

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



UNIVERSIDAD
DE CONCEPCION

Modelo Intersísmico para Japón

Ariel Andrés Herrera Ramirez

Habilitación Profesional

para optar al Título de Geofísico

Julio 2016

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

Modelo Intersísmico para Japón

Ariel Andrés Herrera Ramirez

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:

Dr. Klaus Bataille

Comisión:

Dr. Matthew Miller - Dr. Andrés Tassara -



Julio 2016

Índice de Contenidos

| | |
|---|-----------|
| 1. Introducción | 12 |
| 1.1. Planteamiento del Problema | 13 |
| 1.2. Objetivos | 14 |
| 1.2.1. Objetivo General | 14 |
| 1.2.2. Objetivos Específicos | 14 |
| 1.3. Hipotesis | 15 |
| 2. Datos y Zona de Estudio | 16 |
| 2.1. Observaciones GPS | 17 |
| 2.2. Zona de Estudio | 18 |
| 3. Marco Teorico | 20 |
| 3.1. Geometria de Falla y Sistema de referencia | 21 |
| 3.2. Deformación superficial debido a una falla rectangular en un semi-espacio homogéneo, Okada 1985 | 23 |
| 4. Metodología | 27 |
| 4.1. Teoría de Inversión | 28 |
| 4.2. Geometría de Fallas y Cambio de Coordenadas | 29 |
| 4.3. Planteamiento del Problema | 33 |
| 4.4. Regularización del Sistema | 34 |
| 4.4.1. Minimización de la tasa de deslizamiento | 37 |
| 4.4.2. Suavización de la tasa de deslizamiento | 39 |
| 4.4.3. Condición de borde | 40 |

| | |
|--|------------|
| <i>ÍNDICE DE CONTENIDOS</i> | 5 |
| 4.4.4. Aplicación para inversión de 2 interfases | 43 |
| 4.5. Test de Resolución | 44 |
| 4.5.1. Generación de Datos Sintéticos | 45 |
| 4.5.2. Problema Inverso | 47 |
| 4.6. Esquemas de modelación | 54 |
| 4.6.1. Ciclo Sísmico | 55 |
| 4.6.2. Modelo Intersísmico. | 56 |
| 4.6.3. Back-Slip Model | 59 |
| 4.6.4. Modelo Cosísmico | 61 |
| 4.6.5. Grilla utilizada | 62 |
| 5. Resultados | 67 |
| 5.1. Periodo Intersísmico | 68 |
| 5.1.1. Problema Directo | 68 |
| 5.1.2. Problema Inverso | 70 |
| 5.1.3. Influencia del espesor H en la inversión. | 77 |
| 5.1.4. Comparación de una inversión de las tasas de deslizamiento en una sola interfase de la placa subductante con las obtenidas mediante la inversión en ambas interfases. | 80 |
| 5.2. Comparación del periodo Intersísmico con el periodo Cosísmico | 87 |
| 6. Análisis y discusión | 89 |
| 6.1. Tipo de grilla utilizado | 90 |
| 6.2. Influencia del espesor en el modelo. | 91 |
| 6.3. Comparativa del modelo invirtiendo en una sola interfase con la inversión en ambas interfaces del slab. | 91 |
| 6.4. Interpretación de la tasa de acoplamiento. | 93 |
| 6.5. Comparación de periodo Intersísmico y Cosísmico para Tohoku. | 95 |
| 7. Conclusión | 97 |
| Anexos | 104 |

Índice de figuras

| | |
|--|----|
| 1.1. <i>Fuerzas Tectónicas (1).</i> | 13 |
| 2.1. <i>Vectores de velocidades superficiales para el periodo intersísmico de Japón entre los años 1997–2000.</i> | 17 |
| 2.2. <i>Zona de Estudio. La región que dicta el rectángulo rojo representa la zona en la cual se quiere obtener la distribución de deslizamientos o acoplamientos para el periodo intersísmico de Tohoku.</i> | 18 |
| 2.3. <i>Zona de Estudio. Contexto Tectónico de la zona estudiada (2), donde ISTL, NKTZ, MTL, etc. representan distintas líneas, zonas o fallas tectónicas que aborda el estudio de Loveless (2010), pero en este estudio no se consideraron, debido a que se consideró que la tectónica de el lugar estaba dominada por la zona de subducción.</i> | 19 |
| 3.1. <i>Geometría de la falla. Parámetros de falla que caracterizan a esta misma y su sistema de referencia orientado respecto a la falla.</i> | 21 |
| 3.2. <i>Tipos de Fallas.</i> | 22 |
| 3.3. <i>Geometría de falla.</i> | 23 |
| 4.1. <i>Teoría de observador relativo.</i> | 30 |
| 4.2. <i>Ejemplificación del cambio de Origen para la falla 2.</i> | 31 |
| 4.3. <i>Ejemplificación del cambio de Origen para la falla 4.</i> | 32 |
| 4.4. <i>Distribución de subfallas para grilla de 3x3 en la falla .</i> | 36 |
| 4.5. <i>Parámetro λ_1 escogido.</i> | 39 |

| | |
|---|----|
| 4.6. <i>Deslizamientos sintéticos sin ruido (a) y (b) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (c) y (d) tenemos los desplazamientos superficiales que producen esos deslizamientos.</i> | 46 |
| 4.7. <i>Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla con desfase para la interfase entre placas, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.</i> | 48 |
| 4.8. <i>Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla con desfase para la Base de la placa, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.</i> | 50 |
| 4.9. <i>Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla continua para la Interfase entre placas, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.</i> | 51 |
| 4.10. <i>Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla continua para la Base de la placa, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.</i> | 52 |
| 4.11. <i>Gráficos en los cuales vemos la comparación entre vectores observados generados sintéticamente y los resultados de la modelación mediante las dos distribuciones de las subfallas en la grilla.</i> | 54 |
| 4.12. <i>Etapas del ciclo sísmico, (a) periodo estacionario, (b) periodo intersísmico el cual es la etapa de acumulación de energía y deformación elástica en la zona de bloqueo, (c) cosísmico y postsísmico etapas de liberación de la energía acumulada durante el intersísmico.</i> | 55 |
| 4.13. <i>Esquema no escalo para el Modelo Intersísmico usando una placa subductante (oceánica) con un cierto espesor dado, 2 zonas “trabadas” S_1 y S_2 en las cuales no se asume ningún deslizamiento y son justamente las que se invierten. Un ángulo de manto dip. S_i ($i = 1, 2, \dots, 5$) los deslizamientos correspondientes a cada zona.</i> | 58 |

| | |
|--|----|
| 4.14. Esquema de BSM, (a) corresponde a un esquema bastante general de el proceso de convergencia entre las placas Pacifico y Norteamericana, (b) Esquema del cosísmico sobre una simple dislocación elástica, (c) corresponde a la esquematización del periodo intersísmico según el BSM como una falla normal. | 60 |
| 4.15. Esquema no escalado del periodo cosísmico usando 2 dislocaciones elásticas, con igual ángulo de manteo. S_1 y S_2 corresponden a los deslizamientos a obtener mediante la inversión. | 61 |
| 4.16. Esquema en donde vemos los perímetros exteriores de la una malla regular para nuestra zona de estudios, además podemos apreciar la ubicación de las estaciones utilizadas en este trabajo. | 62 |
| 4.17. Esquema de la malla irregular con la distribución de subfallas conseguida mediante el proceso anteriormente descrito. | 63 |
| 4.18. Esquema no escalado que presenta en que condiciones queda la grilla al realizar solo un desplazamiento en el eje y de las filas n_x | 64 |
| 4.19. Esquema no escalado que presenta en que condiciones queda la grilla al realizar un desplazamiento en el eje y y en el eje z de las filas n_x | 65 |
| 5.1. Esquema para los deslizamientos individuales del PM. | 68 |
| 5.2. Desplazamientos individuales debido a cada subfalla, (a) desplazamiento superficial debido a S_3 , (b) desplazamiento superficial debido a S_4 , (c) desplazamiento superficial debido a S_5 , (d) desplazamiento superficial debido a $S_3 + S_4 + S_5$ | 70 |
| 5.3. Desplazamientos superficiales a invertir, los cuales son una contribución solo de los deslizamientos S_1 y S_2 | 71 |
| 5.4. Vectores de velocidades observadas(Rojo) en superficie mediante GPS versus las obtenidas por el Modelo(Azul) con ambos tipos de grilla o malla. | 73 |
| 5.5. Velocidades observadas en superficie mediante GPS versus las obtenidas por el Modelo con ambos tipos de grilla o malla. | 74 |
| 5.6. Distribución de las tasas de acoplamiento en cada una de las subfallas para una grilla o malla de subfallas discontinua. Se presentan tanto las interfase superior como la interfase inferior del slab. | 75 |

| | |
|---|-----|
| 5.7. <i>Distribución de las tasas de acoplamiento en cada una de las subfallas para una grilla o malla de subfallas continua. Se presentan tanto la interfase superior como la interfase inferior del slab.</i> | 76 |
| 5.8. <i>Vectores de velocidad observados (Rojos) y modelados (Azules) en un perfil para distintos valores de espesor de placa oceánica. Desde arriba hacia abajo el orden corresponde a vectores con 5, 15, 30, y 50 [Km] respectivamente.</i> | 79 |
| 5.9. <i>Series de velocidades por componentes Este y Norte, tanto observadas como las obtenidas por el modelo para 5, 15, 30 y 50 [Km] de espesor para la placa oceánica. . .</i> | 80 |
| 5.10. <i>Distribución de las tasas de acoplamiento (inverso de deslizamiento) para distintos valores de espesor de placa oceánica. Para estos casos tenemos las interfases placa-placa y placa-manto para 5 y 15 [Km].</i> | 81 |
| 5.11. <i>Distribución de las tasas de acoplamiento (inverso de deslizamiento) para distintos valores de espesor de placa oceánica. Para estos casos tenemos las interfases placa-placa y placa-manto para 30 y 50 [Km].</i> | 82 |
| 5.12. <i>Vectores de velocidad observados (Rojos) y modelados (Azules) en un perfil para inversiones en una y dos interfaces. Arriba tenemos el perfil para una inversión en una sola interfase, y abajo el perfil con los vectores para una inversión en ambas interfaces.</i> | 84 |
| 5.13. <i>Series de velocidades por componentes Este y Norte, tanto observadas como las obtenidas por el modelo invirtiendo en una y dos interfaces del slab.</i> | 85 |
| 5.14. <i>Distribución de las tasas de acoplamiento para la interfase entre placas, obtenidas mediante un modelo de inversión de una interfase y de dos interfaces.</i> | 86 |
| 5.15. <i>Distribución de las tasas de acoplamiento (inverso de deslizamiento) para distintos valores de espesor de placa oceánica. Para estos casos tenemos las interfases placa-placa y placa-manto para 30 y 50 [Km].</i> | 88 |
| 6.1. <i>Esquema de inversión utilizado por Novoa, C.(2015).</i> | 92 |
| 6.2. <i>Vectores utilizados en el modelo de inversión para una interfase.</i> | 93 |
| 6.3. <i>Desplazamiento Este de una estación en el Cosísmico de Japón.</i> | 96 |
| 7.1. <i>Desplazamiento Este de una estación en el Cosísmico de Japón.</i> | 101 |

Capítulo 1

Introducción

1.1. Planteamiento del Problema

La teoría de la Tectónica de Placas es sumamente útil al momento de caracterizar el movimiento relativo entre placas. Se pueden identificar distintos márgenes entre placas: convergente, divergente y transformante. Cada uno de estos márgenes esta siempre en movimiento dando origen a la formación de nuevas islas, cadenas montañosas, volcanes y en algunos casos como en las zonas de subducción, pueden ocasionarse grandes terremotos. Si bien, la frecuencia con la que ocurren estos grandes terremotos ($M_w > 8$) es bastante baja en comparación a la ocurrencia de eventos de menores magnitudes, estos siguen presentando un peligro latente, ya que pueden llegar a ser desencadenadores de grandes catástrofes.

Las zonas de subducción son las mas atractivas para estudiar y entender el ciclo sísmico, si bien el estudio del periodo cosísmico es muy importante a la hora de querer caracterizar los parámetros geométricos, dinámicos y cinemáticos de un determinado evento, el estudio apropiado del periodo intersísmico puede permitir la identificación de zonas de mayor riesgo sísmico.

Durante el periodo intersísmico la energía se acumula en forma de una deformación elástica pro-

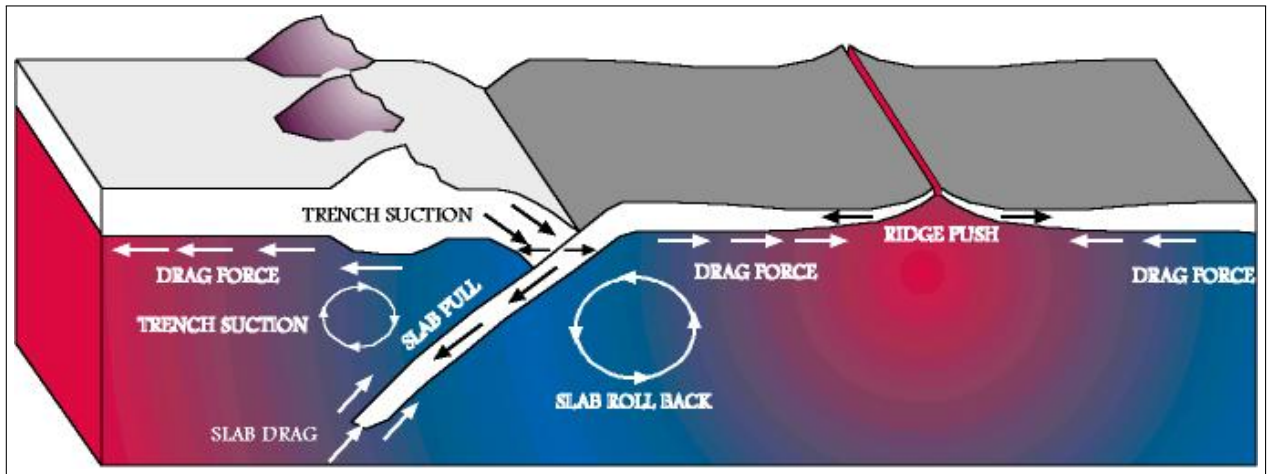


Figura 1.1: *Fuerzas Tectónicas (1)*.

ducto de la convergencia entre placas. En esta interacción entre placas actúan una serie de esfuerzos tectónicos o fuerzas tectónicas: *Drag Force* o fuerza de roce, *Ridge Push*, *Slab Pull* y *Slab Drag* el equivalente de la fuerza de roce pero para el slab subductante. Todas estas fuerzas contribuyen en

mayor o menor medida a la deformación elástica durante el periodo intersísmico que luego sera liberada en su gran mayoría en forma de un evento sísmico.

La distribución de las zonas de acoplamiento que se presentan durante el periodo intersísmico, no pueden ser obtenidas de manera directa a partir de datos obtenidos en terreno, ya sea geodésicos o sismológicos. Por ello, es fundamental realizar una inversión de tal forma de ser capaz de formular una relación matemática entre las observaciones disponibles y su respectiva distribución de acoplamiento o deslizamiento en la interfase entre placas.

1.2. Objetivos

Por las razones anteriormente mencionadas, se decidió realizar este estudio mediante GPS en el sector de Japón para alanzar objetivos específicos y responder a dudas como cuales son los reales factores de importancia en el acoplamiento intersismico, y también si podemos recuperar un modelo de acoplamiento con un sentido físico a partir de datos GPS muy cercanos a la fosa.

1.2.1. Objetivo General

- **Entender el acoplamiento intersísmico para zonas de subducción:**

El periodo intersísmico lo podemos entender como el periodo en el cual hay acumulación de stress en zonas de acoplamiento, esta acumulación se da entre mega terremotos. Debido a esto es necesario comprender este proceso de carga de mega-terremotos en el ciclo sísmico en zonas de subducción y poder inferir cuanto acoplamiento existe para ciertas zonas en el sector de Japón para el periodo intersísmico con datos GPS entre los años 1997-2000.

1.2.2. Objetivos Específicos

- **Aplicar el “Modelo de Placa” para el periodo Intersísmico en Japón:**

A partir de las velocidades de deformación superficial obtenida de la GeoNetwork de datos en GPS durante el periodo intersísmico (datos de los años 1997-2000), se realizara una inversión con el Modelo de Placa, para así obtener la distribución de deslizamientos entre las placas del Pacifico y la placa Norteamericana.

- **Importancia del espesor de la placa:**

Verificar si el espesor de la placa del Pacífico tiene una relevancia en el proceso de subducción, y por tanto analizar si se debe considerar el mismo en el modelo. Para ello nos valdremos de invertir el acoplamiento intersísmico para 4 valores de el espesor de placa, 5,15,30 y 50[*km*], y analizaremos cual es su influencia en el resultado de la inversión.. Además de calcular la extensión del acoplamiento.

- **Importancia del Slab:**

Se Plantea para esta inversión el “Slab Model”o “Modelo de Placa”, por lo que se considerara en esta inversión no solo la interfase Placa Norte-Americana - Placa Pacífico, sino que también la interfase Placa Pacífico – Manto, veremos si esta ultima interfase presenta según los resultados un cierto acoplamiento en el periodo intersísmico, además de ver que relación existe entre el acoplamiento de la interfase superior con la interfase inferior.

- **Correlación espacial con el Terremoto de Tohoku en 2011:**

Verificar que la zona acoplada obtenida a partir de la inversión de los datos GPS coincide con la zona de ruptura de el Terremoto de Tohoku en el año 2011. Para ello se quiere hacer una correlación espacial de máximos deslizamientos superficiales en el Terremoto con nuestra distribución de Acoplamientos para el periodo Intersísmico.

1.3. Hipotesís

¿Es realmente relevante para un modelo de acoplamiento intersísmico, considerar las deformaciones superficiales producidas no solo por la zona acoplada, sino también por la zona inferior a la zona de acoplamiento así como también la interfase placa–manto de la placa subductada(todo el slab)?¿Podemos recuperar las deformaciones observadas mediante la inclusión al modelo de estas dos “nuevas”zonas a considerar? ¿Cual es la relevancia de la interfase inferior de la placa subductada en las deformaciones superficiales y como afecta en estas mismas la profundidad a la que se podría encontrar la interfase (ancho de placa)?

Capítulo 2

Datos y Zona de Estudio

2.1. Observaciones GPS

Para llevar a cabo una inversión, es necesario tener un set de datos a partir de los cuales se pueda obtener el parámetro deseado, en este caso, se utilizaron datos geodésicos de velocidades de GPS los cuales fueron utilizados con anterioridad por *Loveless, 2010* (2), pero fueron extraídos originalmente desde GEONET. Las observaciones corresponden al periodo intersísmico en Japón entre los años 1997–2000.

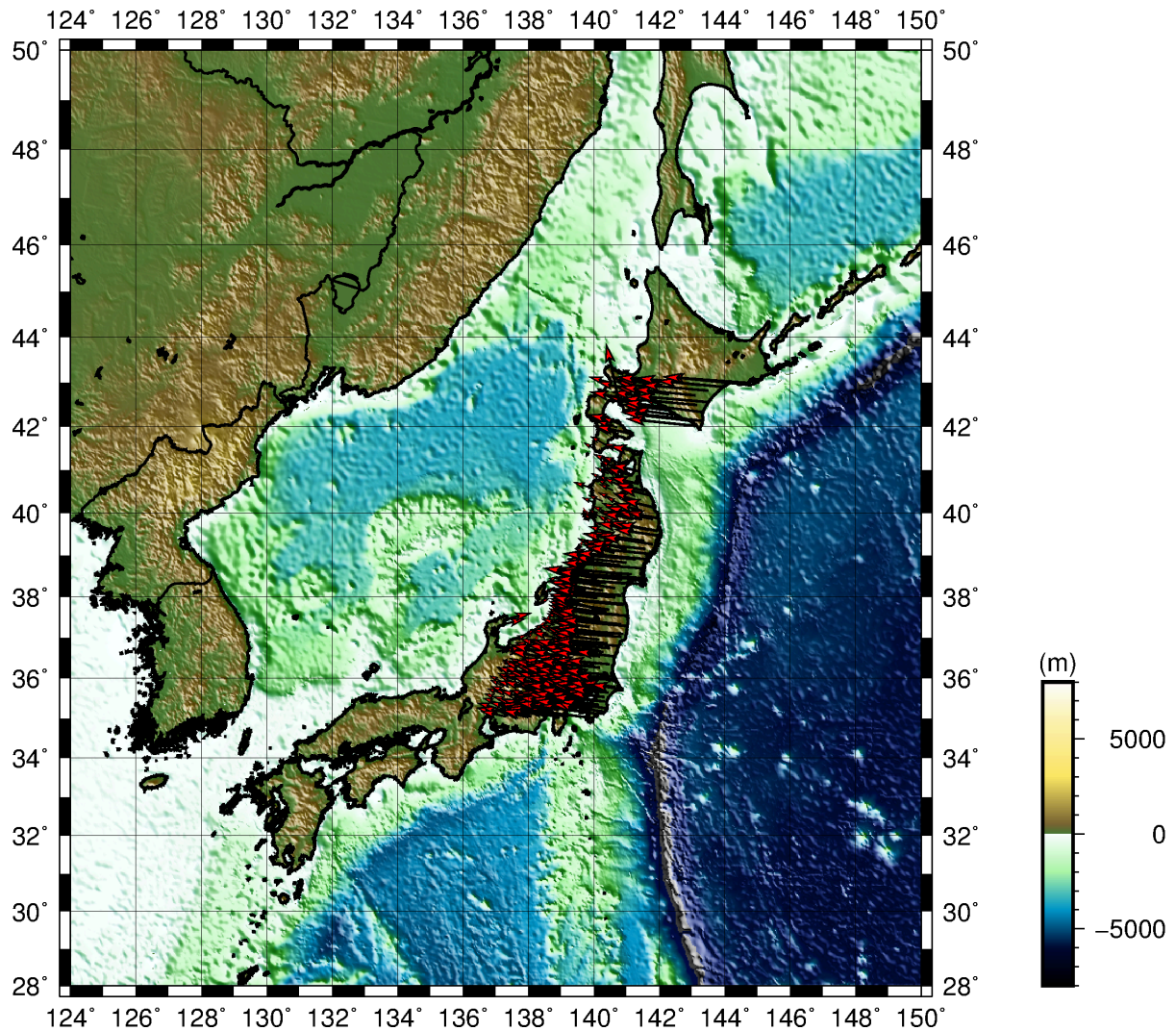


Figura 2.1: *Vectores de velocidades superficiales para el periodo intersísmico de Japón entre los años 1997–2000.*

2.2. Zona de Estudio

La zona de estudio se puede apreciar de mejor manera en la siguiente imagen,

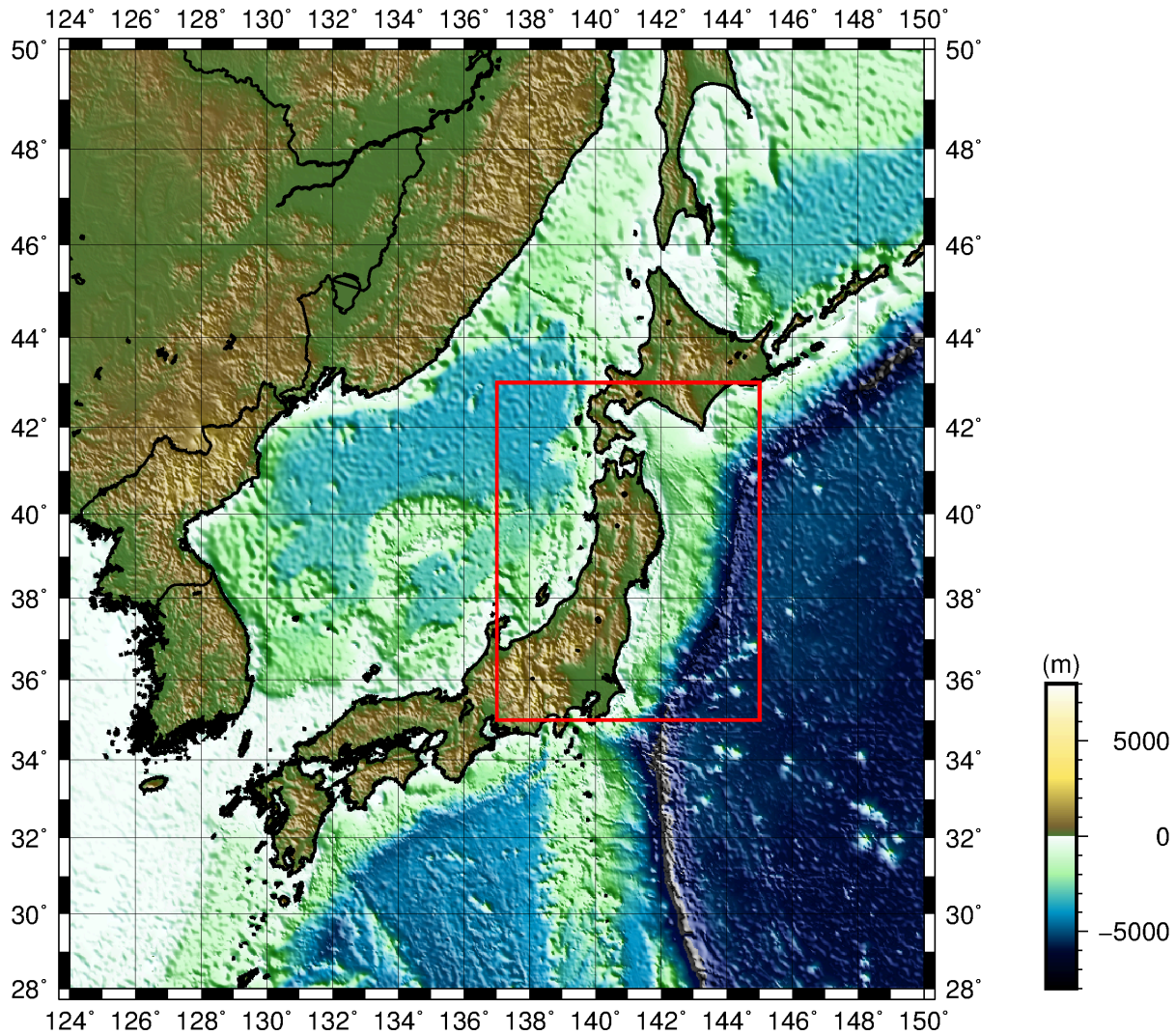


Figura 2.2: Zona de Estudio. La región que dicta el rectángulo rojo representa la zona en la cual se quiere obtener la distribución de deslizamientos o acoplamientos para el periodo intersísmico de Tohoku.

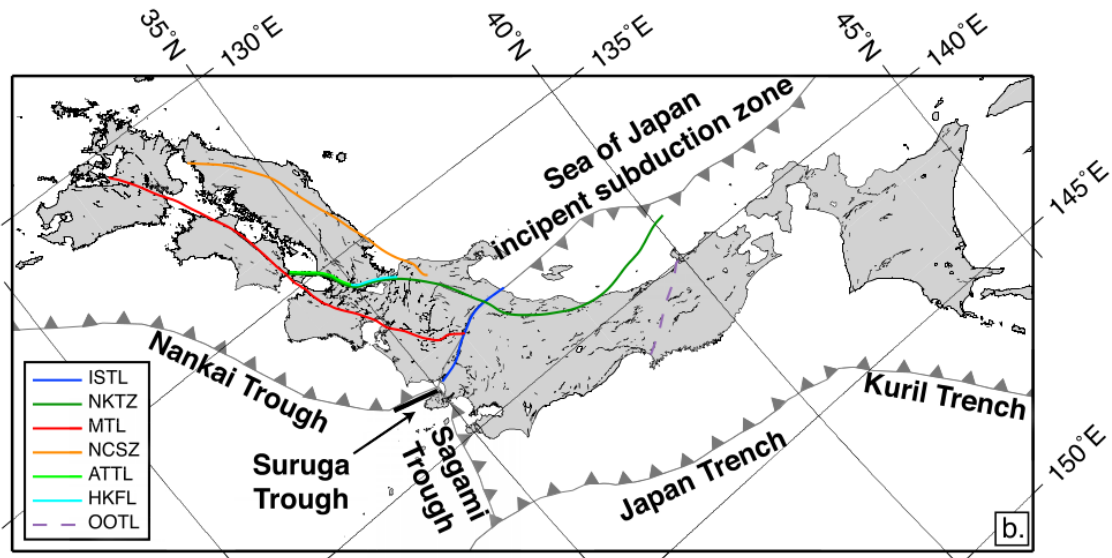


Figura 2.3: Zona de Estudio. Contexto Tectónico de la zona estudiada (2), donde ISTL, NKTZ, MTL, etc. representan distintas líneas, zonas o fallas tectónicas que aborda el estudio de Loveless (2010), pero en este estudio no se consideraron, debido a que se consideró que la tectónica de el lugar estaba dominada por la zona de subducción.

Capítulo 3

Marco Teorico

La Inversión mediante GPS se ha desarrollado en en torno a una solida base teórica fundamental en la aplicación de el Modelo de Okada (1985), para las deformaciones en superficie producidas por una dislocación rectangular en un semi-espacio elástico.

3.1. Geometria de Falla y Sistema de referencia

Previo a explicar en que consiste nuestro trabajo de Inversión, nos es necesario definir un marco de referencia mediante el cual podamos caracterizar la falla geológica, para así poder describirla en la ecuación analítica que sera necesaria para poder realizar la inversión y así poder obtener la distribución de deslizamiento en el plano de falla.

Entonces, nos es necesario explicar un poco los parámetros que caracterizan las fallas, o mas bien conocidos como parámetros de fallas, así también, los distintos tipos de fallas que se pueden dar debido a la interacción de dos placas.

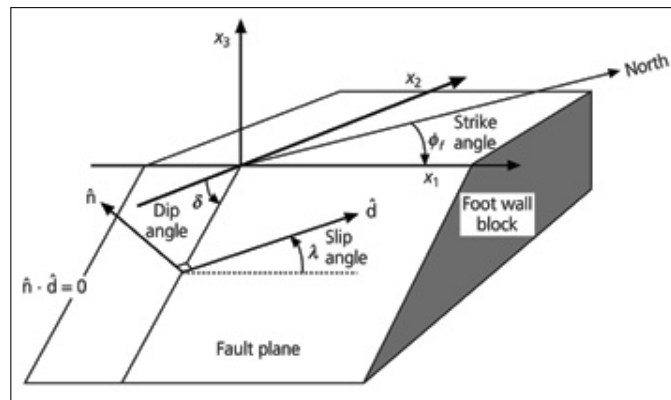


Figura 3.1: *Geometría de la falla. Parámetros de falla que caracterizan a esta misma y su sistema de referencia orientado respecto a la falla.*

En la figura 3.1 podemos identificar los siguientes parámetros de falla:

- x_i , sistema coordenado alineado con la falla.
- \hat{n} , vector normal al plano de falla.
- \hat{d} , vector de deslizamiento del bloque superior respecto al bloque inferior.
- ϕ , rumbo de la falla el cual se mide en sentido horario desde el Norte ($0 - 360^\circ$).

- δ , manteo de la falla ($0 - 90^\circ$).
- λ , ángulo de deslizamiento o *rake* del bloque de techo respecto al bloque de piso ($0 - 360^\circ$).

Dependiendo del valor del ángulo de deslizamiento λ , el cual varía entre 0° y 360° , se pueden dar 4 diferentes tipos de fallas geológicas.

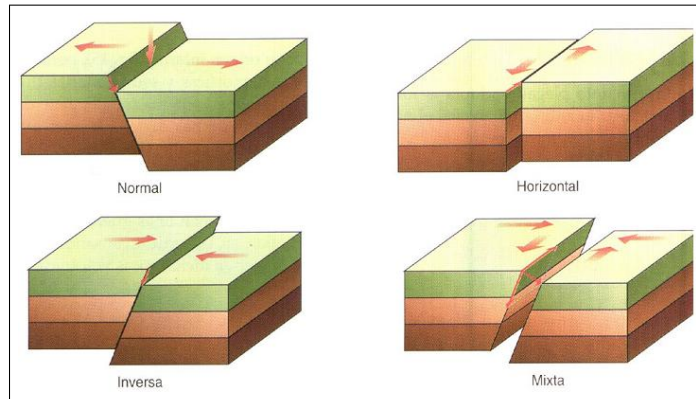


Figura 3.2: *Tipos de Fallas.*

- (1) Falla de desgarre o deslizamiento a lo largo del rumbo - los dos bloques de la falla se mueven horizontalmente, uno con respecto al otro; cuando $\lambda = 0^\circ$ el movimiento se llama lateral-izquierda; si $\lambda = 180^\circ$ el movimiento es lateral-derecho.
- (2) Falla normal - el bloque de techo se desliza hacia abajo con $\lambda = 270^\circ$.
- (3) Falla inversa - el bloque de techo se desliza hacia arriba con $\lambda = 90^\circ$.
- (4) Falla mixta - el bloque de techo puede deslizarse tanto hacia arriba o hacia abajo, como también horizontalmente (a lo largo del rumbo de la falla).

En base a la geometría de falla propuesta anteriormente, la formulación de las Ecuaciones de Okada estarán regidas por la siguiente geometría.

Se plantea un sistema coordinado cartesiano, además podemos destacar lo siguiente:

- El semi-espacio elástico y homogéneo está en la región $z \leq 0$.

3.2. DEFORMACIÓN SUPERFICIAL DEBIDO A UNA FALLA RECTANGULAR EN UN SEMI-ESPACIO H

- El eje x va paralelo al rumbo de la falla.
- S_1 , S_2 y S_3 definen las componentes de una dislocación arbitraria y corresponden a las componentes del deslizamiento a lo largo del manteo, del rumbo y la componente de tensión respectivamente.
- Cada vector representa el movimiento del bloque techo relativo al bloque piso.
- L y W corresponden al largo y ancho de la falla respectivamente, a una profundidad $z = -d$, y con un ángulo de manteo δ .

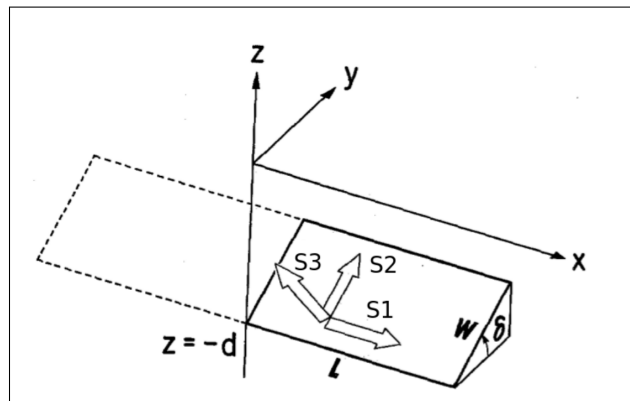


Figura 3.3: Geometría de falla.

3.2. Deformación superficial debido a una falla rectangular en un semi-espacio homogéneo, Okada 1985

Okada en 1985 propone sus ecuaciones para calcular las deformaciones en superficie debido a una dislocación a una cierta profundidad en un semi-espacio elástico y homogéneo.

La Fuente considerada, es una fuente rectangular y finita de ancho W y largo L . A partir de esta fuente se genera el sistema de referencia de Okada, en que las coordenadas quedan dadas de forma gráfica en la figura 3.3 (sección anterior). Vale la pena notar que este sistema de referencia tiene su origen en el vértice inferior proyectado en superficie de la falla considerada como modelo de fuente. Entonces, cualquier deslizamiento que tiene lugar en la falla puede ser descrito mediante las componentes de un vector \vec{S} .

$$\vec{S} = (S_1, S_2) \quad (3.2.1)$$

donde,

- S_1 deslizamiento en la direccion del rumbo.
- S_2 deslizamiento en la direccion del manto.

Bajo esto, los deslizamientos \vec{S} que ocurren en la falla, producen desplazamientos en superficie \vec{u} . Los cuales pueden ser descritos por las componentes (u_x, u_y, u_z) , y donde x, y, z son los ejes de las coordenadas de Okada (descrito anteriormente).

Bajo este marco, Okada planteo las siguientes ecuaciones analíticas para los desplazamientos superficiales.

- Para deslizamientos en la dirección del rumbo.

$$\begin{aligned}
 u_x &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R+\xi)} + \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_1 \text{sen}(\delta) \right] \\
 u_y &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \frac{q \cos(\delta)}{R+\eta} + I_2 \text{sen}(\delta) \right] \\
 u_z &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \frac{q \text{sen}(\delta)}{R+\eta} + I_4 \text{sen}(\delta) \right]
 \end{aligned} \tag{3.2.2}$$

- Para deslizamientos en la direccion del manto.

$$\begin{aligned}
 u_x &= -\frac{S_2}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \text{sen}(\delta) \cos(\delta) \right] \\
 u_y &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos(\delta) \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_1 \text{sen}(\delta) \cos(\delta) \right] \\
 u_z &= -\frac{S_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \cos(\delta) \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_5 \text{sen}(\delta) \cos(\delta) \right]
 \end{aligned} \tag{3.2.3}$$

Donde,

$$\begin{aligned}
 I_1 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \left[\frac{-1}{\cos(\delta)} \frac{\xi}{(R + \tilde{d})} \right] - \frac{\text{sen}(\delta)}{\cos(\delta)} I_5 \\
 I_2 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} [-\ln(R + \eta)] - I_3 \\
 I_3 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \left[\frac{1}{\cos(\delta)} \frac{\tilde{y}}{(R + \tilde{d})} - \ln(R + \eta) \right] - \frac{\text{sen}(\delta)}{\cos(\delta)} I_4 \\
 I_4 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \frac{-1}{\cos(\delta)} [\ln(R + \tilde{d}) - \text{sen}(\delta) \ln(R + \eta)] \\
 I_5 &= \frac{\mu}{(\lambda + \mu)} \frac{2}{\cos(\delta)} \tan^{-1} \left(\frac{\eta(X + q \cos(\delta)) + X(R + X) \text{sen}(\delta)}{\xi(R + X) \cos(\delta)} \right)
 \end{aligned} \tag{3.2.4}$$

3.2. DEFORMACIÓN SUPERFICIAL DEBIDO A UNA FALLA RECTANGULAR EN UN SEMI-ESPACIO H

y,

$$\begin{aligned}
 p &= y \cos(\delta) + d \sin(\delta) \\
 q &= y \sin(\delta) - d \cos(\delta) \\
 \tilde{y} &= \eta \cos(\delta) + q \sin(\delta) \\
 \tilde{d} &= \eta \sin(\delta) - q \cos(\delta) \\
 R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\
 X^2 &= \xi^2 + q^2
 \end{aligned} \tag{3.2.5}$$

Teniendo en cuenta que lo que buscamos aquí es el deslizamiento \vec{S} , y asumiendo un ángulo de deslizamiento conocido λ , entonces podríamos escribir \vec{S} de la siguiente forma,

$$\begin{aligned}
 S_1 &= S \cos(\lambda) \\
 S_2 &= S \sin(\lambda)
 \end{aligned} \tag{3.2.6}$$

Luego si reemplazamos la ecuación (3.2.6) en las ecuaciones (3.2.2) y (3.2.3), podremos escribir los desplazamientos superficiales en función del vector de deslizamiento ($S(S_1, S_2)$) y una matriz asociada a la caracterización de la falla, la cual, simplemente dependerá de la posición de las observaciones y los parámetros de falla, los cuales pueden ser obtenidos desde un catalogo sísmológico. Obtenemos entonces la ecuación de desplazamientos en superficie con la siguiente forma:

$$\begin{aligned}
 u(x, y, z) &= -A^{rumbo}(x, y, z, W, L, dip) S^{rumbo} - A^{manteo}(x, y, z, W, L, dip) S^{manteo} \\
 u(x, y, z) &= -A^{rumbo}(x, y, z, W, L, dip) S \cos(\lambda) - A^{manteo}(x, y, z, W, L, dip) S \sin(\lambda)
 \end{aligned}$$

Entonces,

$$u(x, y, z) = A(x, y, z, W, L, dip, rake) \cdot S(S_1, S_2) \tag{3.2.7}$$

La ecuación (3.2.7) representa el campo de deformaciones superficiales producido por una dislocación $S(S_1, S_2)$ con ángulo de deslizamiento λ , en una falla de largo L , ancho W y un ángulo de manteo δ a una profundidad $z = -d$ y cuyas observaciones se encuentran en las posiciones (x, y) . A esta ecuación se le aplicara el proceso de inversión para así obtener la distribución de deslizamientos de la falla para el periodo intersísmico.

Vale la pena señalar que las dimensiones de los elementos de la ecuación (3.2.7) son,

$$\mathbf{A}_{(M \times N)} \cdot \mathbf{S}_{(N \times 1)} = \mathbf{u}_{(M \times 1)}$$

Donde M es la cantidad de observaciones, N es la cantidad de parámetros a obtener, u es el vector de observaciones con dimensión $M \times 1$, la matriz A es la matriz que caracteriza la falla de dimensiones $M \times N$ y el vector de distribución de deslizamientos S de dimensiones $N \times 1$.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Teoría de Inversión

La Teoría de inversión es una herramienta matemática que nos permite analizar o interpretar de forma indirecta las mediciones científicas. Esta es una herramienta utilizada en un sin número de las distintas áreas de la ciencia. Por ejemplo en la sismología, para poder saber la estructura interna de la tierra o los parámetros de falla de un determinado evento sísmico, estos no pueden bajar a grandes profundidades de la tierra para ver directamente la estructura interna terrestre, ni tampoco pueden estar en la zona de ruptura de un evento, digamos a esa profundidad ni en el momento exacto para caracterizarlo, pero si se puede tener una idea indirecta de la estructura interna de la tierra o de el mecanismo focal que caracteriza un cierto evento a partir de las mediciones que puede captar un sismómetro de las vibraciones que produce la tierra. Lo mismo ocurre en el ámbito de la prospección o exploración, si quiero saber si tal o cual mineral se encuentra en una determinada zona, puedo ver de manera indirecta si efectivamente existe ese determinado mineral o material en cierta zona analizando e interpretando mediciones obtenidas por distintos métodos, ya sean gravimétricos, eléctricos, magnéticos, etc. En cualquiera de los ejemplos anteriores, existen tres aspectos importantes:

- Se necesitan mediciones o datos, los cuales no pueden ser obtenidos directamente de lo que se desea estudiar.
- Es posible que haya otro set de datos de mediciones anteriores.
- Verificar o buscar una relación matemática que vincule o que relaciones la base de datos que tengo con lo que deseo estudiar.

Sin embargo el mayor problema radica en que el mapeo general no sera perfecto debido al error que poseen las mediciones, debido a esto es necesario cuantificar el error de los datos, además de identificar el limite máximo de resolución que podemos utilizar para resolver nuestro problema, con el fin de comprender el comportamiento de la relación matemática con las observaciones.

4.2. Geometría de Fallas y Cambio de Coordenadas

Tenemos que los GPS están referenciados en coordenadas geográficas, pero nosotros necesitamos trabajar con Okada, el cual ocupa otro sistema de referencias por lo que nos vemos en la necesidad de hacer un cambio de coordenadas.

Como se mencionó en el Marco Teórico el origen de Okada, el cual es el sistema que utilizaremos, se encuentra en la proyección en superficie de una de las esquinas inferiores del plano de falla, que se denominara como (Lon0, Lat0).

Ahora lo que se hizo para cambiar las coordenadas de los GPS de geográficas al sistema de Okada es simplemente calcular la distancia de cada una de las estaciones al origen de Okada. Entonces se consideraron diferencias de latitud y de longitud y se realizó la siguiente rotación:

$$x = D_{la} * \cos(\textit{strike}) + D_{lon} * \textit{sen}(\textit{strike})$$

$$y = D_{la} * \textit{sen}(\textit{strike}) + D_{lon} * \cos(\textit{strike})$$

Que entregaran las proyecciones x , y de la distancia de cada una de las estaciones GPS en el sistema coordenado de Okada.

Pero nos encontramos con el siguiente inconveniente. Resulta que nosotros trabajaremos con 5 fallas, y el Origen de Okada es completamente independiente a cada una de estas, por lo que tendremos 5 orígenes de Okada para cada una de las 5 fallas, si bien en base a como planteamos el problema algunos orígenes de Okada se repetirán, pero para los que sean distintos, aplicaremos la teoría del observador relativo que podemos observar bien a continuación en la siguiente Figura:

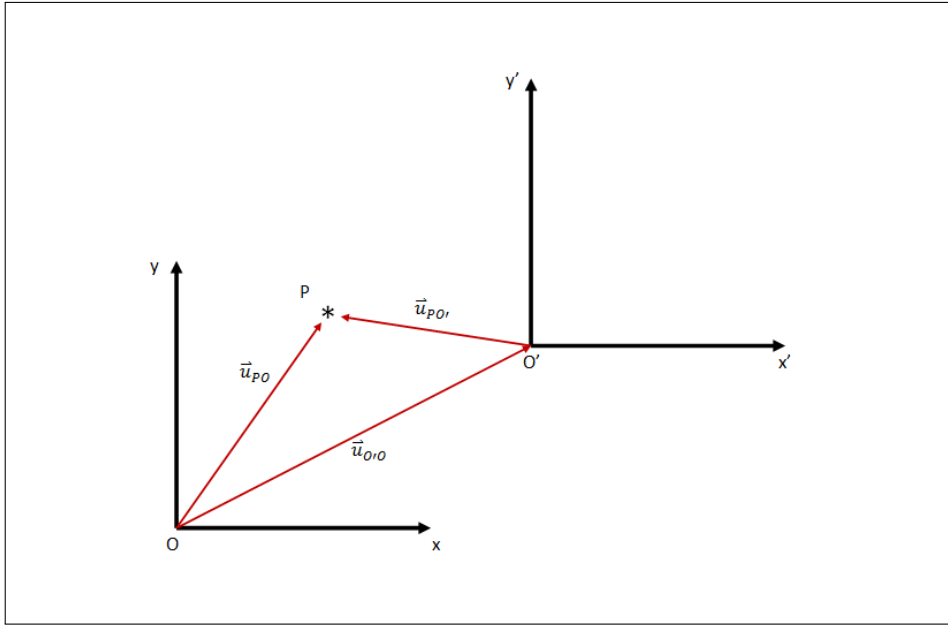


Figura 4.1: *Teoría de observador relativo.*

Entonces nosotros queremos saber como ve cada uno de los otros orígenes de Okada que definiremos como O' para cada caso, a cada una de las estaciones GPS. Entonces el cambio de observador o cambio de coordenadas de O (origen de Okada de la falla a invertir) a O' (origen de Okada de las demás fallas), vectorialmente queda de la siguiente manera:

$$\vec{u}_{PO} = \vec{u}_{O'O} + \vec{u}_{PO'}$$

$$\vec{u}_{PO'} = \vec{u}_{PO} - \vec{u}_{O'O}$$

Debemos notar que convenientemente los orígenes de Okada O' solo estarán desplazados en el eje y , por lo que la componente x de la distancia de las estaciones a los orígenes de Okada correspondientemente será la misma para todos, por lo que la ecuación anterior se reduce a un problema unidimensional en el eje y , quedando de la forma:

$$y_{PO'} = y_{PO} - y_{O'O}$$

▪ Cambio de origen de Okada para la Falla 2

Para ejemplificar de mejor manera el cambio de origen, se considerará una estación E_1 cuyas coordenadas en el origen de Okada O son x_{E_1O} , y_{E_1O} , como podemos apreciar en la Figura (por definir).

Como mencionamos anteriormente y como podemos observar en la Figura (4.2) el eje x se mantiene igual, pero el eje y quedaría de la siguiente manera:

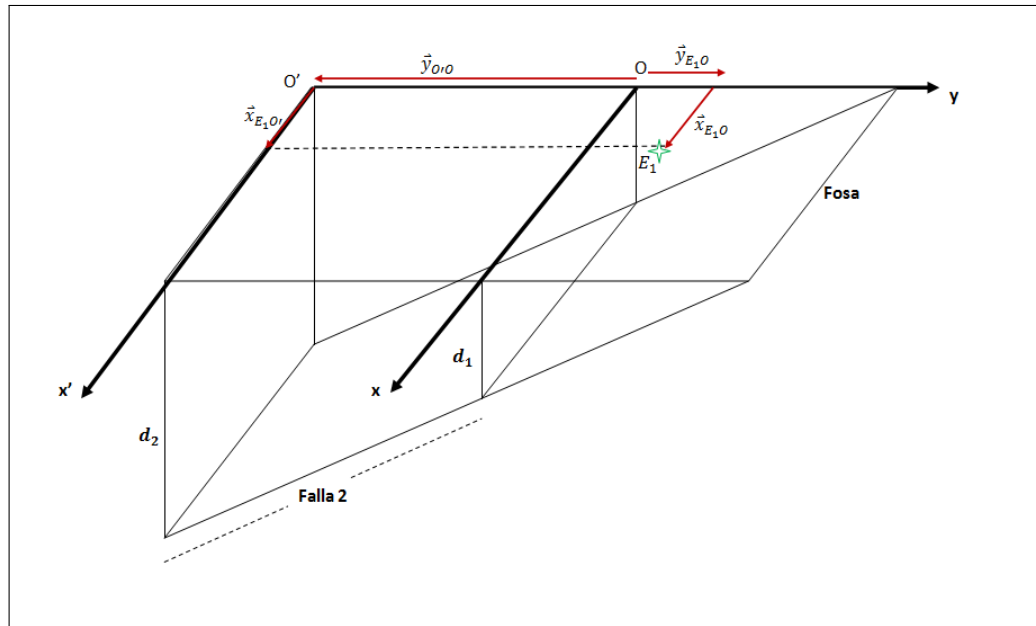


Figura 4.2: Ejemplificación del cambio de Origen para la falla 2.

$$y_{E_1O'} = y_{E_1O} - y_{O'O}$$

donde

$$y_{O'O} = -\frac{d_2 - d_1}{\tan(\delta)}$$

es negativo debido a que $y_{O'O}$ crece en sentido contrario al sentido creciente del eje y de O , por lo que finalmente el cambio de origen queda de la siguiente manera:

$$y_{E_1O'} = y_{E_1O} + \frac{d_2 - d_1}{\tan(\delta)}$$

▪ Cambio de origen de Okada para la Falla 3

El origen de Okada de la falla 3 sera el mismo que el de la falla 2, ya que su proyección en superficie de el vértice inferior del plano de falla coincide en ambos casos.

■ Cambio de origen de Okada para la Falla 4

A continuación se ejemplifica el cambio de coordenadas o cambio de origen para la falla 4 en la Figura (4.3):

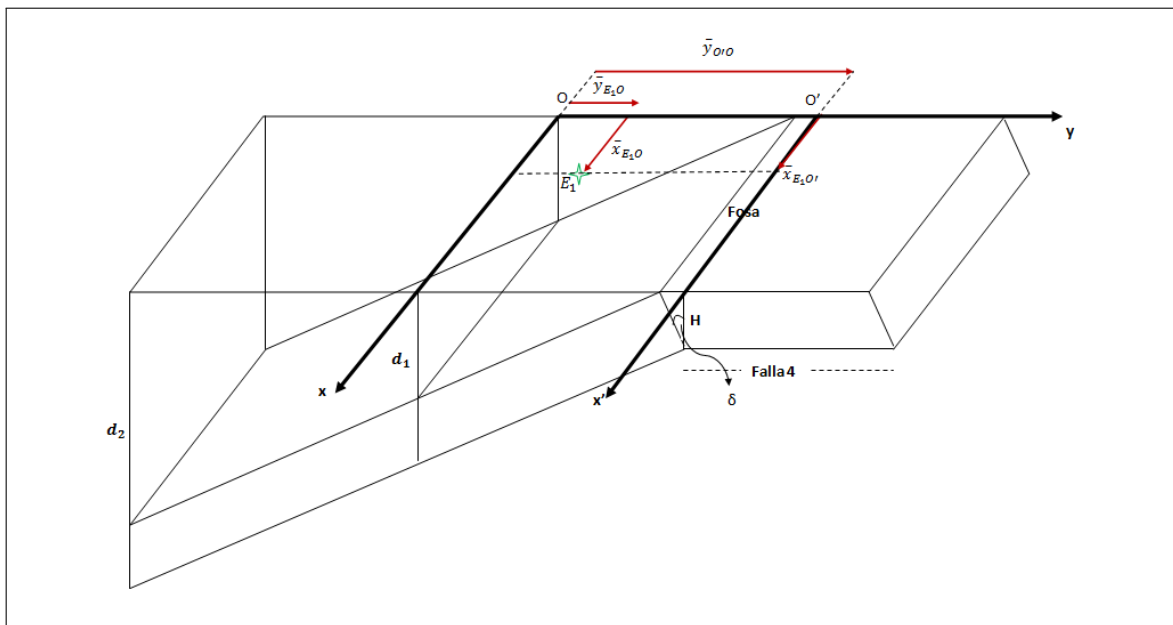


Figura 4.3: Ejemplificación del cambio de Origen para la falla 4.

Siguiendo la misma lógica del cambio de coordenadas para la falla 2, llegamos a la siguiente relación:

$$y_{E_1O'} = y_{E_1O} - y_{O'O}$$

donde $y_{O'O}$ corresponde a:

$$y_{O'O} = W * \cos(\delta) + H * \tan(\delta)$$

Donde W , es el largo del plano de falla, y H , es la ancho de la placa.

4.3. Planteamiento del Problema

Como pudimos ver en el marco teórico, utilizaremos las ecuaciones de Okada de la siguiente manera:

$$u_e, u_n = S * A_{Okada}(x, y, d, \delta, \phi, W, L, \vec{S}, \lambda)$$

Para el periodo intersísmico solo nos interesan las componentes Este y Norte de las deformaciones, ya que como es un periodo tan largo y las velocidades de deformaciones tan bajas, la deformación en el eje z es despreciable, además, por esta misma razón para este periodo analizamos los desplazamientos en el tiempo (velocidades), entonces la ecuación anterior queda de la forma,

$$v_e, v_n = \frac{du_e}{dt}, \frac{du_n}{dt} = \frac{dS * A_{Okada}(x, y, d, \delta, \phi, W, L, \vec{S}, \lambda)}{dt}$$

Considerando que todos los parámetros que tienen que ver con la geometría de la falla no varía en el tiempo, es decir F_{Okada} es independiente del tiempo, entonces:

$$v_e, v_n = \frac{dS}{dt} * A_{Okada}$$

Sabemos que F_{Okada} esta en el sistema coordenado de Okada, pero podemos proyectar esta función e las coordenadas geográficas con un simple cambio de coordenadas, así, como tendremos componentes norte y sur para esta función, desde ahora la denotaremos como A_{e_i}, A_{n_i} , donde i es la i -ésima estación que consideraremos para cada calculo.

$$v_e, v_n = \dot{S} * (A_e, A_n)$$

Como v_e, v_n vienen de las velocidades de deformación en superficie medidas por los GPS, y A_e, A_n son los parámetros de fallas que los daremos por conocidos, entonces la única incógnita en la ecuación anterior sera la tasa de deslizamiento \dot{S} , para lo cual realizaremos la inversión buscando la tasa de deslizamiento que minimice el error entre los datos observados y los obtenidos por el modelo,

tanto para la componente este como para la componente norte.

Para visualizar de mejor manera el sistema matricial a resolver, suponemos que tenemos información de 2 estaciones, entonces el sistema queda de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} v_{e1} \\ v_{n1} \\ v_{e2} \\ v_{n2} \end{pmatrix} = \dot{S} * \begin{pmatrix} Ae_1 \\ An_1 \\ Ae_2 \\ An_2 \end{pmatrix}$$

4.4. Regularización del Sistema

Cabe la pena recordar que el sistema de ecuaciones esta dado por la ecuación (3.2.7), la cual está dada por:

$$u(x, y, z) = A(x, y, z, W, L, dip, rake) \cdot S(S_1, S_2)$$

$$\mathbf{u} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{S}$$

Necesitaremos regularizar el sistema de ecuaciones anterior por dos motivos principalmente, el primero y más importante, se debe al error presente en los datos, y segundo es que debido a que tenemos mas incógnitas que ecuaciones ($N > M$), tendremos infinitas soluciones.

Existen dos tipos de errores asociados a los datos:

- **Errores Sistemáticos:** Este es un error que se produce en prácticamente todas si es que no en todas las observaciones de una cierta magnitud. Se produce debido a algún desperfecto a fallo en el instrumento de medición, o bien debido al mal manejo en el procesamiento de datos por parte del operador.

- **Errores Aleatorios:** A diferencia del error sistemático, este error es inevitable y se produce por eventos únicos imposibles de predecir o controlar durante el proceso de medición.

Eventualmente si los datos u observaciones (vector \mathbf{u}) con los que trabajamos no presentaran ninguno de estos dos errores mencionados anteriormente y además $N \leq M$ (tendríamos igual o menor número de ecuaciones que de incógnitas.), realmente esta regularización no sería necesaria ya que el modelo (vector \mathbf{S}) sería consistente con los datos, del un punto de vista matemático. Pero lo anteriormente dicho es imposible, ya que los datos siempre poseen errores sistemáticos y/o aleatorios.

La solución para esto es regularizar el sistema, lo que implica poner una serie de condiciones que no solo nos permitan resolver el sistema desde un punto de vista matemático, sino que nos permita también resolver el problema desde un punto de vista físico, ya que otorga una manera de poder cuantificar el error presente en las observaciones, y un método factible para poder disminuir ese error y poder realizar un balance entre las funciones que regulan el problema inverso y la bondad de ajuste en el error en las observaciones.

Sabemos que el deslizamiento o el acoplamiento (su inversa) no es uniforme a lo largo de una cierta zona de la falla o en toda la falla misma, esto se debe principalmente a irregularidades en la interfase entre una placa y otra que se presentan debido a ciertas porosidades, acumulaciones de fluidos o sedimentos presentes en los primeros 10 [km] y las diferentes zonas de mayor estrés entre las placas. Por este motivo es conveniente dividir el plano de falla (de largo L y ancho W) en pequeñas subfallas, para así ver con mayor “resolución” el comportamiento de cada parte o subsección de la falla, la cual se denominara como grilla y estará compuesta de $n_x \times n_y$ subfallas o $n_x \times n_y$ parámetros (deslizamientos) a conocer. Entonces cada subfalla tendrá dimensiones de $\frac{L}{n_x} = l$ de largo y $\frac{W}{n_y} = w$ de ancho. Las subfallas se irán situando en cada espacio de la grilla, comenzando de una profundidad d y posición $x = y = 0$ respecto al origen de Okada (sección 2 de este capítulo) a lo largo del eje y (W). Para una mejor visualización del ordenamiento de cada una de las subfallas en la grilla, se da el siguiente ejemplo de una falla subdividida en una grilla de 3×3 subfallas, es decir tendremos 9

subfallas en total (4.4),

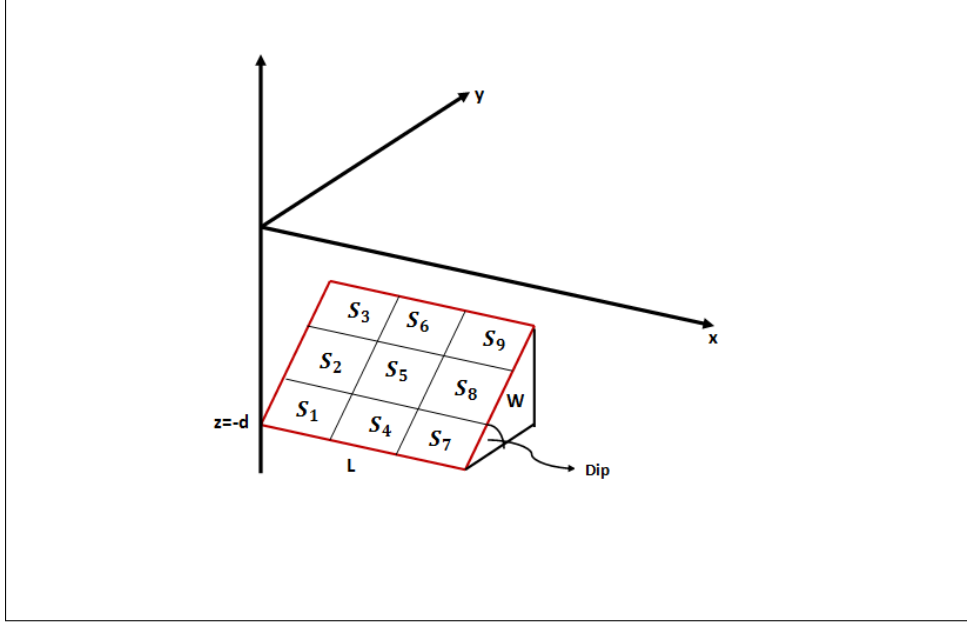


Figura 4.4: Distribución de subfallas para grilla de 3x3 en la falla .

Para regularizar el sistema de ecuaciones presente en la ecuación (3.2.7), este se parametrizará de la siguiente manera:

- Condición de borde que impone que tanto en la fosa como en el extremo inferior de la grilla la velocidad de las subfallas que estén en ambos extremos sea la velocidad de la placa.
- Minimizar la cantidad de deslizamiento.
- Suavizar el deslizamiento.

Entonces el sistema regularizado a invertir estará dado por el sistema de ecuaciones propuesto en (3.2.7) mas las funciones que lo regularizan, de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} A_{M \times N} \\ \lambda_1 I_{N \times N} \\ \lambda_2 F_{N \times N} \\ \lambda_3 G_{N \times N} \end{bmatrix} \cdot S_{N \times 1} = \begin{bmatrix} u_{M \times 1} \\ 0_{N \times 1} \\ 0_{N \times 1} \\ \lambda_3 g_{N \times 1} \end{bmatrix} \quad (4.4.1)$$

Donde,

- \mathbf{u} es el vector de observaciones de dimensiones $M \times 1$, donde M es el numero de observaciones.
- $\mathbf{0}$ es un vector de ceros de dimensiones $N \times 1$, con N parámetros (deslizamientos) a invertir.
- \mathbf{A} matriz sintética con la caracterización de la falla, de dimensiones $M \times N$.
- \mathbf{I} matriz identidad de dimensiones $N \times N$.
- λ_1 constante que regula la minimización del deslizamiento que aporta cada subfalla.
- \mathbf{F} matriz operador laplaciano de diferencias finitas en $2 - D$ aplicado a cada subfalla, de dimensiones $N \times N$
- λ_2 constante que restringe la condición de suavidad.
- \mathbf{G} matriz asociada a la condición de borde, es decir que tanto en el limite superior como inferior de la falla el deslizamiento debe ser igual a la velocidad de la placa, con dimensiones $N \times N$.
- λ_3 constante que restringe la condición de borde.
- \mathbf{g} vector de dimensiones $N \times 1$, y esta asociado a la condición de borde.

Dos de estas regularizaciones ya habían sido probadas en el trabajo hecho por Peña, C. (2014), aplicadas a determinar el deslizamiento de la zona de fractura para el terremoto del Maule (2010), y las 3 regularizaciones fueron probadas en el trabajo hecho por Novoa, C. (2015), aplicadas en determinar el acoplamiento intersísmico en gran parte de la zona de nuestro País.

4.4.1. Minimización de la taza de deslizamiento

Si queremos restringir el deslizamiento máximo en cada una de las subfallas, nos referimos a que no queremos que dentro de nuestra solución se presenten deslizamientos elevados localmente en ciertos sectores de la grilla, entonces lo que hacemos aquí es forzarlo para que no ocurra lo anterior, o simplemente forzarlo para se ajuste a los datos.

Entonces la restricción al deslizamiento máximo, o minimizar el deslizamiento puede ser fácilmente incorporado al sistema de ecuaciones presentado en (3.2.7) mediante una matriz identidad I y un escalar λ_1 el cual regula la cantidad de minimización que requiere el proceso de inversión para que así el resultado se ajuste mejor a los datos. Entonces, la minimización del deslizamiento tendrá la siguiente forma,

$$\lambda_1 \begin{bmatrix} 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & 1 \end{bmatrix}_{N \times N} \cdot \begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_N \end{bmatrix}_{N \times 1} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}_{N \times 1}$$

Por ejemplo, si tomamos la primera fila del sistema anterior la cual esta dada por $\lambda_1 S_1 = 0$, esto quiere decir que buscamos que el deslizamiento individual en la subfalla S_1 sea cero, esto es igual para todas. Sin embargo, también queremos que se cumplan las demás condiciones.

Entonces aquí a parte de buscar minimizar el error entre las velocidades de deformación observadas con las velocidades de deformación que obtendremos mediante la inversión, también queremos que esas soluciones satisfagan la condición de minimización de deslizamiento, por tanto el residual debe ser mínimo,

$$residual = \|A \cdot S - u\| + \lambda_1 \|S\| \quad (4.4.2)$$

Este residual es utilizado para la elección de la constante λ_1 . Para ejemplificar de mejor forma este elección, a continuación se muestra la Figura (4.5), en donde se graficó el residual versus una serie de valores entre 0 y 100 para los λ_1 los cuales son presentados en escala logarítmica. El criterio de elección para esta y las demás constantes se conoce como el criterio de la “ L ”, que es simplemente elegir el valor de λ_1 con el cual empieza a aumentar el error entre los datos observados y lo obtenido mediante la inversión.

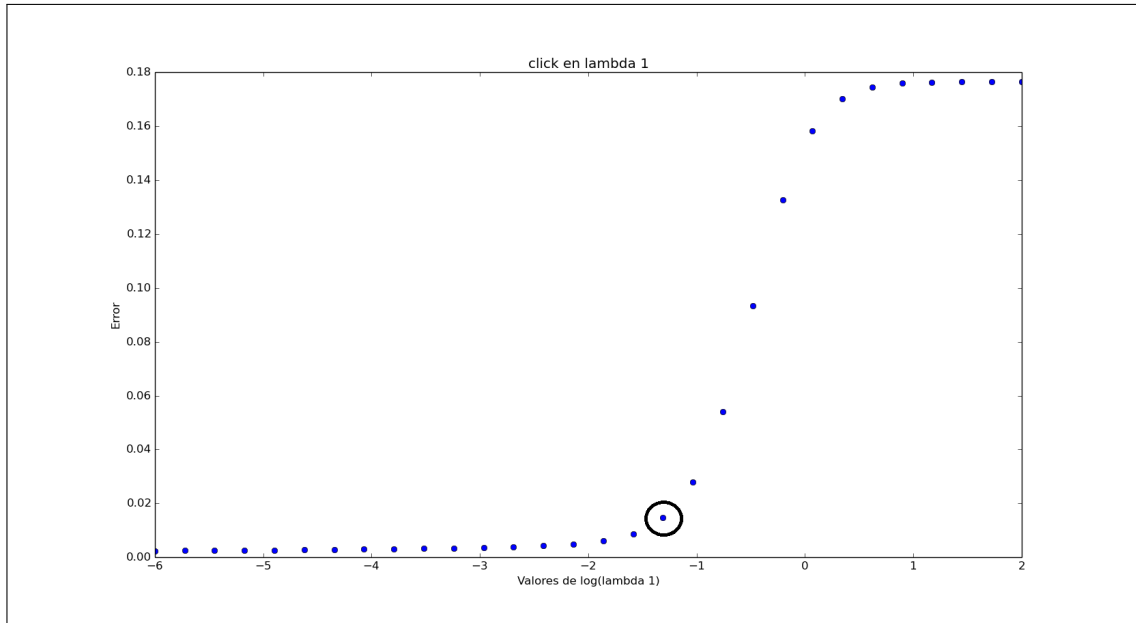


Figura 4.5: *Parámetro λ_1 escogido.*

4.4.2. Suavización de la tasa de deslizamiento

Incluir esta condición de suavidad en la regularización del sistema de ecuaciones implica obligar a general subfallas con deslizamientos “similares” o que los deslizamientos en la grilla sean mas “suaves”, dicho de otro modo, obligamos a que no hayan saltos abruptos en deslizamiento entre fallas vecinas. Esto puede ser implementado minimizando el laplaciano de la tasa de deslizamiento, [Harris y Segall, 1987]:

$$\nabla^2 S$$

Como se menciona anteriormente, se utilizo el método de diferencias finitas haciendo una excepción entre los deslizamientos en las subfallas centrales, y los deslizamientos que ocurren en la subfallas ubicadas en los bordes.

Para las subfallas centrales tenemos,

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \frac{1}{h_x^2} (S(i + 1, j) + S(i - 1, j) - 2S(i, j))$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \frac{1}{h_y^2} (S(i, j+1) + S(i, j-1) - 2S(i, j))$$

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

Donde h_x es el tamaño de la subfalla elegida en el eje x , y h_y es el tamaño de la subfalla elegida en el eje y . Además aclarar que $S(i, j)$ es la subfalla i -ésima en el eje x y la j -ésima en el eje y .

Para los bordes:

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \frac{1}{h_x^2} (S(i, j) - 2S(i+1, j) + S(i+2, j))$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \frac{1}{h_y^2} (S(i, j) - 2S(i, j+1) + S(i, j+2))$$

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

Para esta minimización, buscamos que el siguiente residual sea mínimo:

$$residual = \|A \cdot S - u\| + \lambda_2 \|\nabla^2 S\| \quad (4.4.3)$$

El criterio de elección de la constante λ_2 es el mismo que en λ_1 .

4.4.3. Condición de borde

En base a nuestro modelo y la geometría del problema, nosotros queremos que el deslizamiento en las subfallas que están en la fosa y en el extremo inferior de nuestra malla sea en una tasa igual

a la velocidad de la placa, el porque de esto es muy simple, ya que la placa viene subduciendo a la velocidad de la placa (teóricamente), nosotros queremos que en la fosa esta sea la velocidad en las subfallas, y en profundidad (aprox. 150[*km*]) asumimos que ya no hay roce entre las placas continentales y oceánicas, por lo que imponemos que a esa profundidad la placa empiece nuevamente a bajar con velocidad constante igual a la velocidad de la placa. Lo anterior puede ser expresado de la siguiente forma:

$$\lambda_3(g - G S)$$

Para entender mejor esto, volvamos a nuestra Figura (4.4) que es una malla de 3×3 subfallas. Podemos apreciar que las subfallas S_1, S_3, S_4, S_6, S_7 y S_9 , bajo esa representación muy simplificada, deberían tener tasas de deslizamientos iguales a la velocidad de la placa, entonces el sistema matricial para este ejemplo tendría la siguiente forma:

$$\lambda_3 \left(\begin{array}{c} \left[\begin{array}{c} V_p \\ 0 \\ V_p \\ V_p \\ 0 \\ V_p \\ V_p \\ 0 \\ V_p \end{array} \right]_{9 \times 1} - \left[\begin{array}{cccccccccc} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{array} \right]_{9 \times 9} \cdot \left[\begin{array}{c} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ S_4 \\ S_5 \\ S_6 \\ S_7 \\ S_8 \\ S_9 \end{array} \right]_{9 \times 1} \end{array} \right)$$

La ejemplificación anterior fue para el caso de una mala de 3×3 subfallas. Aplicando esto mismo pero para una falla de $n_x \times n_y$ subfallas, debido al orden en que están nuestras subfallas, nos vemos en la obligación de definir un vector de dimensiones n_y para comprender mejor la estructura de la matriz G para este caso. El vector tiene la siguiente forma,

$$d = \left[\begin{array}{ccc} 1 & 0_{n_y-2} & 1 \end{array} \right]$$

donde 0_{n_y-2} es un vector de largo n_y-2 , el porque es esto es muy simple, ya que queremos un vector d de dimensiones n_y eh imponemos que en los bordes la tasa de deslizamiento en esas subfallas sea igual a la velocidad de placa, tenemos ambos unos en los extremos del vector d , ahí ya tenemos dos valores del vector, por lo que nos faltarían los demás valores iguales a cero en el centro del vector, correspondientes a 0_{n_y-2} .

luego, tenemos que la matriz G es de dimensiones $N \times N$, donde $N = n_x \times n_y$, esta matriz G corresponde en realidad a una matriz de ceros de dimensiones $N \times N$, pero con la diagonal reemplazada por un vector de n_x -veces el vector d anteriormente definido. Este ordenamiento de la matriz G nos permitirá imponer la condicione de borde en cada una de las subfallas ubicadas justamente en los extremos de la fosa y el extremo inferior que es donde queremos exigir que la tasa de deslizamiento sea igual a la velocidad de la placa. Entonces el sistema anterior para una malla de 3×3 subfallas, generalizado para un caso de N subfallas o de $n_x \times n_y$ subfallas, queda de la siguiente forma:

$$\lambda_3 \left(\begin{array}{c} \left[\begin{array}{c} d_1 \\ d_2 \\ d_3 \\ \vdots \\ d_{n_x-2} \\ d_{n_x-1} \\ d_{n_x} \end{array} \right]_{N \times 1} - \left[\begin{array}{cccccccc} d_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & d_2 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & d_3 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & d_{n_x-2} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & d_{n_x-1} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & d_{n_x} \end{array} \right]_{N \times N} \cdot \left[\begin{array}{c} S_1 \dots S_{i=n_y} \\ S_{i=n_y+1} \dots S_{i=2 \times n_y} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ S_{i=(n_x-1) \times n_y+1} \dots S_{i=(n_x-2) \times n_y} \\ S_{i=(n_x-1) \times n_y+1} \dots S_{i=n_x \times n_y} \end{array} \right]_{N \times 1} \end{array} \right)$$

con $i \in [1, N]$, además debo recalcar que $S_1 \dots S_{i=n_y}$ tiene las mismas dimensiones que el vector d , solo que por un tema de espacio en la matriz y en la ecuación se escribió de manera horizontal, y como menciones anteriormente, la matriz G es llenada en su diagonal por los vectores d , n_x veces. Para esta condición buscamos minimizar el siguiente residual:

$$residual = \|A \cdot S - u\| + \lambda_3 \|g - G S\| \quad (4.4.4)$$

El criterio de elección de la constante λ_3 es el mismo que en λ_1 y λ_2 .

Así entonces, tenemos el sistema completo a resolver dado en la ecuación (4.4.1), cuyo residual total el cual estamos buscando esta dado por las ecuaciones (4.4.2),(4.4.3) y (4.4.4), y toma la siguiente forma:

$$residual = \|A \cdot S - u\| + \lambda_1 \|S\| + \lambda_2 \|\nabla^2 S\| + \lambda_3 \|g - G S\| \quad (4.4.5)$$

4.4.4. Aplicación para inversión de 2 interfases

En un principio mencionamos que estamos ocupando el Modelo de Placa o Slab Model, para así poder determinar el acoplamiento intersísmico para la zona de Japón. Anteriormente vimos el sistema matricial completo a resolver para el caso de una interfase, que en ese caso seria la interfase entre ambas placas, es decir la placa de Norte-América y la Placa Pacifico. Pero con este trabajo quisimos ir aun mas allá, ya que quisimos invertir ambas interfases, me refiero a la interfase entre ambas placas y la interfase inferior del Slab que correspondería a la interfase Placa-Manto, esta segunda interfase la situamos exactamente bajo la primero(en la siguiente sección me tomare mas tiempo explicando con mayor detalle toda la geometría del problema completo).

Entonces, ¿como afecta esto al sistema matricial presentado en (4.4.1)?. Muy simple, el sistema matricial presentado en (4.4.1) consta de 3 constantes las cuales regulan el error y peso de cada una de las condiciones anteriormente explicadas, pero solo para la inversión de una interfase, entonces para 2 interfases tendremos 6 constantes o 6 lambdas que regularan el error y el peso de cada condición, 3 para cada interfase a invertir. También se agregará una matriz extra la cual denominaremos como B la cual, al igual que A caracteriza la segunda falla, la cual obviamente esta situada en la interfase inferior del Slab, justo por debajo de la primera. Entonces el sistema completo a resolver, el cual incluye la inversión de dos tasas de deslizamiento, una para cada interfase, queda de la siguiente manera:

$$\left(\begin{array}{c} \left[\begin{array}{cc} A & B \end{array} \right]_{M \times 2N} \\ \left[\begin{array}{cc} \lambda_1 I & 0 \\ 0 & \lambda_4 I \end{array} \right]_{2N \times 2N} \\ \left[\begin{array}{cc} \lambda_2 F & 0 \\ 0 & \lambda_5 F \end{array} \right]_{2N \times 2N} \\ \left[\begin{array}{cc} \lambda_3 G & 0 \\ 0 & \lambda_6 G \end{array} \right]_{2N \times 2N} \end{array} \right) \cdot \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix}_{2N \times 1} = \begin{pmatrix} u_{M \times 1} \\ 0_{2N \times 1} \\ 0_{2N \times 1} \\ \left[\begin{array}{c} \lambda_3 g \\ \lambda_6 g \end{array} \right]_{2N \times 1} \end{pmatrix} \quad (4.4.6)$$

donde A y B tienen dimensiones $M \times N$, además I, F, G y g tienen las mismas dimensiones anteriormente mencionadas en (4.4.1). Y por ultimo x, y corresponden a las tasas de deslizamientos de tanto la malla de la interfase superior la cual corresponde en este caso a x , como a la interfase inferior la cual corresponde a y , ambas de dimensiones $N \times 1$, ya que tenemos N subfallas por cada malla.

4.5. Test de Resolución

Toda inversión debe tener un cierto método por medio de el cual validemos de alguna forma que los resultados obtenidos sean realmente coherentes, dicho de otro modo, tenemos que asegurarnos que las tasas de deslizamientos que obtendremos mediante la inversión sean los mas cercanas a las que realmente hay. Este método es conocido como test de resolución, y consiste en que nosotros generamos datos sintéticos, en este caso generamos una distribución de tasas de deslizamiento conocidas, ya que nosotros la generamos, y a partir de allí aplicamos las ecuaciones de Okada en un problema directo, obteniendo así datos teóricos de deformaciones superficiales, los cuales son ocupados aplicándole el modelo de inversión propuesto y vemos si es que podemos recuperar las tasas de deslizamiento sintéticas que generamos con anterioridad, si podemos obtener los mismo que generamos, entonces se puede aplicar el modelo para este tipo de problemas ya que eventualmente obtendremos lo que realmente pasa en las dos capas a invertir o lo mas cercano a lo que realmente pasa.

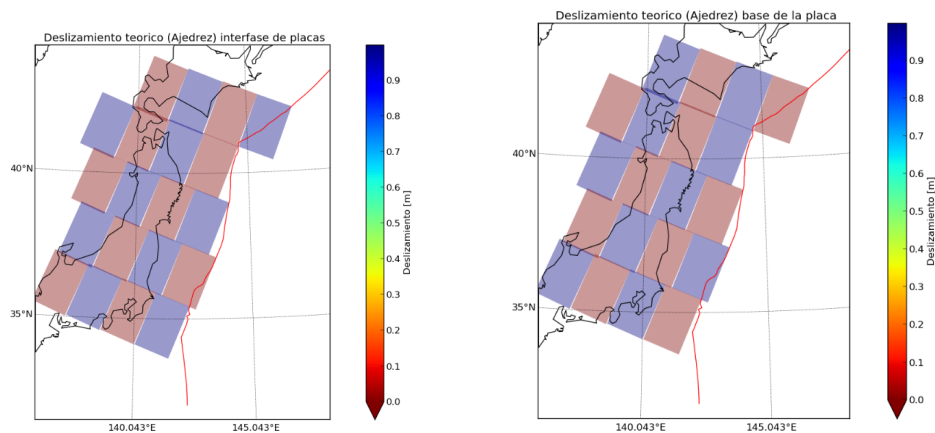
4.5.1. Generación de Datos Sintéticos

Como el sistema esta actualmente regularizado, ahora llevaremos a cabo el proceso de inversión para el acoplamiento intersísmico mediante los datos GPS. Además me tomare un poco mas de tiempo explicando los mecanismos de obtención para los parámetros $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$, que regulan el deslizamiento máximo, suavidad y condición de borde respectivamente y sus homólogos para la interfase inferior a invertir, y junto con ello los principales problemas asociados al modelo de inversión que restringen la solución y provocan diversos errores.

Para cumplir con este objetivo, se generaran justamente deslizamientos sintéticos los cuales ocasionaran desplazamientos sintéticos en superficie. A este deslizamiento sintético se le agregara una pequeña cantidad de error aleatorio para simular para simular lo que ocurre en la realidad con las mediciones y sus incertezas. Junto con ello, se trabajara con una grilla conocida como “Tablero de Ajedrez”, que tendra $n \times m$ dimensiones, en donde cada subfalla de esta grilla tendrá un valor de deslizamiento que generara un cierto valor de desplazamiento.

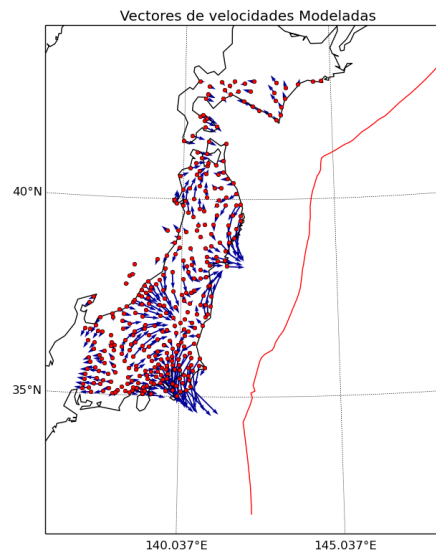
Para emular de la mejor manera el modelo que estamos aplicando, se utilizaran 2 “Tableros de Ajedrez”, uno para cada interfase a invertir, los cuales serán complementarios uno del otro. Ambos tendrán las mismas características, las cuales se pondrán a continuación:

| Largo L [km] | Ancho W [km] | Prof. d [km] | rake λ | dip δ | n | m |
|----------------|----------------|----------------|----------------|--------------|---|---|
| 1329 | 24 | 150 | 88 | 15 | 5 | 4 |



(a) Teórico Interfase de Placas

(b) Teórico Base de la Placa



(c) Vectores Observados sin ruido

Figura 4.6: *Deslizamientos sintéticos sin ruido (a) y (b) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (c) y (d) tenemos los desplazamientos superficiales que producen esos deslizamientos.*

El deslizamiento produce un campo de desplazamientos en superficie los cuales simularan de cierta manera los datos GPS con los cuales se hará la inversión. Pero como todo dato de GPS tiene ruido asociado (ver secciones 4.1 y 4.4), se le asignó a estos desplazamientos un cierto ruido aleatorio del 1% de los datos sintéticos, para simular de mejor manera la realidad de las observaciones y también poder estudiar de mejor manera el comportamiento de las funciones y constantes que

regularizan el sistema de ecuaciones. Como se quiere invertir los deslizamientos en las 2 interfaces del slab, tanto interfase entre placas como la interfase slab–manto, se generaron 2 deslizamientos sintéticos, una para cada interfase. Ambos deslizamientos son complementarios, es decir, en los parches donde uno desliza, el otro no lo hace y viceversa.

4.5.2. Problema Inverso

Luego, las entradas para la inversión serán las velocidades sintéticas observadas generadas en el problema directo y la salida deberán ser los deslizamientos en ambas interfaces del Slab, las cuales deberán ser parecidas o similares a las que están presentes en la Figura 4.6.

Los resultados del test de resolución están en las Figuras 4.7 - 4.10 respectivamente.

Pero se hicieron 2 test de resolución, ya que se utilizaron 2 tipos de grillado para el ordenamiento de subfallas, el cual sera detallado en la sección siguiente, pero lo importante mencionar, es que una grilla es con una cierta discontinuidad en el eje y (perpendicular a la fosa) y la otra no, es continua en su totalidad. Como mencione, en la sección siguiente se detallara de mejor manera en que consiste cada una y el problema de cada una igualmente, pero lo importante a mostrar en este test es que en ambos casos se obtiene un buen residual y por lo tanto se esta aplicando correctamente la inversión en cada caso, ahora cual es mejor, eso se discutirá mas adelante.

Se analizaran básicamente un error, el cual viene a ser el residual de la inversión debido a la elección de los lambdas, que tiene la siguiente ecuación:

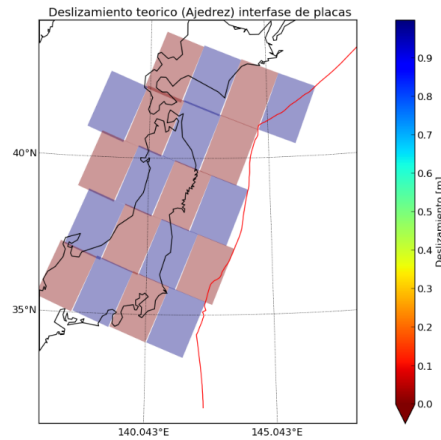
$$residual = \| V_{obs} - A \cdot S \|$$

El cual para este test de resolución para una malla con desfase arrojó el siguiente valor.

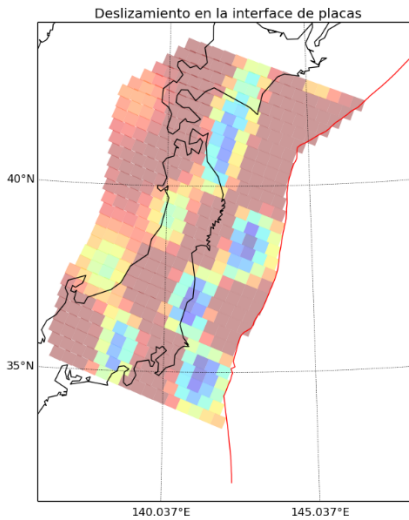
$$residual = 7,314 \times 10^{-06}$$

y para una malla continua, arrojó el siguiente valor.

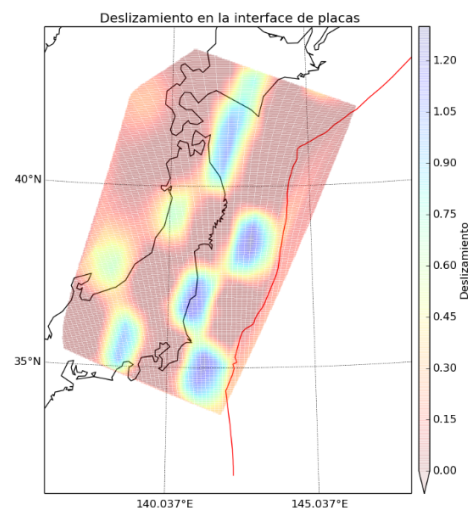
$$residual = 6,588 \times 10^{-06}$$



(a) Teórico Interfase de Placas



(b) Modelo Interfase de Placas

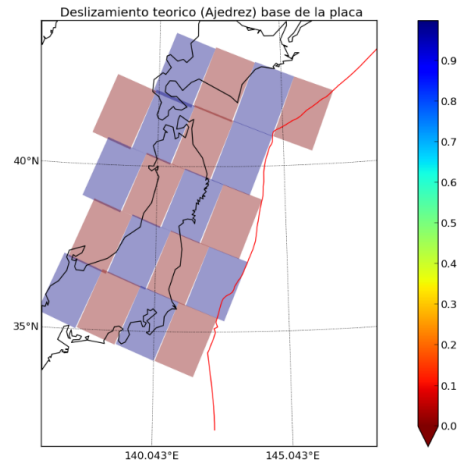


(c) Modelo Interpolado Interfase de Placas

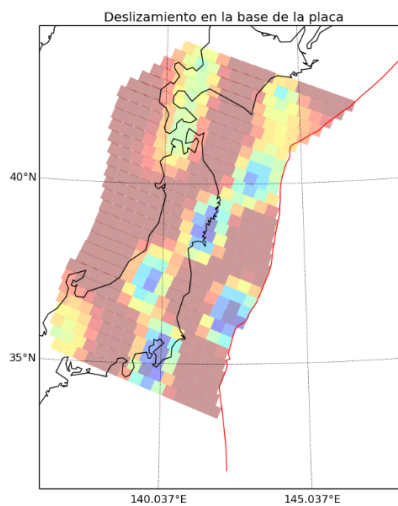
Figura 4.7: Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla con desfase para la interfase entre placas, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.

Entonces el test de resolución como dijimos anteriormente, tiene el fin de ver que tan acertada es la inversión para la zona en la que lo estamos aplicando. En nuestro caso, se realizó el test de resolución para la zona de Japón que es nuestra zona de estudios, el cual arrojó valores del residual del orden

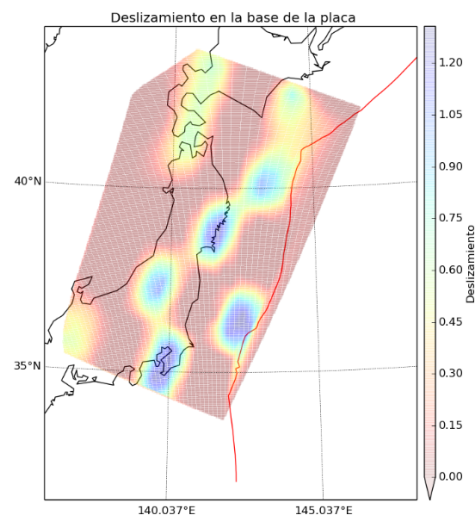
de 10^{-6} , lo que indica valores de menos del 1 % de error para la unidad de medida de nuestros datos que son los milímetros por año [$\frac{mm}{year}$], en lo que respecta a la tasa de deslizamiento, lo que nos indica que se esta aplicando bien la inversión. Para esta ocasión se prefirió trabajar los resultados con lo que es el deslizamiento en vez del acoplamiento, por el simple hecho de que en el test de resolución se pueden apreciar de mejor manera los resultados de este con los resultados de deslizamiento en vez de acoplamiento.



(a) Teórico Base de Placa



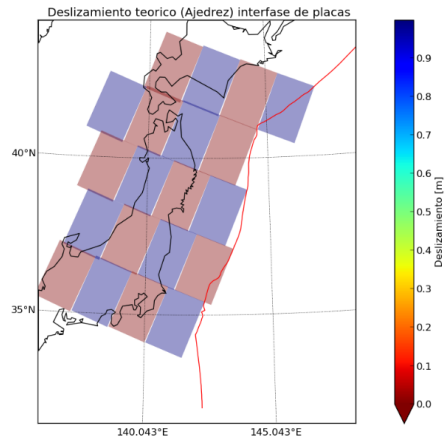
(b) Modelo Base de Placa



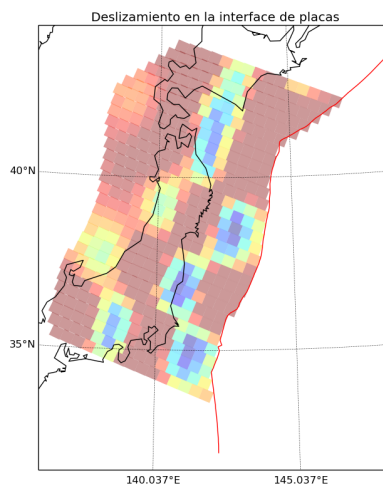
(c) Modelo Interpolado Base de Placa

Figura 4.8: Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla con desfase para la Base de la placa, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.

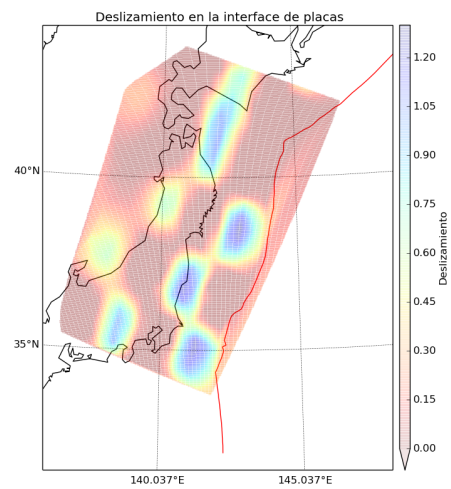
Podemos apreciar que ambos modelos ajustan bastante bien. Pero antes que nada debemos tener en cuenta que en el test de resolución se dejó de lado lo que es el λ 3 y 6 los cuales imponían la condición de borde, porque realmente no lo necesitábamos para los deslizamientos sintéticos, ya



(a) Teórico Base de Placa



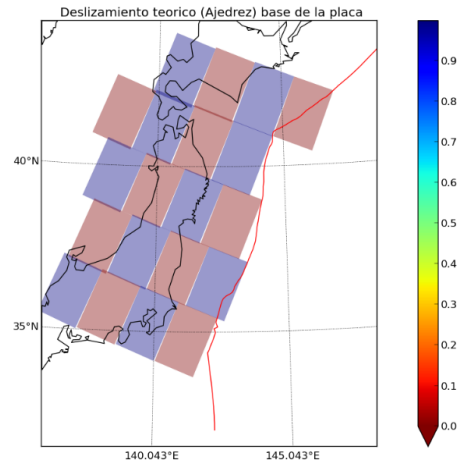
(b) Modelo Base de Placa



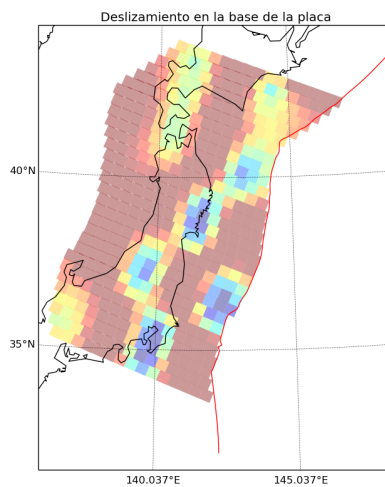
(c) Modelo Interpolado Base de Placa

Figura 4.9: Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla continua para la Interfase entre placas, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.

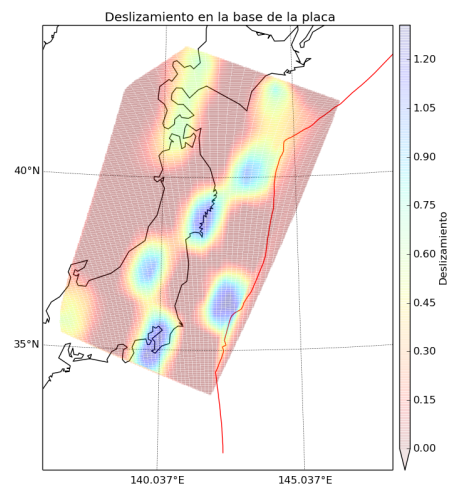
que teníamos parches que no deslizan y que si lo hacían en la fosa y en el borde mas profundo de la grilla. Además vemos que nuestros resultados son mas suaves que los datos sintéticos generados, en cuanto a los parches de deslizamiento, esto se debe principalmente a que no se despreció los lambdas 2 y 5 los cuales como dijimos anteriormente imponen la condición de suavidad a la distribución de



(a) Teórico Base de Placa



(b) Modelo Base de Placa



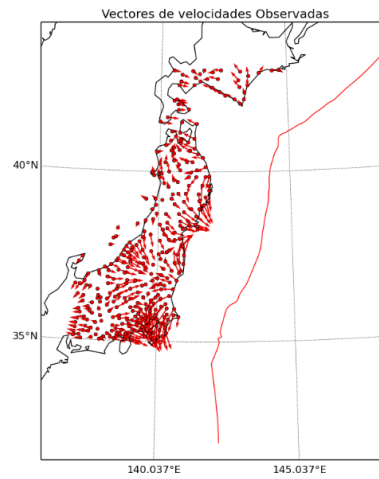
(c) Modelo Interpolado Base de Placa

Figura 4.10: Gráficos en los cuales vemos la prueba del test de resolución con una grilla continua para la Base de la placa, en (a) tenemos el deslizamiento sintético generado, y en (b) y (c) tenemos lo obtenido por el modelo. Deslizamiento normalizado, lo que implica en para valores de 1 desliza y 0 no desliza.

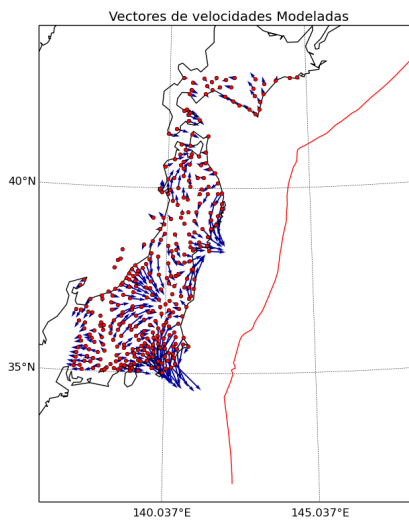
subfallas en la grilla.

Lo importante de destacar aquí, es que la buena cantidad de observaciones, nos permite recuperar de buena manera los deslizamientos sintéticos generados para ambas interfases y con ambos tipos

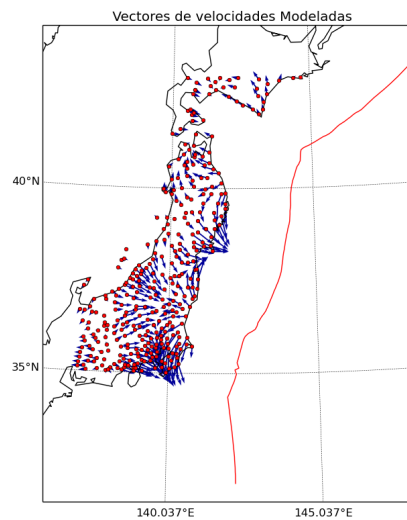
de grilla por igual. Solo podemos notar que se pierde un poco de resolución para los sectores mas profundos de la grilla, es decir para la zona mas alejada de la fosa, y también para nuestro borde superior cercano a la fosa se pierde un poco de resolución, por lo que los resultados finales en estas zonas mencionadas anteriormente no serán consideradas en gran manera como posiblemente ciertas.



(a) Vectores Observados sintéticos



(b) Vectores Modelados con grilla con desfase



(c) Vectores Modelados con grilla continua

Figura 4.11: Gráficos en los cuales vemos la comparación entre vectores observados generados sintéticamente y los resultados de la modelación mediante las dos distribuciones de las subfallas en la grilla.

4.6. Esquemas de modelación

Para comprender mejor lo que está ocurriendo en una zona de subducción en la realidad, o al menos lo que la mayoría de la comunidad científica está de acuerdo, nos es necesario esquematizar

el evento en el cual se trabaja en la inversión, el cual es el periodo intersísmico. Si bien no se trabaja con el periodo cosísmico, este igual será abordado en esta sección, debido a que se vio la necesidad de hacer una comparativa entre estos dos periodos en lo que es el capítulo de resultados. Además se expondrá otra esquematización de la distribución de subfallas en lo que fue la grilla de trabajo. Podemos esquematizar lo que ocurre en una zona de subducción de la siguiente manera.

4.6.1. Ciclo Sísmico

El ciclo sísmico es el proceso mediante el cual los límites entre placas acumulan y liberan energía de manera relativamente cíclica. La acumulación de energía y con ello la deformación elástica es un proceso bastante largo y complejo, y es conocido como periodo intersísmico. Esta energía acumulada por años es liberada en los periodos cosísmico y postsísmico. En la imagen de a continuación podemos visualizar de mejor manera este proceso que es el ciclo sísmico:

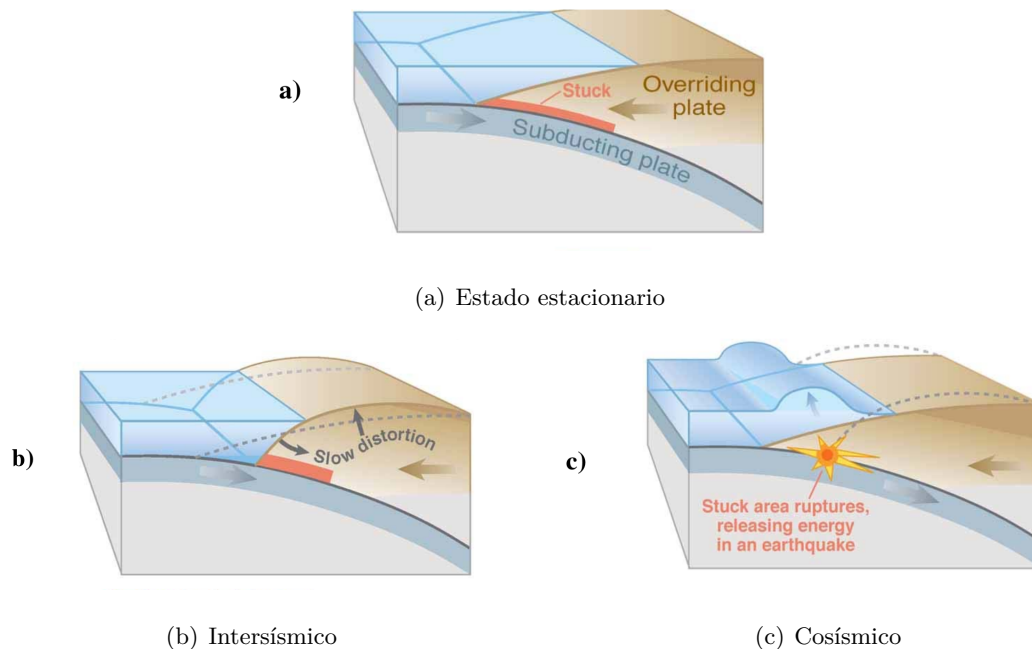


Figura 4.12: *Etapas del ciclo sísmico, (a) periodo estacionario, (b) periodo intersísmico el cual es la etapa de acumulación de energía y deformación elástica en la zona de bloqueo, (c) cosísmico y postsísmico etapas de liberación de la energía acumulada durante el intersísmico.*

Durante el periodo intersísmico, se produce un acoplamiento entre las placas (línea roja), el cual en nuestro caso, este acoplamiento se produce en la convergencia de las placas Pacífico–Norteamericana. Este acoplamiento puede ser observado con las deformaciones en superficie, y puede ser importante para saber el grado de estrés a la cual está sometida la placa, así como también, las zonas en las que hay un mayor estrés acumulado, en las cuales podría ocurrir la liberación de energía en el periodo cosísmico debido justamente a este gran estrés acumulado, y así poder realizar mapas de riesgo sísmico y riesgos tsunamigénicos.

Entonces podemos resumir el ciclo sísmico como un estado casi estacionario, ya que la suma de todas sus fases debería dar un estado más o menos estacionario, es decir.

$$\begin{aligned} \Rightarrow \textit{Intersismico} + \textit{Cosismico} + \textit{Postsismico} &= \textit{Estacionario} \\ \Rightarrow \textit{Cosismico} + \textit{Postsismico} &= \textit{Intersismico} \end{aligned}$$

Sin embargo no toda la energía acumulada durante el periodo intersísmico es liberada en los periodos cosísmico y postsísmico, parte de esta deformación es permanente y se puede apreciar en los procesos de orogénesis o formación de montañas. Sin embargo, la escala de tiempo geológico que utilizamos para estudiar el ciclo sísmico es absolutamente despreciable en comparación a la escala de tiempo geológico con la cual se estudian estos procesos orogénicos. Por esta razón, para nuestros fines, se considera el ciclo sísmico como un proceso estacionario.

4.6.2. Modelo Intersísmico.

Si bien en una subsección siguiente se hablara un poco de la inversión de datos del cosísmico, es justamente la inversión de datos del periodo intersísmico en lo que se centrará esta tesis y es su real tema a analizar y tratar. Si bien suena un poco paradójico, de lo que tenemos certeza de todo lo que conlleva el periodo intersísmico es que no sabemos mucho de él, ya que no se sabe a ciencia

cierta cuales son todos los factores que influyen en este mismo, por ejemplo, que importancia tienen los fluidos astenosféricos (se considera fluido en tiempo geológico) en todo lo que es el acoplamiento intersísmico, o los fluidos que subductan junto con la placa, o bien la velocidad de convergencia, entre otros. Además, el periodo intersísmico a diferencia del cosísmico, no es un proceso que se da en un plano, sino que puede ser en un volumen.

El método que mas se ha utilizado últimamente para estudiar el periodo intersísmico es el que se conoce como “Back-Slip Model” propuesto por Savage en 1983 (7). Si bien este modelo ha tenido buenos resultados, desde el punto de vista del ajuste entre los datos observados y los datos arrojados por el modelo, es justamente el modelo el cual se podría decir que no se ajusta del todo a una visión real de lo que podría ocurrir realmente, desde un punto más geofísico quiero decir, que justamente es lo que describe la naturaleza de la tectónica de placas.

Si bien en esta tesis no se trabajara con el BSM (Back-Slip Model), en la siguiente subsección se tratara brevemente y en muy pocas palabras de en que consiste este método solamente para tener un elemento comparativo entre el BSM y el método que realmente se ocupo en este trabajo el cual sera detallado a continuación.

Como pudimos anticipar de cierta manera en la sección (4.2) de Geometría de Fallas y cambio de coordenadas, para modelar el periodo intersísmico nos es necesario definir mas de un fallamiento en las cuales aplicaremos las ecuaciones de Okada. Esencialmente se proponen dos tipos de fallas:

- Interfase placa continental-oceánica la cual corresponde a una falla inversa.
- Interfase placa oceánica-astenosférica la cual corresponde a una falla de tipo normal.

Si bien ambas interfases y fallas ya fueron introducidas anteriormente en la sección (4.2) y en la sección (4.5), a continuación se procederá a explicar en que parte de el método de inversión utilizado calza todo esto.

El proceso que se presenta en este esquema es lo que da lugar al modelo que se desarrolla en esta tesis, el cual se denomina **Modelo de Placa Subductante PM** (en ingles es conocido como **Plate Model**), usaremos esas siglas para abreviar un poco mas cuando nos vallamos a referir al modelo.

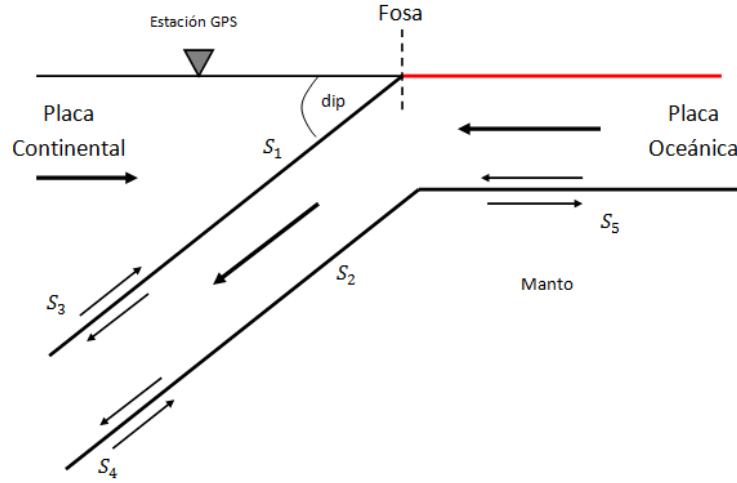


Figura 4.13: Esquema no escala para el Modelo Intersísmico usando una placa subductante (oceánica) con un cierto espesor dado, 2 zonas “trabadas” S_1 y S_2 en las cuales no se asume ningún deslizamiento y son justamente las que se invierten. Un ángulo de manteo dip . S_i ($i = 1, 2, \dots, 5$) los deslizamientos correspondientes a cada zona.

Como podemos apreciar en el esquema, se consideraron 5 zonas cada una con sus respectivos deslizamientos S_1, S_2, S_3, S_4, S_5 , los cuales dan origen a una ecuación muy similar a la ecuación (3.2.7), pero aplicada o desglosada para este modelo, la cual tiene la siguiente forma,

$$A_1 S_1 + A_2 S_2 + A_3 S_3 + A_4 S_4 + A_5 S_5 = \vec{v}$$

Debemos remarcar que la matriz A corresponde a una matriz con la caracterización a cada una de las fallas consideradas, y el vector \vec{v} para este caso tiene componentes Norte y Este.

Si bien el periodo intersísmico es un proceso bastante complejo, para nuestro modelo se asumió que $S_3 = S_4 = S_5 = S$, donde S se da como la velocidad relativa entre la placa continental y la placa oceánica, en otras palabras, la velocidad con que la placa oceánica subducta bajo la continental, entonces las fallas 3,4 y 5 tendrán un mismo deslizamiento. Luego, bajo lo anteriormente expuesto la ecuación anterior toma la siguiente forma:

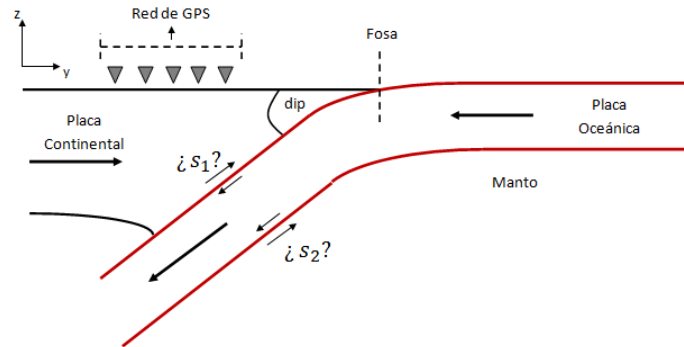
$$A_1 S_1 + A_2 S_2 + (A_3 + A_4 + A_5) S = \vec{v} \quad (4.6.1)$$

La ecuación (4.6.1) es justamente la ecuación a invertir. Debemos notar que en este punto de la ecuación aun no es necesario imponer las correspondiente regularización del sistema, ya que debemos despejar lo que son los deslizamientos S_1 y S_2 que son los que nos interesa saber, además de que S es un escalar y por ende esta ecuación aun no necesita ser regularizada tal como esta. Pero como dije anteriormente esta es la ecuación que luego reordenamos y aplicamos todo las condiciones pertenecientes a la regularización del sistema previamente explicada en una sección anterior.

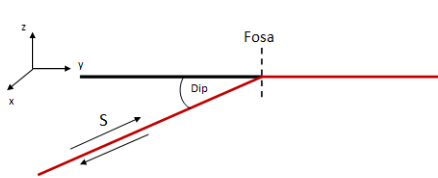
4.6.3. Back-Slip Model

Propuesto como una buena solución para entender el ciclo sísmico por Savage en 1983, donde básicamente propone que el ciclo sísmico se puede representar o puede ser descrito por solo 2 periodos dominantes inversamente proporcionales: cosísmico e intersísmico. La suma de estos 2 periodos es justamente el estado estacionario del ciclo sísmico. Esto genera una fácil formulación para el estudio del periodo intersísmico, el cual es mediante una dislocación elástica pero inversa a la que domina al periodo cosísmico, por ejemplo, tenemos la zona de estudio que es en Japón, donde tenemos que la placa Pacífico subducta bajo la Placa Norte-americana lo cual nos da una zona de convergencia dominada por un plano de falla inverso, bueno, este proceso es el dominante para el periodo cosísmico. Para estudiar el periodo intersísmico, lo que el BSM propone, es que deberíamos estudiarlo como el inverso del cosísmico, es decir, mediante una falla elástica pero de tipo normal entre las placas Pacífico y Norte-americana. Viéndolo desde un punto de vista matemático esto tiene sentido, pero desde un punto de vista físico, es absolutamente imposible que esto sea así, ya que si bien podríamos llegar a una conclusión similar a la que propone el BSM viendo solamente los datos de GPS (ya que los vectores de deformaciones tienen dirección predominante Este, en sentido opuesta a la fosa), la teoría de Tectónica de Placas nos sugiere lo contrario, es decir el BSM es totalmente incongruente con la Tectónica de Placas. Además el BSM plantea que toda la energía acumulada durante el periodo intersísmico es liberada en su totalidad durante el periodo cosísmico, siento esto así incongruente con el proceso de orogenesis.

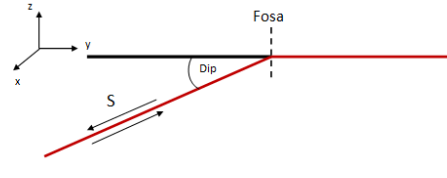
Podemos entender de mejor manera el BSM mediante el siguiente esquema:



(a) Estado estacionario



(b) Intersísmico



(c) Cosísmico

Figura 4.14: Esquema de BSM, (a) corresponde a un esquema bastante general de el proceso de convergencia entre las placas Pacífico y Norteamericana, (b) Esquema del cosísmico sobre una simple dislocación elástica, (c) corresponde a la esquematización del periodo intersísmico según el BSM como una falla normal.

Entonces la formulación para el desplazamiento intersísmico según el BSM, queda expresado de la siguiente manera:

$$u_{intersismico} = (u_{cosismico})^{-1}$$

4.6.4. Modelo Cosísmico

Si bien en este trabajo no se basó en una inversión de datos del periodo cosísmico, si se utilizaran resultados de los desplazamientos que se produjeron para el terremoto de Tohoku en el 2011 para hacer una cierta comparativa de los deslizamientos en ambos periodos. Por ende, trataremos brevemente como es el modelo que se aplicó para la inversión de datos del cosísmico (Trabajo realizado por Vera, F. estudiante de Geofísica para un trabajo de Tópico I).

El Modelo Cosísmico estará dado por 2 dislocaciones simples y elásticas a las cuales se les aplicará el mismo método descrito durante este capítulo para obtener la caracterización y parámetros cinemáticos del terremoto de Tohoku en el 2011. Podemos esquematizar el modelo de la siguiente manera:

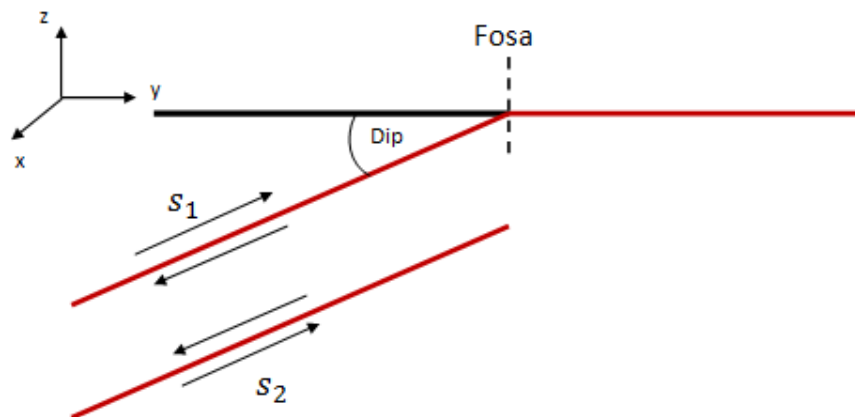


Figura 4.15: Esquema no escalado del periodo cosísmico usando 2 dislocaciones elásticas, con igual ángulo de manteo. S_1 y S_2 corresponden a los deslizamientos a obtener mediante la inversión.

4.6.5. Grilla utilizada

En general la como quedara nuestra distribución de grillas no seria relevante si es que se hubiera utilizado el mismo tipo de grilla que en los trabajos anteriores de este mismo tema, me refiero a lo realizado por Peña, C. y Novoa, C. en sus trabajos de tesis, ambos egresados de la Universidad de Concepción. No quiero decir que lo de ellos este malo, en ninguna manera, pero en este trabajo se quiso ir un poco mas allá en lo que a este tema respecta por un simple motivo, la geología del lugar hacia mas difícil el utilizar una grilla regular y cuadrada. Fijémonos un poco en la siguiente figura para poder entender mejor esto. Entonces, al dividir esta inmensa falla que seria nuestro dominio

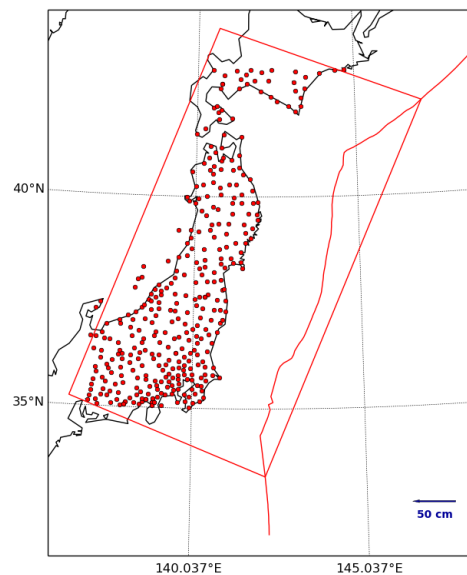


Figura 4.16: *Esquema en donde vemos los perímetros exteriores de la una malla regular para nuestra zona de estudios, además podemos apreciar la ubicación de las estaciones utilizadas en este trabajo.*

de la grilla, en subfallas según nuestra metodología planteada, abrían muchas subfallas que estarían al lado derecho, en este caso, de la fosa, y por ende estamos asumiendo como zona de contacto entre placas una zona que no lo es y por lo mismo se estaría invirtiendo una zona que realmente no nos interesa y que no forma parte de nuestro problema. Por esto mismo se decidió ajustar cada fila de subfallas perpendicular a la fosa, a la fosa misma, obteniendo así una grilla no regular con la cual se trabajo.

Pero, ¿cómo se consiguió obtener esta grilla? bueno, el procedimiento en si fue bastante simple. Lo primero es partir de la gran falla rectangular anteriormente mostrada, esta falla se divide en un numero de subfallas $n_x \times n_y$ cualquiera, en nuestro caso los n_x van a lo largo del rumbo. Luego mediante un simple problema geodésico vamos ajustando cada fila n_x a la fosa, el cual consiste en que como partimos desde la fosa (limite superior derecho de la gran falla en la fosa), al la primera fila n_{x_1} no se la mueve, luego se toma la segunda fila n_{x_2} y entonces se calcula su distancia a la fosa, obviamente en dirección perpendicular al rumbo al rumbo de la falla, luego con esta distancia calculada, se mueve esta fila n_{x_2} en dirección perpendicular al rumbo de la falla la distancia calculada, y se repite el proceso para cada n_x . Obteniendo así la siguiente distribución de subfallas y nuestra nueva grilla.

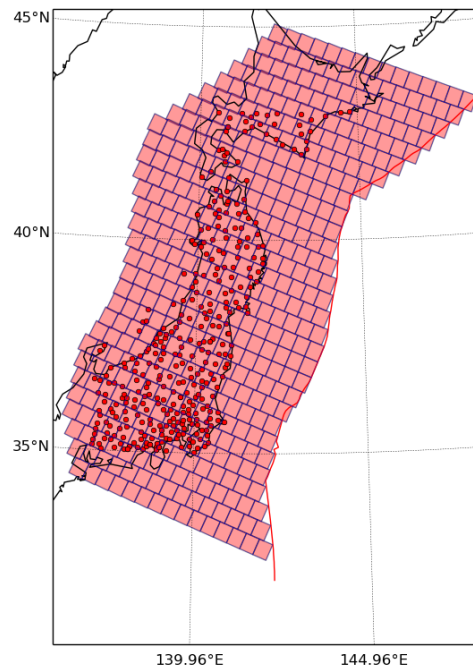


Figura 4.17: Esquema de la malla irregular con la distribución de subfallas conseguida mediante el proceso anteriormente descrito.

Entonces esta es la grilla con la cual se trabajo. Pero a partir de esto nos puede asaltar una duda, y la cual es si un cambio en el eje y , el cual como hemos dicho anteriormente es perpendicular a la fosa y fue en este eje el traslado de las filas n_x de la grilla, significaría un cambio en la profundidad de estas mis mas filas. Me explicare un poco mejor que quiero decir con esto mediante la explicación a los 2 tipos de grillas que surgieron a partir de esta modificación de la grilla regular.

- **Grilla discontinua**

Consideremos la siguiente imagen.

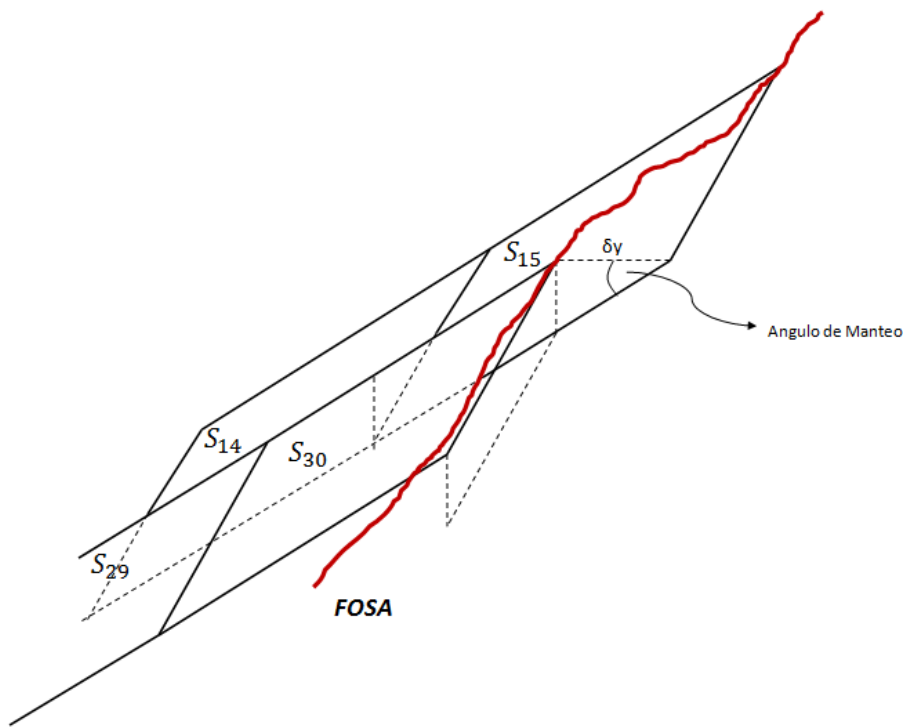


Figura 4.18: Esquema no escalado que presenta en que condiciones queda la grilla al realizar solo un desplazamiento en el eje y de las filas n_x .

El esquema anterior muestra un zoom en la línea de fosa de como queda la distribución de subfallas. Es claro notar que solo un desplazamiento en el eje y que podemos llamar δy ocasionaría una discontinuidad en el eje vertical en la subfalla S_{15} y la contigua S_{30} . Entonces esta malla de subfallas obtenida mediante el proceso descrito al inicio de esta subsección ocasiona una discontinuidad en cada n_{x_i} respecto a $n_{x_{i+1}}$.

- **Malla continua**

Ahora, consideremos la siguiente imagen.

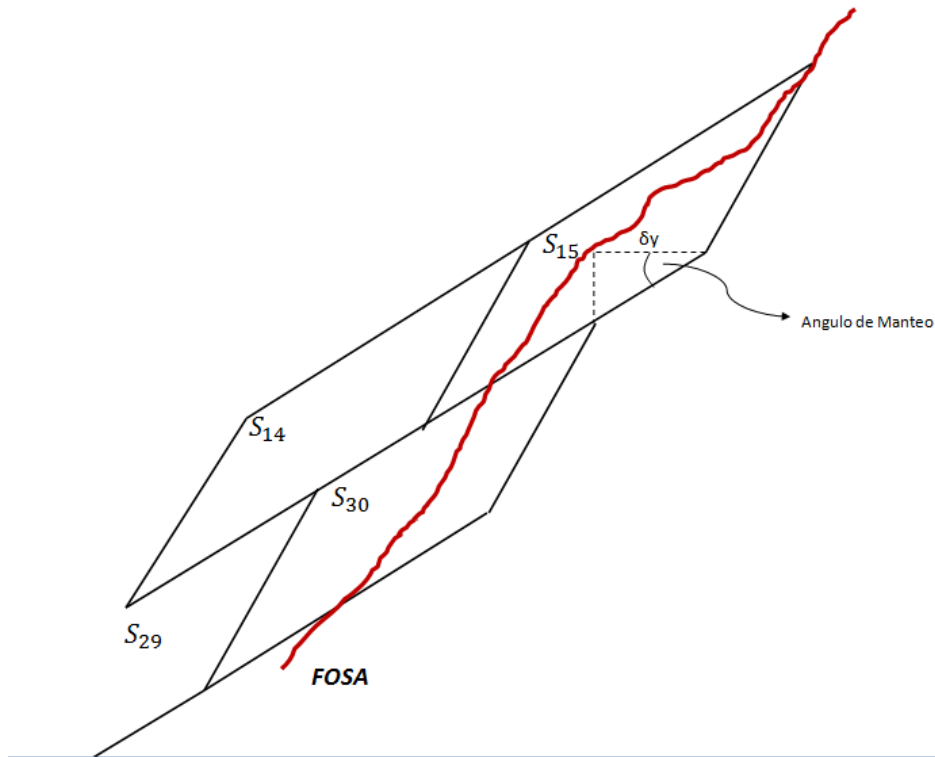


Figura 4.19: Esquema no escalado que presenta en que condiciones queda la grilla al realizar un desplazamiento en el eje y y en el eje z de las filas n_x .

Ah diferencia de la Malla anterior, aquí no solo se hace un desplazamiento de las subfallas n_x en el eje y δy , sino que también hay un desplazamiento en la vertical para corregir la anterior discontinuidad vertical que ocurría en la anterior Malla. Pero no todo es perfecto aquí, ya que estamos sobre estimando la profundidad “real” de cada subfalla, que quiero decir aquí, que la subfalla S_{30} en vez de tener su punto mas alto a nivel “superficial” o del suelo oceánico, este esta un poco mas profundo solo para compensar la discontinuidad de la malla anterior.

Entonces ambas Mallas tienen sus detalles podríamos decir, ahora, cual de las 2 es la mas adecuada o con la cual obtengamos mejores resultados, eso se vera en el capitulo de resultados y su posterior análisis, ya que es justamente con estas 2 distribuciones de subfallas o Mallas, como que-

ramos llamarle, es justamente con las que se trabajo, y se irán mostrando resultados con ambas mallas, continua y discontinua.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Periodo Intersísmico

El Modelo utilizado en este trabajo para el periodo intersísmico depende en general de varios parámetros. Para poder ver la forma en que la variación de estos parámetros influyen en los resultados arrojados por el modelo, es necesario hacer varias pruebas con distintos valores de entrada, para así verificar de mejor manera la influencia de estos en el resultado.

Tres de estos parámetros fueron ya probados en el trabajo hecho por Novoa, C. presentado el 2015. Me centre en este caso en solo probar 1 de ellos, que me pareció que era el que tenía un mayor impacto en sus resultados, y como yo estoy invirtiendo en 2 interfases y no en 1 sola, me pareció interesante ver como afectaría a mis resultados.

Pero antes que todo, para poder entender completamente el PM (Plate Model) que se utilizó en este trabajo, analizaremos nuestro modelo mediante el problema directo y el problema inverso, las cuales se detallarán a continuación.

5.1.1. Problema Directo

Como podemos ver en la siguiente imagen, los deslizamientos S_3, S_4 y S_5 , aportan cada uno con una cierta deformación en superficie.

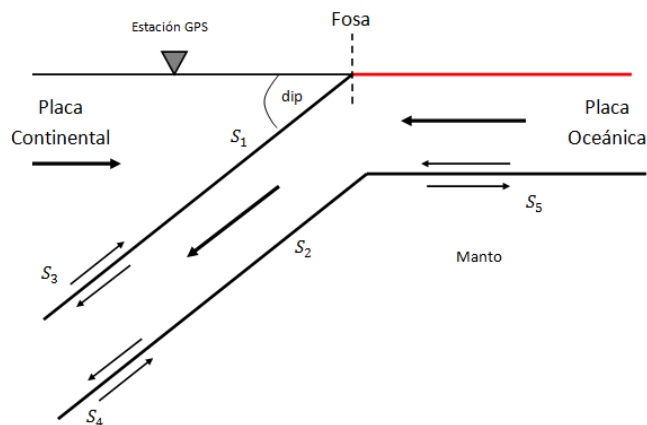


Figura 5.1: Esquema para los deslizamientos individuales del PM.

Luego, si al modelo le incluimos los siguientes parámetros para obtener el problema directo, obtenemos los siguientes desplazamientos que producen cada subfalla, basado en la figura anterior y respetando el deslizamiento de cada una de las subfallas. Además no se considerara las zonas bloqueadas S_1 y S_2 de momento.

| Largo L [km] | Prof. d [km] | v. placa [cm/year] | rake λ | dip δ |
|----------------|----------------|--------------------|----------------|--------------|
| 1329 | 150 | 7.0 | 85 | 15 |

Vale la pena mencionar que d es la profundidad mínima de S_1 y S_2 y la máxima de S_3 y S_4 (ver capítulo (4), sección (2)).

Luego justamente la sumatoria de los desplazamientos producidos por S_3 , S_4 y S_5 los restamos a los datos observados para así solo dejar la contribución de S_1 y S_2 a los desplazamientos superficiales. Entonces los vectores de desplazamiento que realmente se invirtieron son los siguientes.

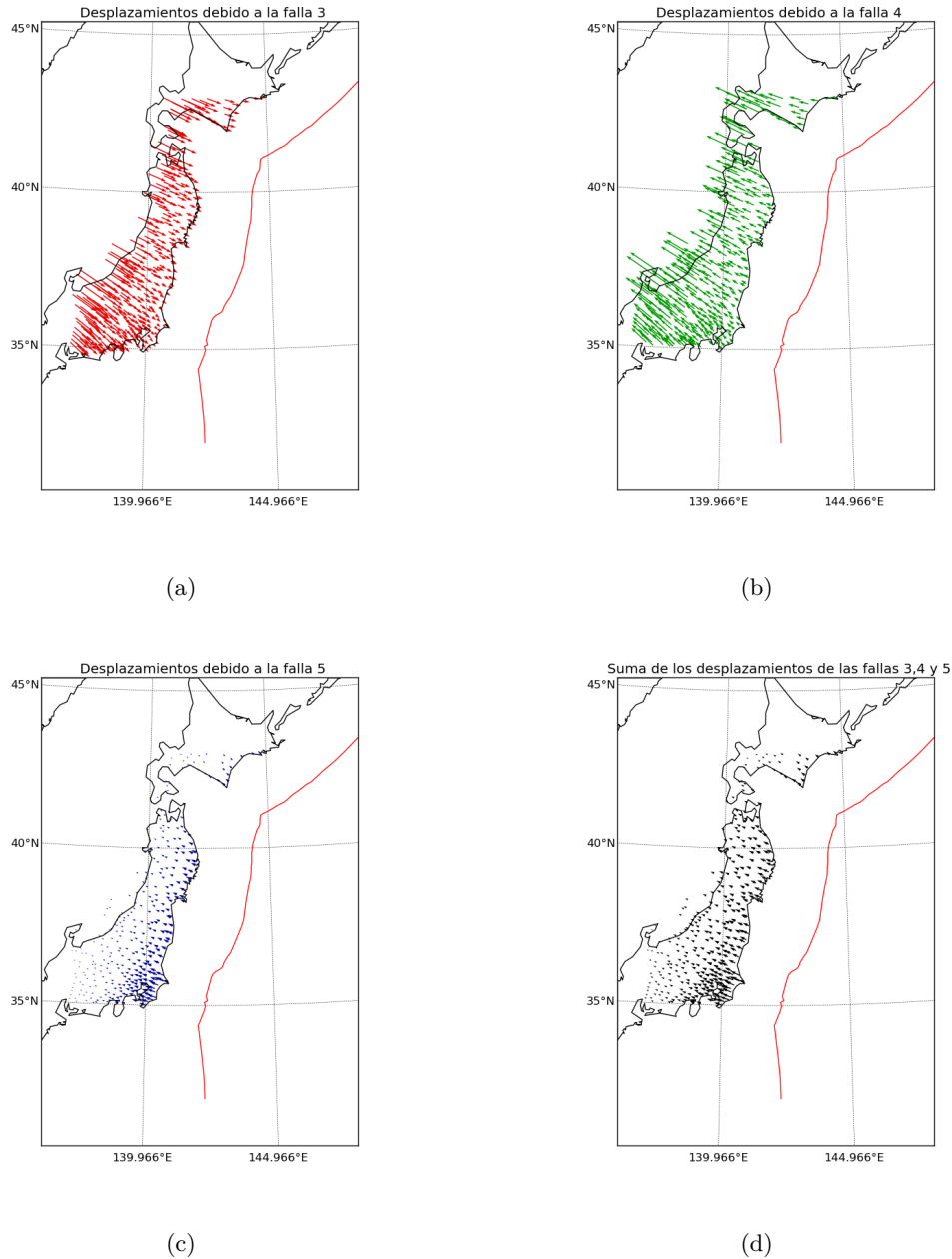


Figura 5.2: *Desplazamientos individuales debido a cada subfalla, (a) desplazamiento superficial debido a S_3 , (b) desplazamiento superficial debido a S_4 , (c) desplazamiento superficial debido a S_5 , (d) desplazamiento superficial debido a $S_3 + S_4 + S_5$.*

5.1.2. Problema Inverso

Para poder realizar el proceso inverso de los desplazamientos en superficie, nos es necesario asumir ciertos parámetros para las fallas de los deslizamientos S_1 y S_2 que son nuestras 2 incógnitas.

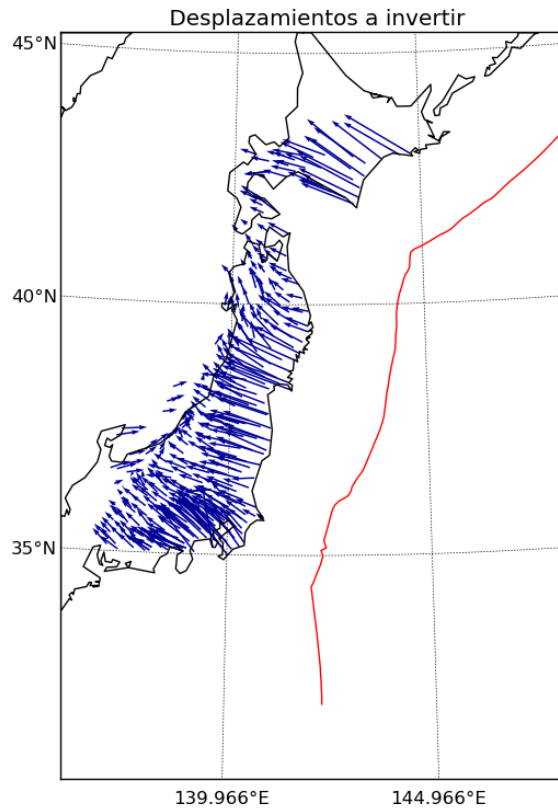


Figura 5.3: *Desplazamientos superficiales a invertir, los cuales son una contribución solo de los deslizamientos S_1 y S_2 .*

Para ello nos valimos de algunos de los parámetros de falla del mecanismo focal del terremoto de Tohoku en el 2011, ya que nos aferramos a la suposición de que un mega terremoto representa o tiende a seguir los mismos parámetros geométricos que el movimiento relativo de las placas que lo producen. Luego los parámetros que utilizaremos son los siguientes.

| Largo L [km] | Prof. d [km] | v. placa [cm/year] | rake λ | dip δ | strike ϕ |
|----------------|----------------|--------------------|----------------|--------------|---------------|
| 1329 | 150 | 7.0 | 85 | 15 | 203.75 |

Y es justamente en este momento donde se presenta la disyuntiva sobre que tipo de malla a usar. Ambas Mallas fueron presentadas en el capítulo (4), sección (6). Entonces se probaron ambas tipos de mallas o de grillado de subfallas como se le quiera llamar.

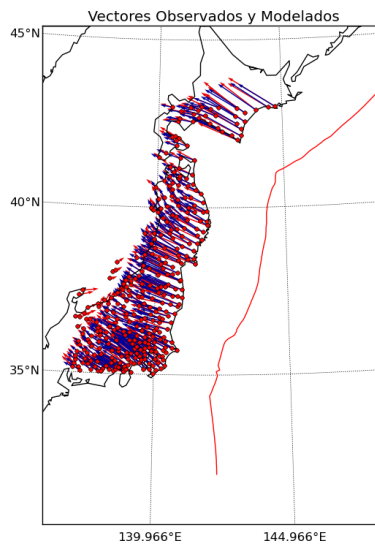
Se utilizó una grilla con 30 subfallas en la dirección “ x ” y 15 subfallas en la dirección del eje “ y ”. Entonces, los resultados que arroja la inversión para una grilla o malla de subfallas con una cierta discontinuidad en el eje x se presentan a continuación. En lo que respecta a las velocidades como serie, es decir si vemos la velocidad este y norte en superficie respecto al número de estaciones, se nota que el ajuste en general es bastante bueno, esto se aprecia en la Figura 5.5. Podemos apreciar de igual modo en la Figura 5.4 los vectores de velocidades de deformación superficial medidas por GPS, tanto las observadas como las que arroja el modelo de inversión, aquí igual notamos que hay un buen ajuste de los datos observados. Por último en la Figura 5.6 y 5.7 se observan las tasas de acoplamiento intersísmico para ambas capas invertidas, tanto la interfase superior (placa-placa) como la inferior (placa-manto), debo hacer notar que a con tasa de acoplamiento me refiero al inverso de la tasa de deslizamiento que sigue la siguiente ecuación:

$$\text{Acoplamiento} = 1 - \frac{\text{Deslizamiento}}{v. \text{ de placa}}$$

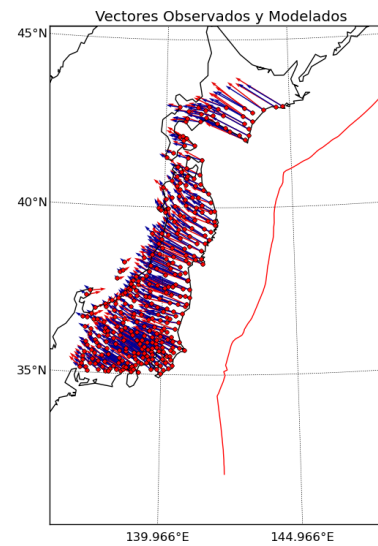
Se dividió por la velocidad de la placa simplemente para normalizar el deslizamiento, y así nuestros valores de acoplamiento estuvieran en el rango $[0, 1]$ para notar de mejor manera cuanto está acoplado y cuanto desliza, por ejemplo, que el acoplamiento de una de las subfallas sea “1”, significa que el porcentaje de acoplamiento es del 100 %, o sea que está en un 100 % acoplada (no hay deslizamiento), por otra parte que el valor de acoplamiento de una subfalla sea “0”, significa que esa subfalla está en un 0 % acoplada, es decir que desliza a velocidad de placa.

Además se presenta la siguiente tabla.

| Tipo de Malla | Error Cuadrático Medio | Correlación velocidades | |
|---------------|------------------------|-------------------------|-------|
| | | Este | Norte |
| Descontinua | 1.90×10^{-05} | 0.96 | 0.91 |
| Continua | 2.19×10^{-05} | 0.93 | 0.84 |

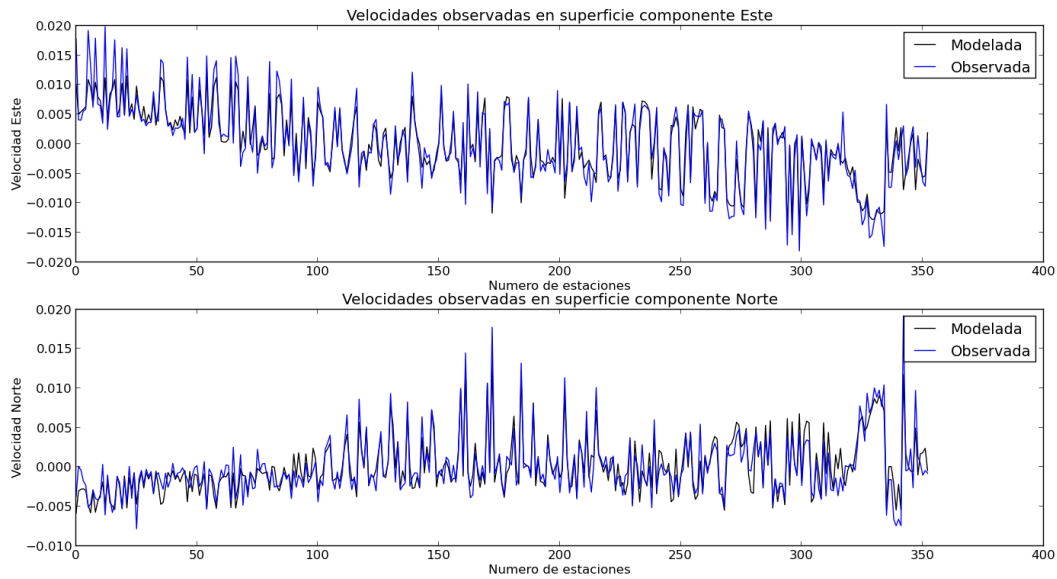


(a) Vectores de velocidades malla descontinua.

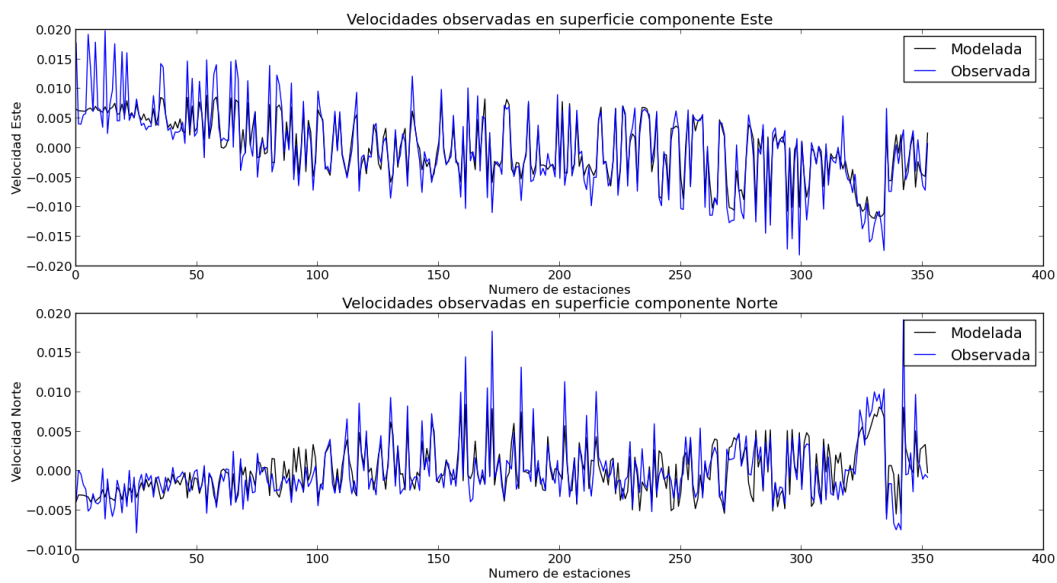


(b) Vectores de velocidades malla continua

Figura 5.4: *Vectores de velocidades observadas (Rojo) en superficie mediante GPS versus las obtenidas por el Modelo (Azul) con ambos tipos de grilla o malla.*

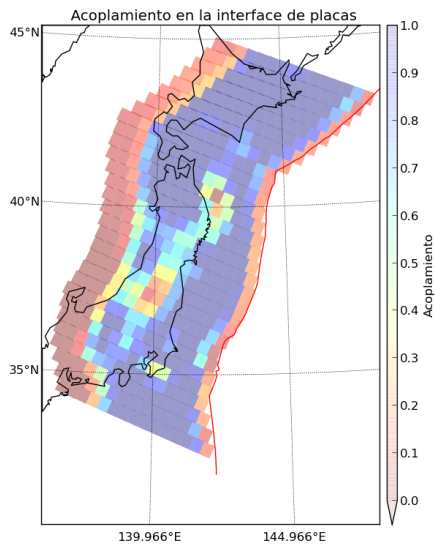


(a) Series de velocidades con una malla discontinua.

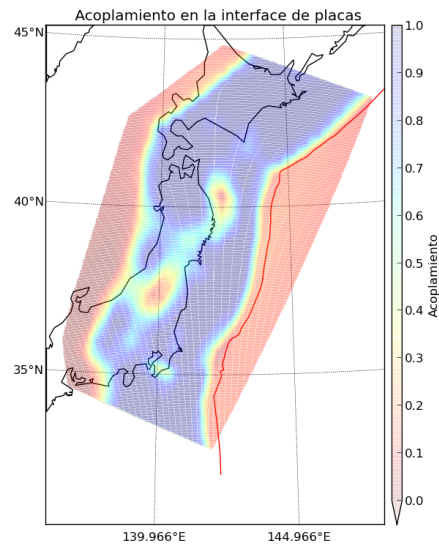


(b) Series de velocidades con una malla continua

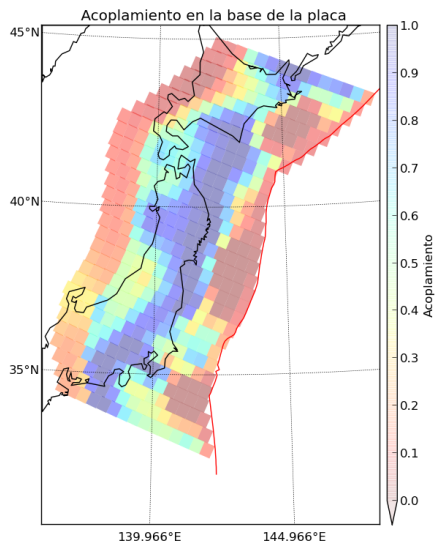
Figura 5.5: Velocidades observadas en superficie mediante GPS versus las obtenidas por el Modelo con ambos tipos de grilla o malla.



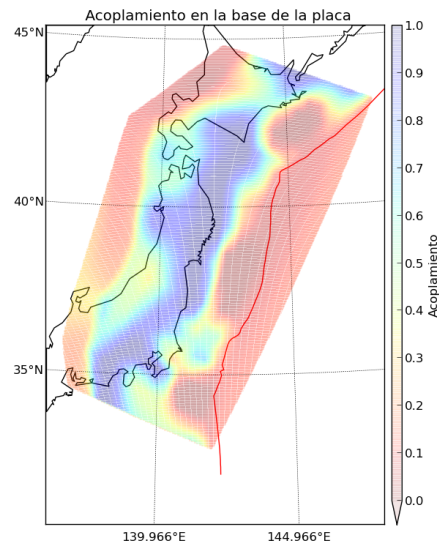
(a) Tasa de acoplamiento Interfase Superior.



(b) Tasa de acoplamiento Interfase Superior Interpolada.

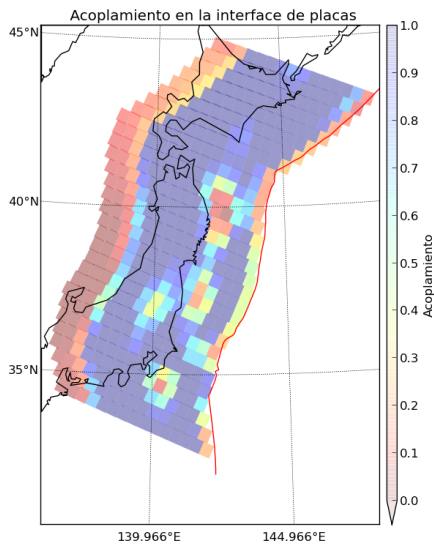


(c) Tasa de acoplamiento Interfase Inferior.

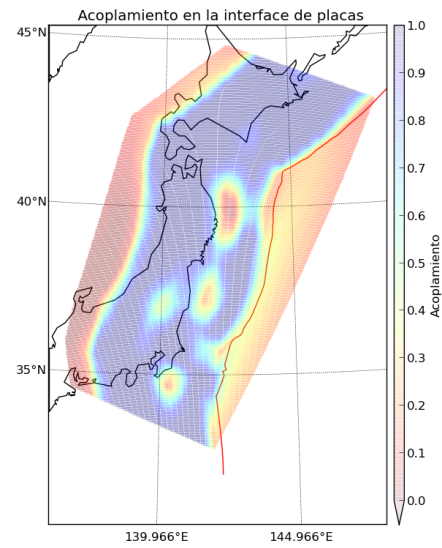


(d) Tasa de acoplamiento Interfase Inferior Interpolada.

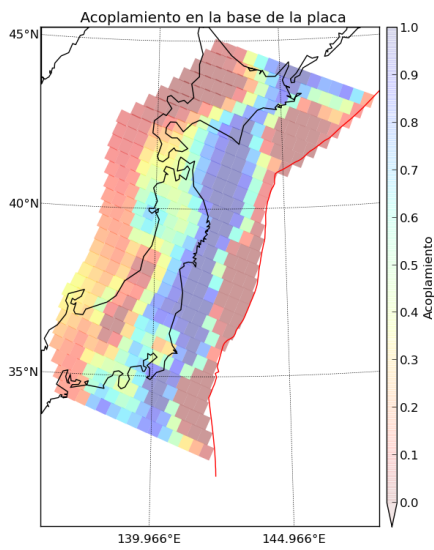
Figura 5.6: Distribución de las tasas de acoplamiento en cada una de las subfallas para una grilla o malla de subfallas discontinua. Se presentan tanto las interfase superior como la interfase inferior del slab.



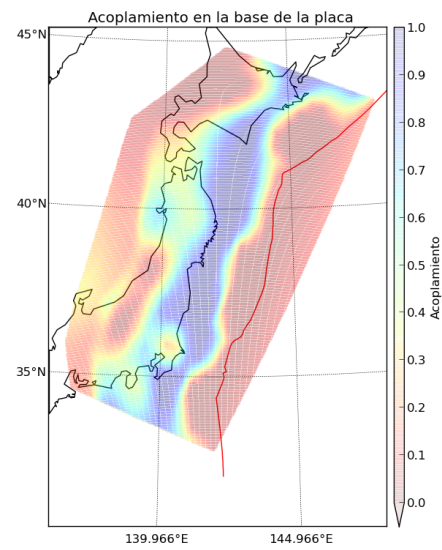
(a) Tasa de acoplamiento Interfase Superior.



(b) Tasa de acoplamiento Interfase Superior Interpolada.



(c) Tasa de acoplamiento Interfase Inferior.



(d) Tasa de acoplamiento Interfase Inferior Interpolada.

Figura 5.7: Distribución de las tasas de acoplamiento en cada una de las subfallas para una grilla o malla de subfallas continua. Se presentan tanto las interfase superior como la interfase inferior del slab.

5.1.3. Influencia del espesor H en la inversión.

IMPORTANTE: A partir de aquí, todos los resultados que se presenten en adelante serán con una malla o grilla de subfallas discontinua, el motivo se presenta en la sección de Análisis y Discusión.

No se sabe a ciencia cierta acerca de cual es el “espesor elástico” de la placa del Pacífico, o quizá limitarnos solo a la placa oceánica sería un poco ingenuo de nuestra parte ya que se sabe que en general la litosfera tiene un comportamiento elástico y a la vez mecánico, así que esta también puede tener una influencia en los desplazamientos superficiales. Lo que se sabe es que mientras más antigua sea la placa, menor será su espesor elástico, y es justamente en la zona de convergencia de Japón donde la placa del Pacífico alcanza su mayor edad, y se dice que su espesor elástico podría rondar los 13.3 [Km] en la fosa, pero su espesor elástico T_e de la litosfera en general varía en esta zona entre los 10 –40 [Km] de espesor (Bry, M., and N. White, 2007). Es por ello que se hicieron 4 pruebas de inversión con distintos espesores elásticos, a los 5, 15, 30 y 50 [Km].

La grilla de inversión sigue la misma distribución de subfallas que en la sección anterior, 30 subfallas en el eje x y 15 subfallas en el eje y . Los resultados que arroja la inversión para el periodo intersísmico, con distintos espesores de la litosfera oceánica de la placa del Pacífico se pueden apreciar en las Figuras 5.10 y 5.11. Además, en la siguiente tabla se resumen un poco los resultados en lo que respecta al error cuadrático medio de los resultados que arroja el modelo para los distintos espesores respecto a los datos observados, además de las correlaciones entre los vectores de velocidad observados con los vectores de velocidad modelados para las componentes Este y Norte.

| Espesor [km] | Error Cuadrático | Correlación Este | Correlación Norte |
|--------------|------------------------|------------------|-------------------|
| 5 | 1.84×10^{-05} | 0.959 | 0.905 |
| 15 | 1.90×10^{-05} | 0.960 | 0.907 |
| 30 | 1.93×10^{-05} | 0.961 | 0.906 |
| 50 | 1.96×10^{-05} | 0.961 | 0.898 |

Se graficó solo un cierto número de estaciones comprendidas entre las latitudes $39,5^{\circ}\text{N}$ y $40,5^{\circ}\text{N}$, para ver con una mayor cercanía si había un cambio relevante en las velocidades modeladas y observadas mediante GPS. En la Figura 5.8 se ven las velocidades de las estaciones para los espesores 5, 15, 30 y 50 [Km], y en general podemos notar que solo se presenta una pequeña variación en la componente Norte de la velocidad a medida que aumenta el espesor, pero solo para las estaciones adyacentes a la costa este de Japón, por lo demás no hay mayores variaciones. A nivel de serie podemos notar un poco más de lo mismo en la Figura 5.9, las velocidades tanto norte como este graficadas respecto al número de estación, no presentan mayores variaciones respecto a la variación del espesor.

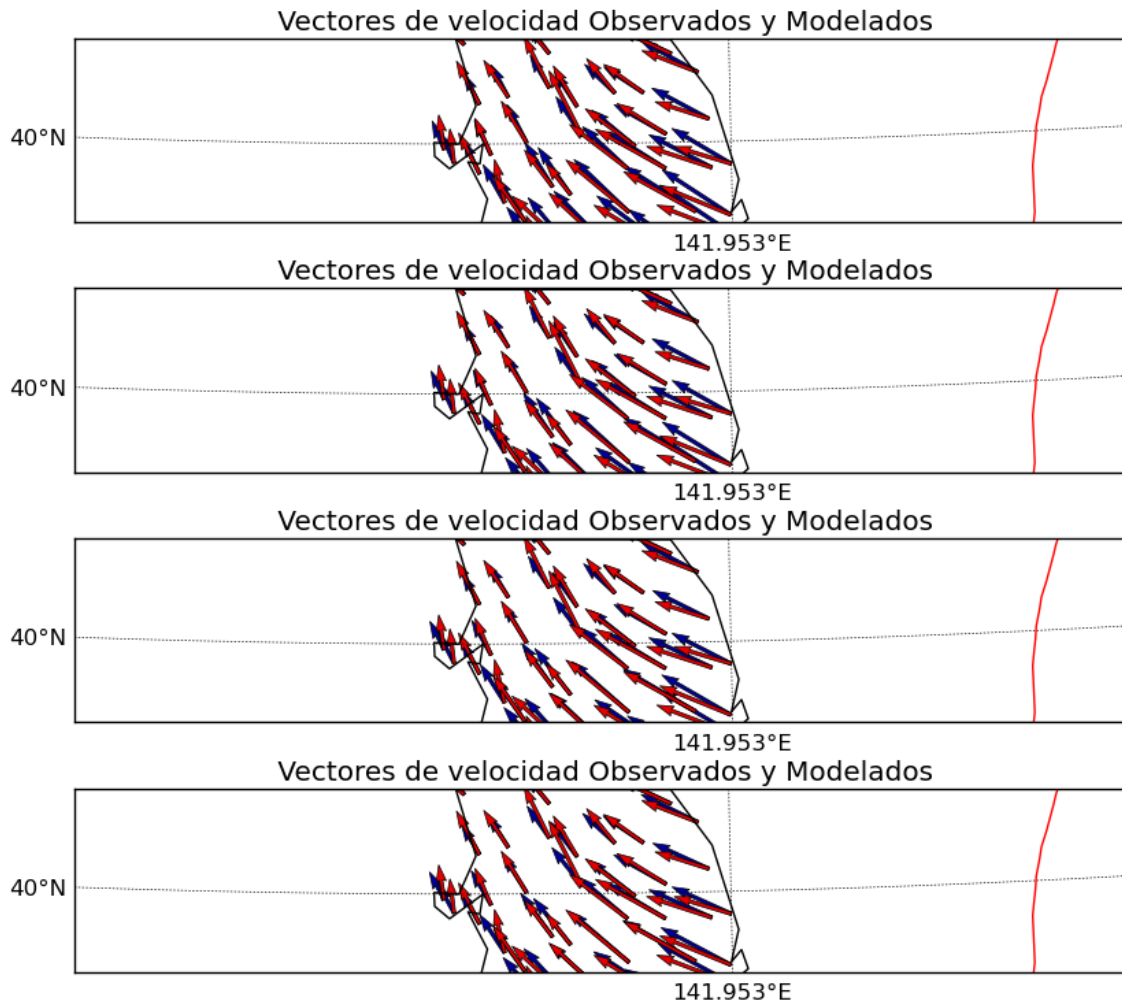


Figura 5.8: *Vectores de velocidad observados (Rojos) y modelados (Azules) en un perfil para distintos valores de espesor de placa oceánica. Desde arriba hacia abajo el orden corresponde a vectores con 5, 15, 30, y 50 [Km] respectivamente.*

Las Figuras 5.10 y 5.11 nos muestran las tasas de deslizamiento invertidas para los distintos espesores. En general se aprecia una ligera disminución en las zonas acopladas en las zonas mas profundas de la grilla a medida que aumenta el espesor, tanto en la interfase superior como en la interfase inferior.

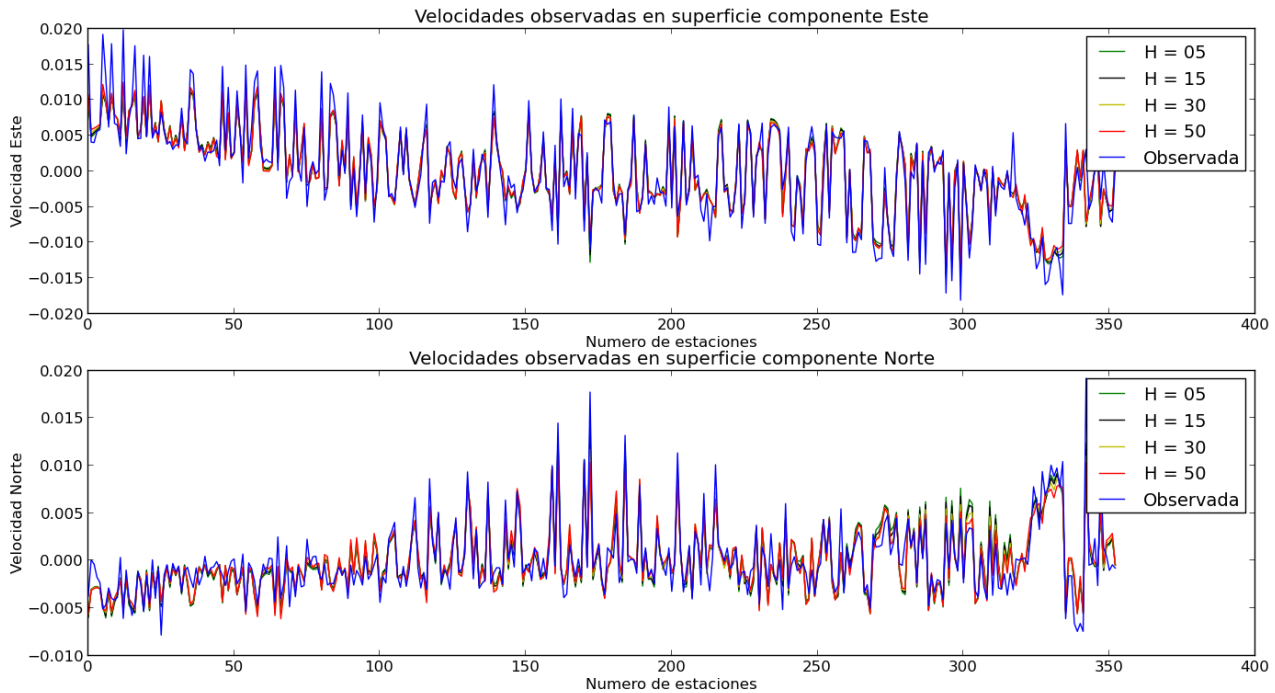
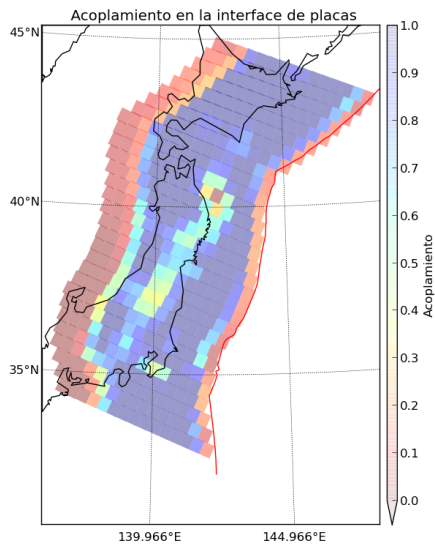


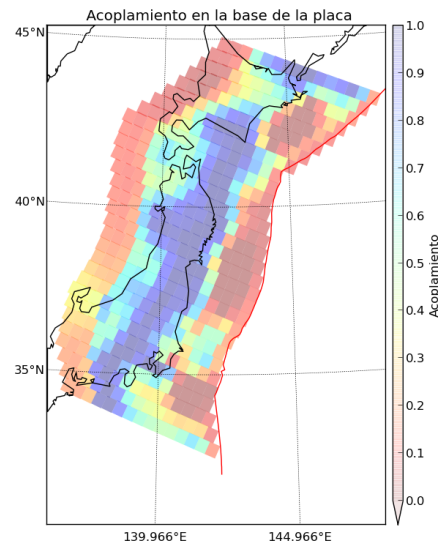
Figura 5.9: Series de velocidades por componentes Este y Norte, tanto observadas como las obtenidas por el modelo para 5, 15, 30 y 50 [Km] de espesor para la placa oceánica.

5.1.4. Comparación de una inversión de las tasas de deslizamiento en una sola interfase de la placa subductante con las obtenidas mediante la inversión en ambas interfases.

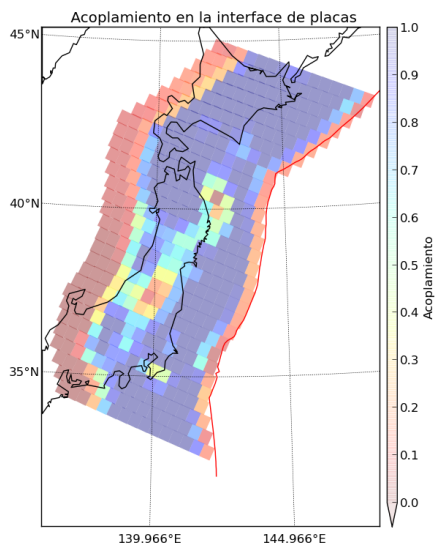
En un principio la implementación del PM que utilizaron tanto Novoa, C.(2015) como Peña, C. (2014) en sus respectivas memorias de tesis, consideraban obviamente toda la influencia del slab, pero solo invertían en la zona de contacto entre placas, o como se podría llamar, la interfase superior del modelo. En este trabajo se quiso invertir en ambas interfases, para ver si tenía alguna relevancia el invertir en estas 2 interfases, y así ver que comportamiento podía presentar la interfase inferior bajo una cierta tasa de acoplamiento de la interfase superior. Esto nace a partir de que si bien se considera la placa con un comportamiento elástico, ésta también es rígida, entonces es poco realista el pensar que si se presenta un acoplamiento en una zona considerable de la interfase superior, en la interfase inferior o su porción justo por debajo de la zona acoplada no se presente ningún cambio y ésta se siga moviendo a velocidad de la placa.



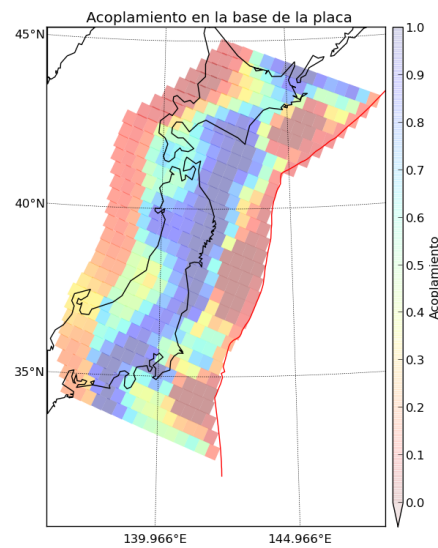
(a) Interfase Superior con espesor 5 Km.



(b) Interfase Inferior con espesor 5 Km.

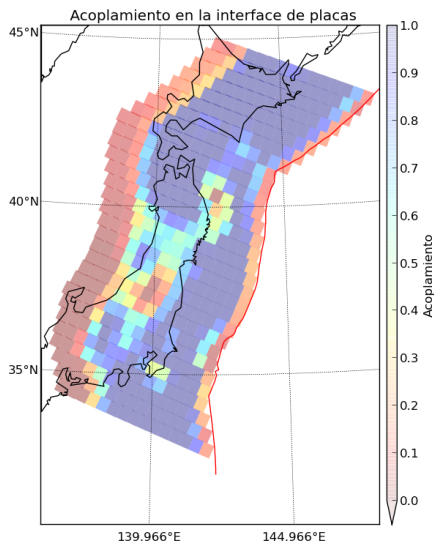


(c) Interfase Superior con espesor 15 Km.

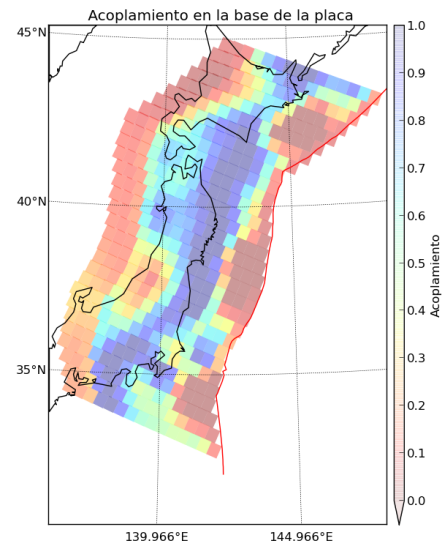


(d) Interfase Inferior con espesor 15 Km.

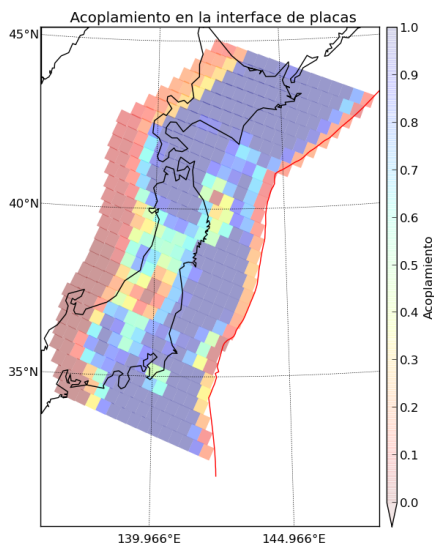
Figura 5.10: *Distribución de las tasas de acoplamiento (inverso de deslizamiento) para distintos valores de espesor de placa oceánica. Para estos casos tenemos las interfaces placa-placa y placa-manto para 5 y 15 [Km].*



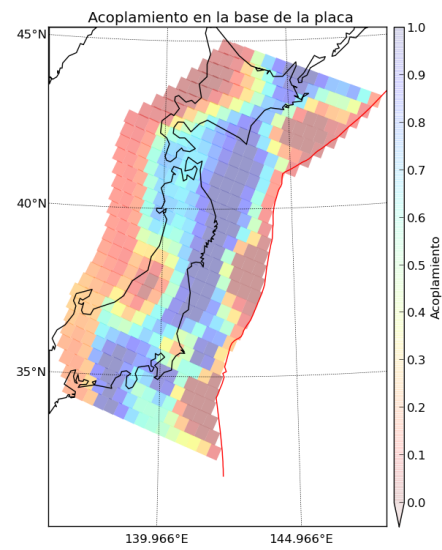
(a) Interfase Superior con espesor 30 Km.



(b) Interfase Inferior con espesor 30 Km.



(c) Interfase Superior con espesor 50 Km.



(d) Interfase Inferior con espesor 50 Km.

Figura 5.11: Distribución de las tasas de acoplamiento (inverso de deslizamiento) para distintos valores de espesor de placa oceánica. Para estos casos tenemos las interfaces placa-placa y placa-manto para 30 y 50 [Km].

Para la inversión en una sola interfase la grilla mantuvo la misma distribución, es decir, 30 subfallas a lo largo del eje x y 15 subfallas a lo largo del eje y . Además se utilizaron los siguientes parámetros:

| Largo L [km] | Espesor elástico T_e [km] | Prof. d [km] | v. placa [cm/year] | rake λ | dip δ | rake ϕ |
|----------------|-----------------------------|----------------|--------------------|----------------|--------------|-------------|
| 1329 | 15 | 150 | 7.0 | 85 | 15 | 203.75 |

Las tasas de acoplamiento obtenidas mediante la inversión de una interfase y de dos interfases las podemos apreciar en la Figura 5.14. Además los resultados de la inversión los podemos ver reflejados en la siguiente tabla comparativa en cuanto a correlaciones y error cuadrático medio,

| Inversión | Error Cuadrático | Correlación Este | Correlación Norte |
|----------------|-------------------------|------------------|-------------------|
| Una Interfase | 2.567×10^{-05} | 0.822 | 0.769 |
| Dos Interfases | 1.902×10^{-05} | 0.960 | 0.907 |

En la Figura 5.12 se hace el mismo perfil para los vectores de velocidades observados y modelados en superficie, entre las latitudes $39,5^\circ\text{N}$ y $40,5^\circ\text{N}$. Se puede apreciar que el fit con la inversión para una sola interfase no es del todo bueno, en comparación a los mismos vectores pero invirtiendo en las dos interfaces.

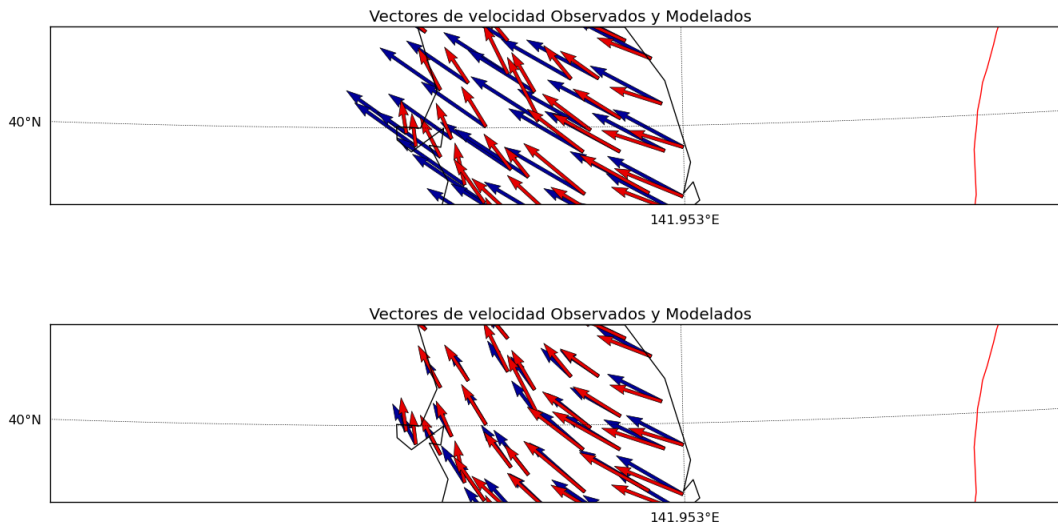


Figura 5.12: *Vectores de velocidad observados (Rojos) y modelados (Azules) en un perfil para inversiones en una y dos interfaces. Arriba tenemos el perfil para una inversión en una sola interfase, y abajo el perfil con los vectores para una inversión en ambas interfaces.*

Si se ve desde el punto de vista de series de velocidades tanto la componente Norte como la componente Este, como se presenta en la Figura 5.13, se aprecia lo mismo que en la Figura anterior, las velocidades obtenidas mediante una inversión en dos interfases ajusta de mejor manera que las obtenidas en un modelo donde se invierte en solo una interfase, para ambas componentes de las velocidades superficiales.

En la Figura 5.14 se aprecian los mapas con las tasas de acoplamiento de la interfase superior (ya que es la única que podemos comparar en este caso) para ambos modelos, tanto la inversión en una interfase como en dos interfaces.

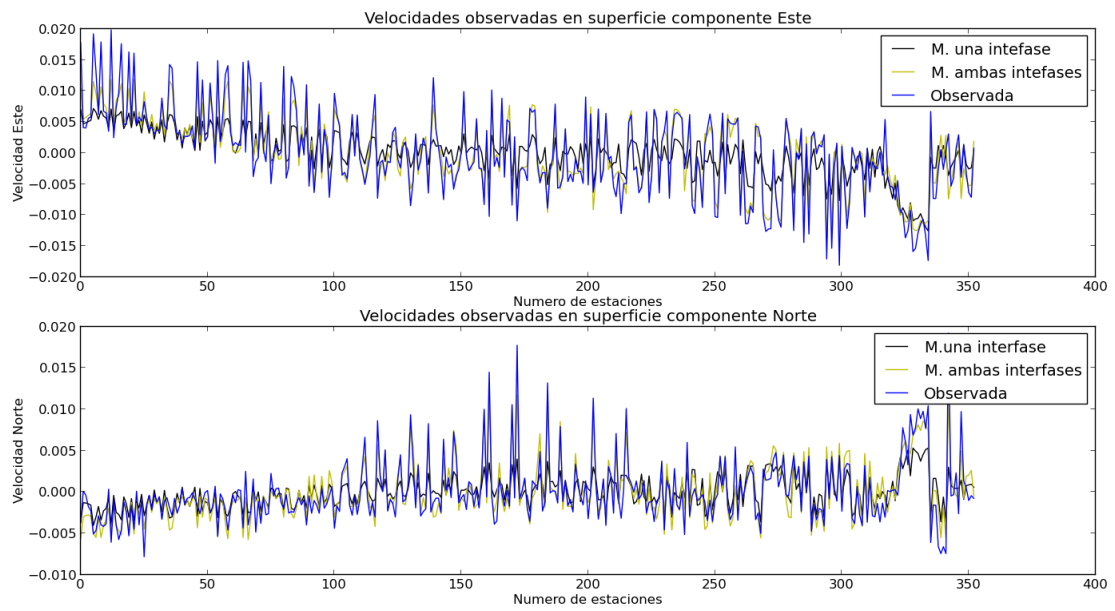
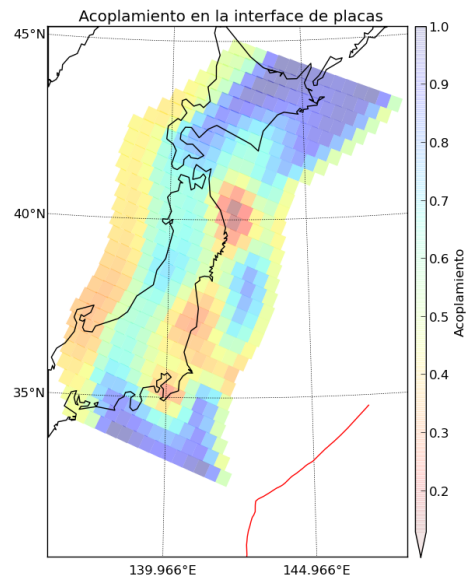
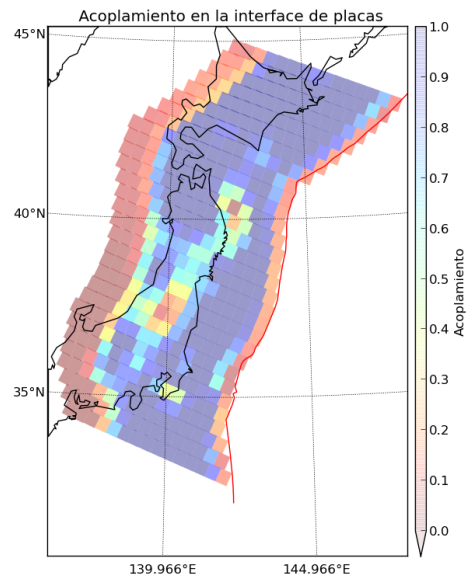


Figura 5.13: Series de velocidades por componentes *Este* y *Norte*, tanto observadas como las obtenidas por el modelo invirtiendo en una y dos interfaces del slab.



(a) Modelo de inversión en una interfase.



(b) Modelo de inversión en dos interfaces.

Figura 5.14: *Distribución de las tasas de acoplamiento para la interfase entre placas, obtenidas mediante un modelo de inversión de una interfase y de dos interfaces.*

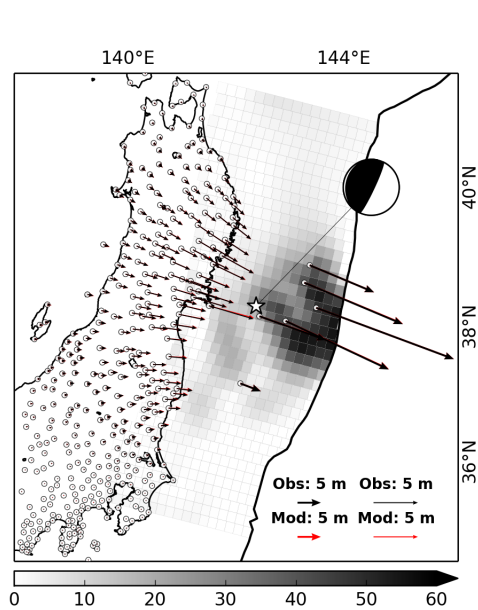
5.2. Comparación del periodo Intersísmico con el periodo Cosísmico

Para esta sección nos tomaremos de un trabajo que realizó Vera, F. (5), en una asignatura de Tópico I con el profesor Klaus Bataille. El cual trabajo con datos del terremoto de Tohoku del año 2011 para la misma zona que se trató en este trabajo de tesis. Felipe utilizó el mismo modelo aplicado y explicado aquí, por lo que veremos más que nada una correlación espacial entre las zonas de ruptura obtenidas por Felipe en su trabajo de el terremoto de Tohoku, y las tasas de acoplamiento para el periodo intersísmico de la zona de Tohoku previamente vistas en este trabajo, para así poder visualizar de mejor manera que tan correlacionados están estos dos periodos, Intersísmico como Cosísmico, mediante resultados obtenidos utilizando el mismo método de inversión, ya sea para obtener tasas de acoplamiento como deslizamientos, correspondientemente a cada una de las interfaces.

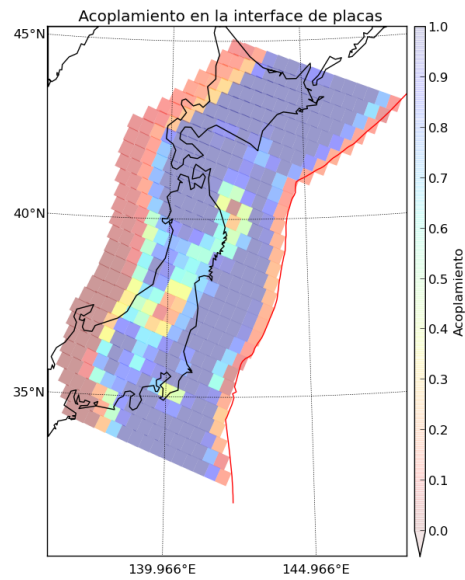
Las características de la grilla de subfallas utilizada en el modelo intersísmico fueron las mismas mostradas previamente en este trabajo, 30 subfallas en dirección del eje x , y 15 subfallas en dirección del eje y . Además de los siguientes parámetros,

| Largo L [km] | Espesor elástico T_e [km] | Prof. d [km] | v. placa [cm/year] | rake λ | dip δ | rake ϕ |
|----------------|-----------------------------|----------------|--------------------|----------------|--------------|-------------|
| 1329 | 15 | 150 | 7.0 | 85 | 15 | 203.75 |

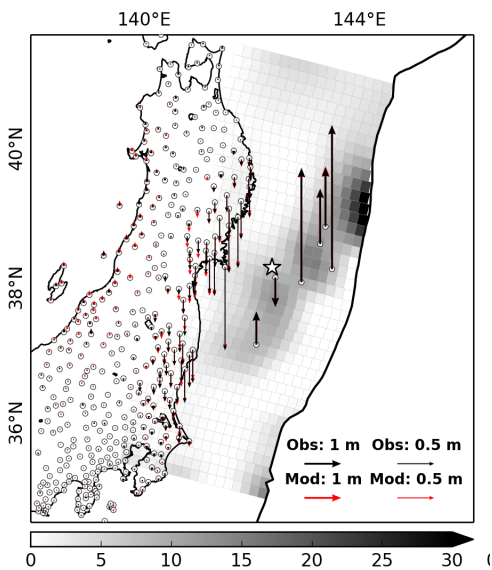
En la Figura 5.15 se puede apreciar las distribuciones tanto de deslizamientos para el periodo Cosísmico por Felipe Vera (5) como de acoplamiento para el periodo Intersísmico obtenidas en este trabajo.



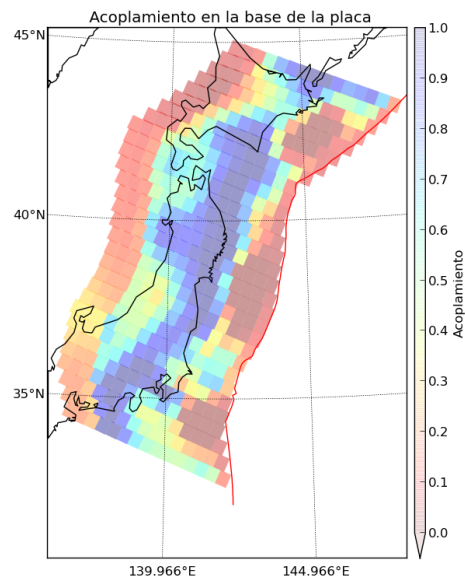
(a) Interfase Superior Cosísmico.



(b) Interfase Superior Intersísmico.



(c) Interfase Inferior Cosísmico.



(d) Interfase Inferior Intersísmico.

Figura 5.15: Distribución de las tasas de acoplamiento (inverso de deslizamiento) para distintos valores de espesor de placa oceánica. Para estos casos tenemos las interfases placa-placa y placa-manto para 30 y 50 [Km].

Capítulo 6

Análisis y discusión

6.1. Tipo de grilla utilizado

El implementar una grilla que se ajuste a la línea de la fosa en vez de trabajar con una grilla de subfallas rectangular, ocasionó un ligero problema. Por un lado si respetábamos las profundidades de cada subfalla, no desplazando nada más que horizontalmente cada fila simplemente para ajustar estas a la línea de fosa, se produjo una discontinuidad de fila a fila de subfallas, como se observa en el esquema de la Figura 4.18. Y por otro lado al querer corregir esta discontinuidad bajando cada fila cuanto corresponda para que la malla de subfallas sea continua (es decir estén todas las subfallas incluidas en un mismo plano), teníamos el inconveniente de que se sobre estimaba la profundidad “real” de cada subfalla, como se puede apreciar en la Figura 4.19, ya que desplazábamos verticalmente cada una para “arreglar” la discontinuidad de la grilla anterior.

Se realizaron pruebas tanto con datos sintéticos (test de resolución), como con la base de datos observados, con el fin de poder determinar que grilla era la más idónea a utilizar.

Lo que respecta a la prueba del test de resolución, desde el punto de vista del residual,

| Grilla | Residual |
|-------------|-------------------------|
| Continua | $6,588 \times 10^{-06}$ |
| Descontinua | $7,314 \times 10^{-06}$ |

Entonces, desde el punto de vista de el residual, para los datos sintéticos del test de resolución, se podría decir que la grilla continua es mejor. Ya que el residuo de los datos menos lo obtenido con el modelo es menor.

Pero desde el punto de vista de la base de datos de GPS, se observó lo siguiente,

| Grilla | Residual |
|-------------|-------------------------|
| Continua | $2,190 \times 10^{-05}$ |
| Descontinua | $1,902 \times 10^{-05}$ |

6.2. Influencia del espesor en el modelo.

Se realizaron una serie de pruebas con relación a la influencia del espesor en el modelo, con espesores de 5, 15, 30 y 50[*km*], en las cuales no se mostró que este factor no jugaba un gran papel en los resultados de acoplamiento en las interfaces del slab.

Se puede observar en los resultados de las Figuras 5.10 y 5.11, un ligero cambio en la distribución de las tasas de acoplamiento y/o deslizamiento, si bien este cambio es muy leve, si se puede decir algo al respecto. A medida que aumenta el espesor del slab, en la interfase superior vemos un aumento en las subfallas que presentan cierto grado de deslizamiento, esto puede ser notado si observamos la distribución de acoplamiento para un espesor de 5[*km*] presente en la Figura 5.10 en comparación a la distribución de acoplamiento con un espesor de 50[*km*] presente en la Figura 5.11. En la interfase inferior se observa que la zona central de la grilla de subfallas que se encontraba acoplada, a medida que aumenta el espesor del slab, esta tiende a desplazarse ligeramente mas a hacia la superficie, además de igual modo que para la interfase superior se aprecia un aparente pero muy ligero aumento en las subfallas que presentan un grado mayor de deslizamiento. Esto se debe principalmente que a medida que aumenta el espesor, la interfase de abajo empieza a tener cada vez menos influencia en superficie, y por ello cambiaran en cierto grado los vectores de velocidades superficiales a invertir con el modelo, por ende, los resultados serán cada vez mas influenciados por las fallas presentes más en superficie que por las más en profundidad, es debido a esto que se ve un aumento en las subfallas que presentan cierto deslizamiento para compensar de cierto modo este aumento en la profundidad de la interfase inferior del slab.

6.3. Comparativa del modelo invirtiendo en una sola interfase con la inversión en ambas interfaces del slab.

Se decidió trabajar en un modelo el cual consideraba una inversión de la tasa de acoplamiento tanto en la interfase superior como inferior del slab, sin saber como iba a reaccionar de cierto modo el modelo a este cambio, en comparativa a lo que ya había realizado Peña, C. (2014) y Novoa, C. (2015) previamente con un modelo de inversión solo de la interfase superior de la tasa de acoplamiento.

Al invertir las velocidades superficiales para obtener las tasas de acoplamiento en ambas interfaces,

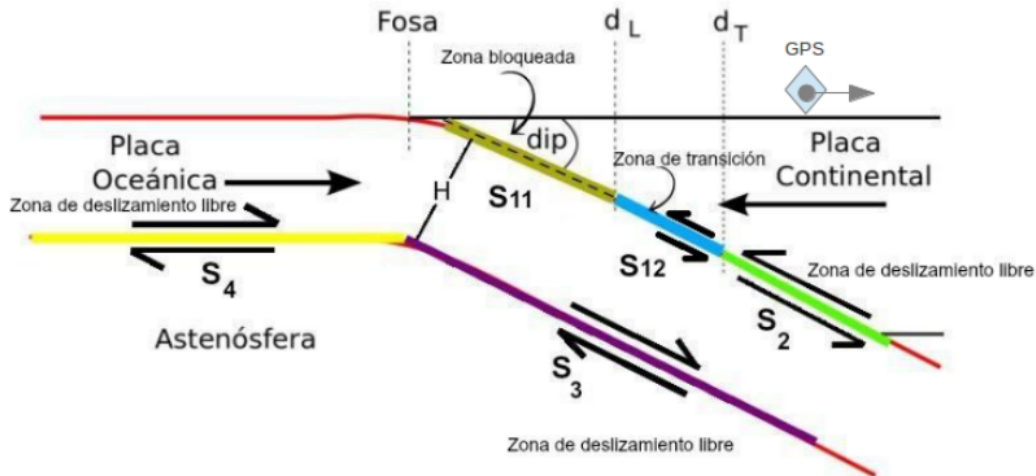


Figura 6.1: Esquema de inversión utilizado por Nova, C.(2015).

los resultados fueron bastante buenos en comparación a la inversión en una sola interfase. Viendo solamente los vectores de velocidades superficiales que entrega el modelo con los datos observados, se ve en la Figura 5.12 una notoria mejora en el ajuste de las velocidades superficiales. También se puede ver una mejoría en el error cuadrático medio de los datos observados en comparación a los obtenidos por el modelo.

Desde un punto de vista netamente matemático, ¿tiene sentido que al invertir en ambas interfaces el ajuste sea mejor que el modelo que consideraba solo una interfase a invertir?, la respuesta es sí. Si bien como mencione en un principio, no se sabía como reaccionaría el modelo ante este cambio, al poner dos superficies a las cuales el modelo le ajustara la mejor solución en la tasas de acoplamiento respectivo, de partida teníamos más λ que nos regularizaban el sistema, esto implicaba que se le dio un mayor grado de libertad a modelo de inversión, y por ende este encontraría una solución que se ajustara más a los datos que para un modelo donde solo teníamos tres λ que nos regulaban el sistema, donde se forzaba aun más las condiciones de las velocidades a invertir.

Al observar los resultados de las distribuciones de las tasas de acoplamiento presentes en la Figura 5.14, aunque el modelo de dos interfaces tuvo mayor grado de libertad a la hora de encontrar una solución, aun así, ambos modelos siguen la misma tendencia en lo que es su distribución de acoplamiento en la grilla. Si bien al invertir en dos interfaces se ve una mayor zona total acoplada, esto se debe a que cuando se considera un modelo con una sola interfase, se le esta forzando a la interfase inferior justo por debajo de la que queremos obtener que sea una zona de libre deslizamiento con una velocidad igual a la velocidad relativa entre ambas placas, cambiando lo que son los vectores a invertir en el modelo, produciendo así que la distribución del acoplamiento en la interfase entre placas tenga una menor área total acoplada.

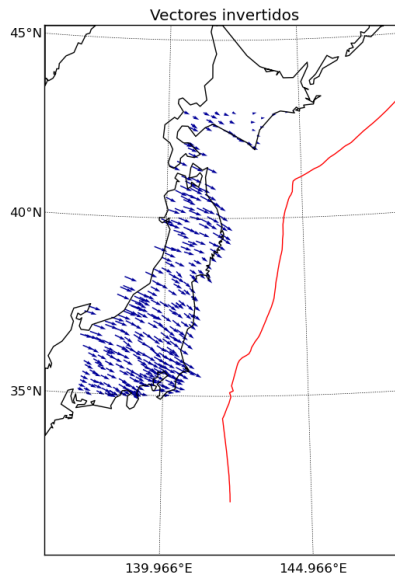


Figura 6.2: *Vectores utilizados en el modelo de inversión para una interfase.*

6.4. Interpretación de la tasa de acoplamiento.

En los resultados se mostró una correlación entre las distribuciones de acoplamiento para el periodo intersísmico y su respectiva distribución de deslizamientos correspondientes al terremoto de Tohoku del año 2010. Pero previo a la discusión respecto a esta comparativa de mapas de dis-

tribución para estos dos periodos, fue necesario discutir a como se puede interpretar el mapa de acoplamiento para Japón, y como se pueden utilizar este tipo de resultados por ejemplo, para hacer una estimación de la magnitud de un posible evento telúrico.

Entonces, el momento sísmico esta dado por 3 parámetros,

$$M_0 = \mu SA$$

donde,

- μ : Módulo de rigidez de las rocas.
- A : Área de ruptura de la falla donde ocurrió el terremoto.
- S : Deslizamiento promedio en la falla.

Se puede utilizar un módulo de rigidez estándar para rocas de la corteza, que es de $30[GPa]$.

Como se utilizaron tasas de deslizamiento en las subfallas, el momento sísmico puede ser reescrito de la siguiente manera,

$$M_0 = \mu A \sum_{i=1}^N \frac{dS_i}{dt} dt$$

donde,

- $\frac{dS_i}{dt}$: Tasa de deslizamiento en cada subfalla.
- dt : Tiempo en años desde que ocurrió el último terremoto en la zona.
- A : Área de cada subfalla, que en este caso es para todas igual.
- N : Número total de subfallas.

Considerando de igual modo la ecuación de Magnitud de momento sísmico de Kanamori,

$$M_w = \frac{2}{3}(\log(M_0) - 9,1)$$

Tanto el deslizamiento de la falla de un evento como el área de ruptura del mismo, definirán que tan grande sera el movimiento, en lo que a magnitud respecta.

La incógnita surge al tratar de entender como se le puede dar un mejor sentido o interpretación a la distribución de acoplamiento. A la hora de tener una distribución de acoplamiento obtenida ya sea con el BSM(Back Slip Model) o con el SM(Slab Model), lo importante no es solo identificar las áreas en las cuales tenemos un acoplamiento total de las placas y por tanto saber que zonas tienen un mayor riesgo sísmico, sino que también se debe ver la longitud de la zona acoplada y su área total, ya que esto influye directamente en la magnitud de un evento sísmico esperado para esas zonas.

Se calculo una magnitud momento del evento sísmico para Tohoku de $M_w = 8,74$.

6.5. Comparación de periodo Intersísmico y Cosísmico para Tohoku.

Los resultados arrojados por el modelo para el periodo intersísmico coinciden bastante bien espacialmente hablando con los que obtuvo Vera, F. en su trabajo de inversión de datos GPS para el periodo cosísmico en la misma zona de Japón, sobre todo la interfase superior del Slab.

Para la interfase superior se ve que la zona de mayor deslizamiento en el periodo cosísmico coincide con un parche de acoplamiento en la misma zona en el periodo intersísmico. Si bien el modelo arroja una zona con un alto acoplamiento a grandes profundidades en los limites superior eh inferior de la grilla, estos no tienen mayor valides, ya que es justamente en esas zonas donde no hay buena resolución en la inversión desde el punto de vista de el test de resolución.

Para la interfase inferior, no se ve una buena coincidencia entre los máximos deslizamientos que arroja la inversión hecha por Vera, F. con las zonas de mayor acoplamiento obtenidas en este trabajo para la interfase inferior. Esto se podría deber a que en el trabajo hecho por Vera, F. se contó con datos de desplazamiento del suelo oceánico lo que proporciona una mejor resolución y veracidad en la inversión para la interfase inferior y para las zonas mas cercanas a la fosa y por ende mas lejos de las estaciones GPS terrestres. Pero esto también abre a la pregunta de que tan cierto es el hecho de que se presenten este tipo de deslizamientos en la interfase inferior previo a un evento sísmico

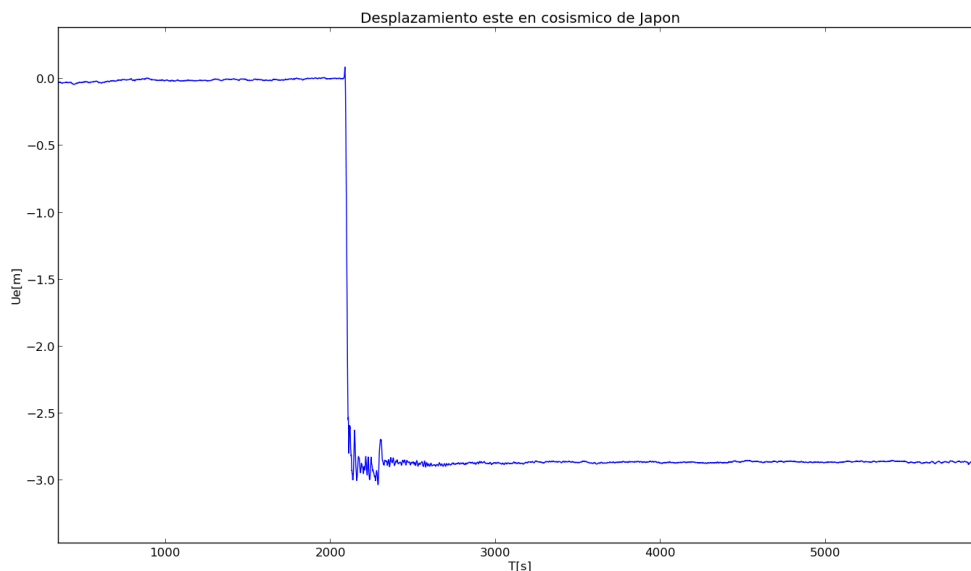


Figura 6.3: *Desplazamiento Este de una estación en el Cosísmico de Japon.*

de tipo inverso en una zona de convergencia de placas. Se aprecia en la Figura 5.3, una estación GPS ubicadas en Japon, muestra un leve desplazamiento en sentido contrario al que produce un evento sísmico inverso previo al gran desplazamiento superficial que produjo el terremoto de Japon propiamente tal. Si bien no es una prueba contundente de que existen este tipo de movimiento normales previos a un evento sísmico inverso, si abre la incógnita a si son efectivamente reales, y si podrían ser el gatillante de el evento principal inverso.

Mediante la inversión para el periodo intersísmico se obtuvo una magnitud de momento estimada de $M_w = 8,74$. Si bien ésta es un poco inferior a la magnitud del terremoto de Tohoku, este valor es simplemente una estimación, ya que no se puede obtener de manera exacta la magnitud de un evento esperado para una región dada, a partir de este tipo de inversiones de datos GPS, ya que los desplazamientos superficiales son variables a lo largo del periodo intersísmico.

Capítulo 7

Conclusión

Las observaciones geodésicas son sumamente útiles para para entender o tratar de entender los distintos procesos tectónicos por lo cuales pasa la tierra constantemente. Estos son procesos son bastante ciclicos, y pueden ser divididos en distintos periodos de un ciclo: Intersísmico, Cosísmico y Postsísmico. Este proceso de carga y descarga de energía generan diversos fenómenos naturales ya sean terremotos o tsunamis, y el poder entender como funcionan estos procesos depende directamente de la cantidad, calidad y distribución de las observaciones para ser utilizadas en distintos modelos geofísicos.

El utilizar el SM para invertir datos geodésicos, nos brinda la ventaja de no solo centrarnos en la zona bloqueada ubicada en la interfase entre las placas, sino que también poder entender otros parámetros que podrían estar influyendo en acoplamiento además de ver de una mejor manera el proceso completo deslizamiento de la placa.

Al dejar dos zonas libres para obtener las distribuciones de acoplamiento en estas, la zona bloqueada entre las placas y la zona en le interfase placa manto por debajo de la anterior, se obtiene un mejor ajuste con los datos observados que si solo se deja la zona entre placas libre para obtener las tasas de acoplamiento. Esto fue un poco lo esperado, ya que se le dio un mayor grado de libertad al modelo para así ajustar de mejor manera el resultado.

Se logro obtener una buena correlación espacial para la zona de Japón, en lo que respecta a la zona de carga en la interfase entre placas con la zona de ruptura del terremoto de Tohoku. Con las velocidades superficiales observadas entre los años 1997-2000 se obtuvo una zona de riesgo donde se estimo un megaterremoto de una magnitud de $M_w = 8,74$. Respecto a la correlación espacial entre la interfase inferior del periodo intersísmico con su contra parte del cosísmico, esta no fue del todo buena en una cierta medida debido a que para el periodo cosísmico se contaron con estaciones en el suelo oceánico, las mejoran la resolución para las zonas mas alejadas de las estaciones terrestres.

La inversión arrojada para el periodo intersísmico presentó residuales del orden de $10^{-5}[\frac{m}{a\ddot{o}}]$, siendo que las velocidades superficiales observadas son del orden de $10^{-2}[\frac{m}{a\ddot{o}}]$. Además las correlaciones obtenidas para las componente Este y Norte de los vectores de velocidades superficiales rondan el 90 %.

La fiabilidad de los resultados para este tipo de inversiones viene dada directamente por la distribución y densidad de estaciones GPS de las cuales se obtuvieron las observaciones.

En el test de resolución se obtuvo en general buenas resoluciones para las zonas justo por debajo de Japón donde estaba toda la concentración de estaciones GPS, disminuyendo ligeramente hacia la fosa, pero disminuyendo aun mas rápidamente en sentido contrario a la fosa, produciendo zonas de baja resolución a grandes profundidades en los límites Norte y sur de la grilla.

Si bien se trabajo con una buena cantidad de estaciones, estas estaban muy concentradas en la isla de Japón, estropeando un poco la resolución fuera de ésta. Por lo que no solo debemos confiar en el numero de estaciones a la hora de realizar una inversión de este tipo, sino que también en su distribución a lo largo del área de trabajo.

Se sugieren además las siguientes mejoras al estudio para validar y dar aun un mayor sentido físico al problema tratado en este trabajo,

- Trabajar con un dip variable. Durante este trabajo se trabajo con un dip constante, lo cual claramente no es muy apegado a la realidad. Pero se puede introducir un dip variable al modelo de una manera relativamente facil, ya que cada subfalla tiene asociada su respectiva profundidad, con un modelo de slab, como por ejemplo el slab 1, se puede obtener una función de dip versus profundidad, la cual puede ser incluida y por ende, asociarle su respectivo angulo de manto a cada una de las subfallas.
- Estimación de el tensor de deformaciones Regional. Para una mejor comprensión de a una escala regional de las deformaciones en la zona de estudio, se pueden calcular los tensores de tasas de deformación ($\dot{\epsilon}_{ij}$) y tasa de rotación ($\dot{\omega}_{ij}$), no sin antes asumir para este tipo de calculo, que se esta trabajando con pequeñas deformaciones, aunque, esto no es tan alejado de la realidad, ya que se esta trabajando con datos de el periodo Intersísmico y las tasas de deformaciones son considerablemente pequeñas en comparación a las del periodo Cosísmico. A partir de aquí podemos aislar solo la predicción del modelo estimado para las velocidades correspondientes al tensor de deformación y la traslación del cuerpo rígido (corteza), trabajando solo con ellas, y dando por hecho que la interacción entre placas con el modelo aplicado en este trabajo solo produce deformaciones correspondientes a desplazamientos (o tasas de

desplazamientos), y no rotaciones, ya que se está trabajando con subfallas todas orientadas de igual manera y con los mismos parámetros de fallas.

- Estimación de el tensor de deformaciones Local. Se puede estimar los tensores de tasa de deformación ($\dot{\epsilon}_{ij}$) y tasa de rotación ($\dot{\omega}_{ij}$) de manera local, con el fin de complementar el estudio y ver zonas de mayor compresión o dilatación en la zona de estudio, además de zonas con mayor índice de rotación. Todo ello para entender de mejor manera los procesos que ocurren a partir de la interacción entre las placas.
- Grilla con subfallas triangulares. En este trabajo se utilizó una grilla rectangular con subfallas rectangulares, pero se puede utilizar una grilla con subfallas triangulares. Esto permite adaptar la grilla de mucho mejor manera a la forma de el slab, y complementaria de mucho mejor manera el primer punto expuesto de un angulo de manteo variable, ya que no solo se puede considerar un angulo variable, sino que también la morfología de el slab subductante obtenido de modelos como el slab 1.

Bibliografía

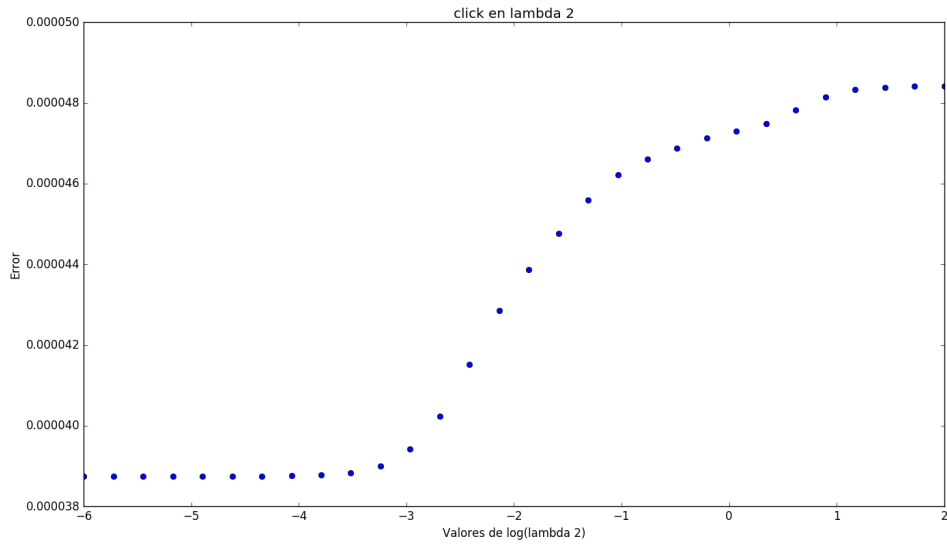
- [1] UNIVERSITY OF MICHIGAN, <http://www.umich.edu/~gs265/tecpaper.htm>.
- [2] JOHN P. LOVELESS AND BRENDAN J. MEADE, *Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan*, Journal of Geophysical Research, Vol. 115, 2010.
- [3] NOVOA, C. *Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile*, 2015.
- [4] PEÑA, C. *Inversión de la placa subductante en el Sur de Chile mediante datos GPS*, 2014.
- [5] VERA, F. *Tópico I*, Universidad de Concepción, 2015.
- [6] MADELEINE BRY AND NICKY WHITE, *Reappraising elastic thickness variation at oceanic trenches*, Journal of Geophysical Research, Vol. 112, 2007.
- [7] J. C. SAVAGE, *A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone*, Journal of Geophysical Research, Vol. 88, pages 4984-4996, 1983.
- [8] HILARY J. FLETCHER, JOHN BEAVAN, JEFFREY FREYMUELLER, AND LEWIS GILBERT, *High interseismic coupling of the Alaska subduction zone SW of Kodiak island inferred from GPS data*, Geophysical Research Letters, Vol. 28, pages 443-336, 2001.
- [9] YOSHIHIRO KANEKO, JEAN-PHILIPPE AVOUAC AND NADIA LAPUSTA, *Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling* Nature Geoscience, 2010.
- [10] MARTA BÉJAR-PIZARRO, ANNE SOCQUET, ROLANDO ARMIJO, DANIEL CARRIZO, JEFF GENRICH AND MARK SIMONS, *Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone*, Nature Geoscience, 2013.

- [11] THATCHER, W. & RUNDLE, J.B., *A model for the earthquake cycle in underthrust zones*, Journal of Geophysical Research, Res 84, 5540-5556, 1979.

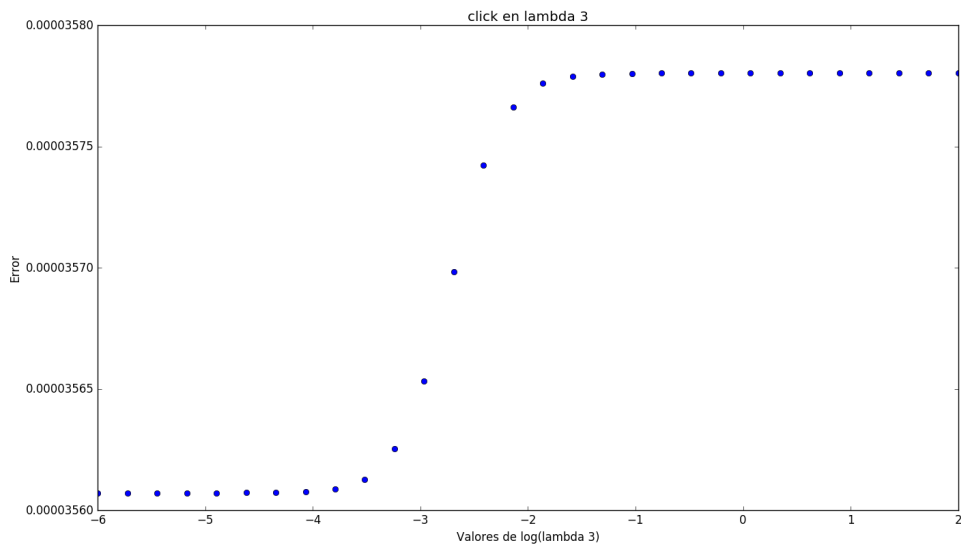
Anexos

Constantes de regularización de el sistema

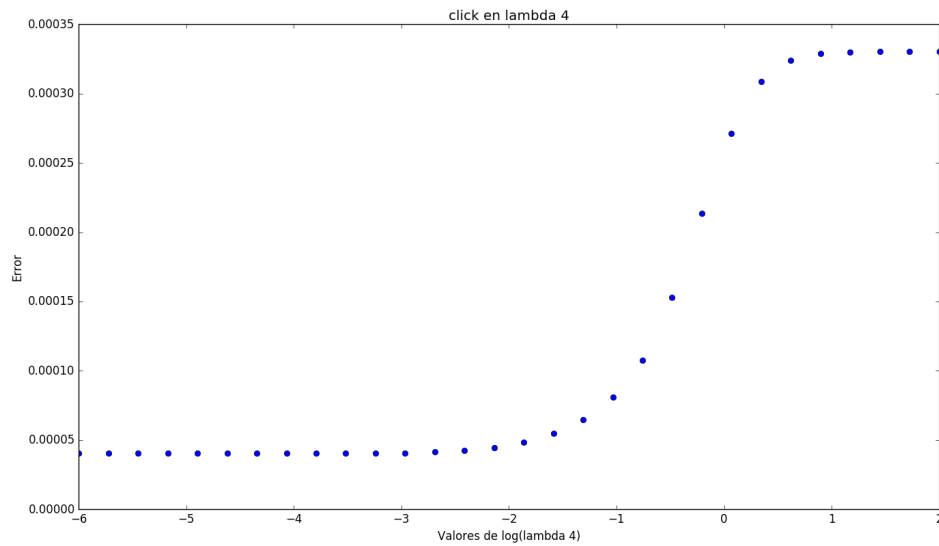
A continuación se muestran los gráficos faltantes de las curvas L de las demás constantes que regularizaron el sistema, λ_2 , λ_3 , λ_4 , λ_5 .



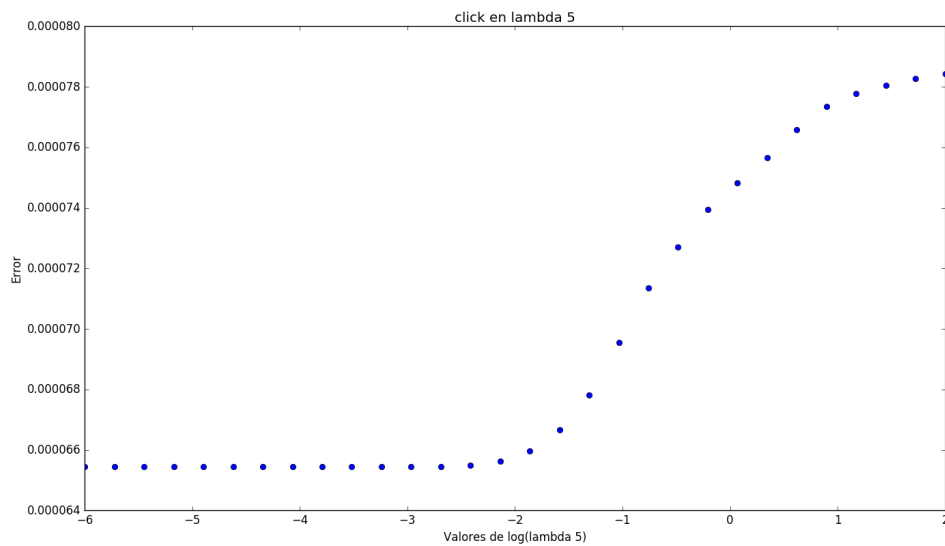
Curva L para el parámetro λ_2 .



Curva L para el parámetro λ_3 .



Curva L para el parámetro λ_4 .



Curva L para el parámetro λ_5 .

Vale la pena decir que lo que se observa en la Figuras en el eje vertical, es simplemente la norma L^2 de el vector de residuales presentado en la ecuación (4.4.5) pero dividido por el total de observaciones, es decir, si trabaje con 300 estaciones de GPS, como tengo 2 datos por estaciones, Este y Norte, la norma del residual total se dividió por 600, que es la totalidad de las observaciones,

esto, con el fin de tener un tipo de promedio de error por dato, y como se esta trabajando en una escala de metros $[m]$, los errores presentados debido a la variación en la elección de las constantes de regularización son del orden de $1 \times 10^{-5}[m]$.

Los errores presentados en las constantes de regularización de el sistema matricial, no tienen ninguna relación con los errores de las mediciones, ya que en este trabajo solo se utilizo el método de mínimos cuadrados con regularización, pero no se incluyo en el modelo de inversión ni una matriz de peso por distancia (darle mas peso a las estaciones mas cercanas a la celda de la grilla en la cual se calculo el acoplamiento) ni una matriz de peso que incluyera la covarianza de los datos, que son los errores asociados a las mediciones.