G. and Sun, W. (2004). Effects of spatial distribution of fault slip on calculating co-seismic displacement: Case studies of the chi-chi earthquake (mw7. 6) and the kunlun earthquake (mw7. 8). *Geophysical research letters*, 31(21).
- Gao, S., Fu, G., Liu, T., and Zhang, G. (2017). A new code for calculating post-seismic displacements as well as geoid and gravity changes on a layered visco-elastic spherical earth. *Pure and Applied Geophysics*, 174(3):1167–1180.
- Gilbert, F. and Dziewonski, A. M. (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 278(1280):187–269.
- Hagiwara, Y. (1977). Gravity changes associated with seismic activities. *Journal of Physics of the Earth*, 25(Supplement):S137–S146.
- Han, S.-C., Shum, C.-K., Bevis, M., Ji, C., and Kuo, C.-Y. (2006). Crustal dilatation observed by grace after the 2004 sumatra-andaman earthquake. *Science*, 313(5787):658–662.
- Hasegawa, A., Umino, N., and Takagi, A. (1978). Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the northeastern japan arc. *Geophysical Journal International*, 54(2):281–296.
- Hayes, G. P. (2011). Rapid source characterization of the 2011 mw 9.0 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7):529–534.

- Heller, B., Siegmund, F., Pail, R., Gruber, T., and Haagmans, R. (2020). Temporal gravity signals in reprocessed goce gravitational gradients. *Remote Sensing*, 12(21):3483.
- Herrera, A. (2016). Modelo intersísmico para japon. habilitación profesional. universidad de concepción, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geofísica. (Inédito): 103 pp., Concepción.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., and 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B2):2177–2191.
- Ji, Y., Tang, H., and Sun, W. (2022). Coseismic gravity gradient changes in a spherical symmetric earth model: Application to the 2011 tohoku-oki earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(3):e2021JB023560.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J., and Matsuzawa, T. (2010). Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath tohoku and hokkaido, northeastern japan. *Tectonophysics*, 496(1-4):68–82.
- Loveless, J. P. and Meade, B. J. (2011). Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 mw= 9.0 tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(17).
- Molina, D. (2017). Modelo de deformación post-sísmica asociado al terremoto de tohoku-oki 9.0 mw 2011, usando after-slip model y datos de gps. habilitación profesional. universidad de concepción, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geofísica. (Inédito): 78 pp., Concepción.
- Novoa, C. (2015). Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en chile. habilitación profesional. universidad de concepción, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geofísica. (Inédito): 114 pp., Concepción.
- Okubo, S. (1991). Potential and gravity changes raised by point dislocations. *Geophysical Journal International*, 105(3):573–586.
- Okubo, S. (1992). Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a half-space. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5):7137–7144.
- Okubo, S. (1993). Reciprocity theorem to compute the static deformation due to a point dislocation buried in a spherically symmetric earth. *Geophysical Journal International*, 115(3):921–928.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 tohoku-oki earthquake. *Nature*, 475(7356):373–376.
- Panet, I., Bonvalot, S., Narteau, C., Remy, D., and Lemoine, J.-M. (2018).

- Migrating pattern of deformation prior to the tohoku-oki earthquake revealed by grace data. *Nature geoscience*, 11(5):367–373.
- Panet, I., Narteau, C., Lemoine, J.-M., Bonvalot, S., and Remy, D. (2022). Detecting preseismic signals in grace gravity solutions: application to the 2011 tohoku mw 9.0 earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(8):e2022JB024542.
- Peña, C. (2014). Inversión del deslizamiento de la placa subductante en el sur de chile mediante datos gps. habilitación profesional. universidad de concepción, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geofísica. (Inédito): 98 pp., Concepción.
- Pollitz, F. F. (1996). Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth. *Geophysical Journal International*, 125(1):1–14.
- Pollitz, F. F., Bürgmann, R., and Banerjee, P. (2006). Post-seismic relaxation following the great 2004 sumatra-andaman earthquake on a compressible self-gravitating earth. *Geophysical Journal International*, 167(1):397–420.
- Pollitz, F. F., Bürgmann, R., and Banerjee, P. (2011). Geodetic slip model of the 2011 m9. 0 tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- Quiroga, A. (2016). Evolución temporal y distribución espacial del deslizamiento en la zona norte de subducción de cascadia durante el periodo intersísmico. habilitación profesional. universidad de concepción, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geofísica. (Inédito): 91 pp., Concepción.
- Reid, H. (1910). The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. Technical report, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C. Report of the State Investigation Commission, Vol.2.
- Ries, J., Bettadpur, S., Eanes, R., Kang, Z., Ko, U.-d., McCullough, C., Nagel, P., Pie, N., Poole, S., Richter, T., et al. (2016). The development and evaluation of the global gravity model ggm05. Technical report.
- Rietbrock, A. and Waldhauser, F. (2004). A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 31(10).
- Ruegg, J. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de chile. *Física de la Tierra*, (6):201–243.
- Savage, J. (1984). Local gravity anomalies produced by dislocation sources. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B3):1945–1952.
- Savage, J. C. (1983). A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6):4984–4996.
- Shao, G., Li, X., Ji, C., and Maeda, T. (2011). Focal mechanism and slip history of the 2011 m w 9.1 off the pacific coast of tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves. *Earth, planets and space*, 63:559–564.

- Sieh, K., Ward, S. N., Natawidjaja, D., and Suwargadi, B. W. (1999). Crustal deformation at the sumatran subduction zone revealed by coral rings. *Geophysical Research Letters*, 26(20):3141–3144.
- Sun, T., Wang, K., Inuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S., Ohta, Y., et al. (2014). Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 tohoku-oki earthquake. *Nature*, 514(7520):84–87.
- Sun, W. (1992). Potential and gravity changes caused by dislocations in spherical symmetric earth models. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 67:89–238.
- Sun, W. and Okubo, S. (1993). Surface potential and gravity changes due to internal dislocations in a spherical earth—i. theory for a point dislocation. *Geophysical Journal International*, 114(3):569–592.
- Sun, W. and Okubo, S. (1998). Surface potential and gravity changes due to internal dislocations in a spherical earth—ii. application to a finite fault. *Geophysical Journal International*, 132(1):79–88.
- Sun, W. and Okubo, S. (2004). Coseismic deformations detectable by satellite gravity missions: A case study of alaska (1964, 2002) and hokkaido (2003) earthquakes in the spectral domain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B4).
- Sun, W., Okubo, S., Fu, G., and Araya, A. (2009). General formulations of global co-seismic deformations caused by an arbitrary dislocation in a spherically symmetric earth model-applicable to deformed earth surface and space-fixed point. *Geophysical Journal International*, 177(3):817–833.
- Tanaka, Y., Okuno, J., and Okubo, S. (2006). A new method for the computation of global viscoelastic post-seismic deformation in a realistic earth model (i)—vertical displacement and gravity variation. *Geophysical Journal International*, 164(2):273–289.
- Tanaka, Y., Okuno, J., and Okubo, S. (2007). A new method for the computation of global viscoelastic post-seismic deformation in a realistic earth model (ii)—horizontal displacement. *Geophysical Journal International*, 170(3):1031–1052.
- Tang, H. and Sun, W. (2023). Theories and applications of earthquake-induced gravity variation: Advances and perspectives. *Earthquake Science*, 36:1–40.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F., and Watkins, M. M. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical research letters*, 31(9).
- Touboul, P., Willemenot, E., Foulon, B., and Josselin, V. (1999). Accelerometers for champ, grace and goce space missions: synergy and evolution. *Boll. Geof. Teor. Appl*, 40(3-4):321–327.
- v. Eötvös, R., Pekár, D., and Fekete, E. (1922). Beiträge zum gesetze der

- proportionalität von trägheit und gravität. *Annalen der Physik*, 373(9):11–66.
- Vera, F. (2016). Slab model en zonas de subducción: Distribución espacial de deslizamiento cosísmico basado en una evaluación sismo-geodésica desde registros gps y fase-w para el terremoto de tohoku-oki de 2011 (tesis de pregrado). universidad de concepción, facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geofísica.
- Wang, L., Shum, C., Simons, F. J., Tapley, B., and Dai, C. (2012). Coseismic and postseismic deformation of the 2011 tohoku-oki earthquake constrained by grace gravimetry. *Geophysical Research Letters*, 39(7).
- Wang, S., Yu, H., Zhang, Q., and Zhao, Y. (2018). Absolute plate motions relative to deep mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 490:88–99.
- Watkins, M. and Bettadpur, S. (2000). The grace mission: The challenges of using micron-level satellite-to-satellite ranging to measure the earth’s gravity field.
- Zhao, D., Matsuzawa, T., and Hasegawa, A. (1997). Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern japan arc. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 102(1-2):89–104.
- Zheng, Z., Jin, S., and Fan, L. (2018). Co-seismic deformation following the 2007 bengkulu earthquake constrained by grace and gps observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 280:20–31.