

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



Estudio de relocalización de sismos usando Simul2000 con modelos de velocidad 2D y 3D en la zona centro-sur de Chile desde tiempos de llegada manuales generados por el Centro Sismológico Nacional entre 2013 y 2017.

Emilio Rodríguez E.

Habilitación Profesional

para optar al Título de Geofísico

Noviembre 2020

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

**Estudio de relocalización de sismos en la zona central de Chile desde
tiempos de llegada manuales generadas por el Centro Sismológico
Nacional usando Simul2000 con un modelo de velocidad 2D y 3D.**

Emilio Rodríguez E.

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

Profesor guía:

Dr. Matthew Miller

Comisión:

Dr. Matthew Miller - Dr. Arturo Belmonte - Dr. Rodrigo Abarca Del Río



Noviembre de 2020

Agradecimientos

Este camino realizado en la Universidad de Concepción ha sido una larga montaña rusa de situaciones que definiría de muchas maneras diferentes, aunque lo más importante es que ha sido enriquecedor, lleno de experiencias, pensamientos e ideas nuevas que abrieron mi mente y me hicieron crecer como persona.

Primero que nada, agradezco al Dr. Matthew Miller por toda la enseñanza y ayuda recibida a lo largo de toda la carrera, especialmente desde que comencé con este trabajo. Gracias a su disposición, siempre a aportar sin importar la circunstancia, pude obtener este proyecto y conseguir los contactos para realizar la práctica profesional en el Centro Sismológico Nacional, donde conocí a Paula Manríquez y Sebastián Carrasco, quienes complementaron la enseñanza recibida. Además Sebastián tuvo la amabilidad de compartir los datos esenciales para el estudio de esta tesis.

Agradezco también a todos los profesores y compañeros que conocí en el camino por hacerme crecer como persona, y por el esfuerzo que vi en cada uno de ellos, que siempre tuvieron las ganas por querer ser mejores.

Por último debo agradecer a mi familia, mi padre que siempre me apoyó y me dió la confianza para terminar este trabajo. A mi hermano Diego que siempre estuvo apoyándome y acompañándome en todo momento. Sin ninguno de los dos esto hubiera sido inmensamente más difícil, no solo en esta etapa, sino a lo largo de todos mis años escolares.

Muchas gracias a todos.

Índice general

Índice de figuras	XII
1. Introducción	3
2. Marco teórico	9
2.1. Localización de eventos sísmicos	9
2.2. Modelos de velocidad	14
2.3. Cálculo de hipocentros	16
3. Metodología	23
3.1. Simul2000	23
3.2. Hypo71	26
4. Resultados y Discusión	27
4.1. Estudio de diferencia de localización	39
4.2. Estudio de estaciones	52
4.3. Estudio combinado	56
5. Conclusiones	61
Referencias	63
Anexos	68
A. Modelo de Velocidad	71
B. Archivo de Control	73

C. Catálogo de Eventos	75
------------------------	----

Índice de figuras

1.1. Mapa de la zona central (a la izquierda) y zona centro sur (a la derecha) de Chile, donde los círculos notan los hipocentros y su tamaño se relaciona con su magnitud, y el color denota la profundidad asociada. Las líneas gruesas representan el tamaño aproximado del área de ruptura de cada uno de la grandes terremotos en ambas zonas. Fuente: (Ruiz and Madariaga, 2018)	4
1.2. Mapa geológico simplificado de la zona central de Chile. El recuadro rojo en el mapa inserto da la ubicación del área de estudio. Fuente: (Hicks et al., 2014)	5
1.3. Mapa que incluye el deslizamiento cosísmico del terremoto del 2010, con los últimos grandes terremotos que sucedieron en esta zona. La estrella roja corresponde al epicentro del terremoto del Maule junto al mecanismo focal asociado. Las ciudades principales están marcadas por los círculos blancos. Al costado inferior derecho hay un mapa de la zona de subducción completa entre la placa de Nazca y la Sudamericana, especificando la zona de estudio. Fuente: (Yue et al., 2014)	6
2.1. Rayo atravesando un modelo de capas que aumenta la velocidad V a mayor profundidad, pero con velocidades constantes. El ángulo de incidencia i aumenta también con la profundidad. Fuente: (Bormann, 2012)	11
2.2. Ejemplos de distribuciones de estaciones con respecto a eventos, (a) tiene ángulos menores a 180° , es decir, un gap azimutal menor a 180° . En (b), el gap azimutal es mayor a 180° y en (c) el evento tiene un ángulo mayor a 270° . Fuente: (Rodriguez Maradiaga, 2006)	12
2.3. En la figura superior se puede observar un conjunto de estaciones lejanas con respecto a un evento, lo que conlleva a un elipsoide de error de gran magnitud en la dirección donde están las estaciones. En la figura inferior hay una sección transversal del suelo que muestra los rayos que llegan a diferentes estaciones lejanas desde el hipocentro de un terremoto. (Shearer, 2009)	12

2.4.	Componente vertical de sismogramas normalizados y con filtro Wood-Anderson para un terremoto local del sur de Limburg/Lahn, Alemania, ordenados por la distancia con respecto al epicentro que es de 29 km para TNS y 447 km para GEC2. Se marca la primera llegada de la onda P (puede ser P_g o P_n) y la primera de la onda S (puede ser S_g o S_n). Fuente: (Bormann, 2012) . . .	13
2.5.	Mapa de la zona de estudio de los modelos de velocidad en la zona centro sur chilena, coloreado por batimetría, donde las líneas azules muestran el contorno de la distribución de desplazamiento cosísmico, la estrella morada es el epicentro, los círculos rojos son los eventos preliminares de buena calidad, las cruces negras delimitan los nodos del modelo 3D, los triángulos representan las estaciones, y el color muestra a quien pertenece. Las líneas negras gruesas son secciones que son utilizadas en el paper, la línea blanca es la fosa. Fuente: (Hicks et al., 2014)	16
2.6.	Modelo de velocidad 2D en una sección transversal perpendicular a la fosa oceánica, la figura superior muestra los valores de velocidad de onda p, mientras que el segundo corresponde a los valores de la razón entre v_p y v_s . Los círculos blancos son los eventos localizados con el método de inversión de <i>Simul2000</i> , el triángulo blanco muestra la línea de costa, las cruces representan los nodos, la línea negra gruesa es donde está la interfaz entre las placas según este estudio, la estrella púrpura es el hipocentro del terremoto del Maule. Ciertos sectores son nombrados, mf es el antearco marino, oc es la corteza oceánica, cf es la corteza del antearco superior, cd es la depresión intermedia y cm es el manto continental. Fuente: (Hicks et al., 2014)	17
4.1.	Eventos localizados por el CSN en la zona centro norte de nuestro estudio. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio y los verdes son los que solo fueron localizados por el CSN y no son parte del estudio. La línea con triángulos representa la ubicación de la fosa en el mapa. En la figura inferior en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	28
4.2.	Eventos localizados por el CSN en la zona central de nuestro estudio. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio y los verdes son los que solo fueron localizados por el CSN y no son parte del estudio. La línea con triángulos representa la ubicación de la fosa en el mapa. En la figura inferior en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	29
4.3.	Eventos localizados por el CSN en la zona centro sur de nuestro estudio. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio y los verdes son los que solo fueron localizados por el CSN y no son parte del estudio. La línea con triángulos representa la ubicación de la fosa en el mapa. En la figura inferior en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	30

4.4. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	31
4.5. Eventos relocalizados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	32
4.6. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	33
4.7. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	34
4.8. Eventos relocalizados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando un modelo de velocidad 3D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	35
4.9. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando un modelo de velocidad 3D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	36
4.10. Ejemplo de un evento en la zona de estudio localizado por el Centro Sismológico. La primera imagen a la izquierda corresponde a la localización preliminar (automática) realizada por <i>Hypo71</i> , incluyendo el mapa asociado, y en la segunda se observa la localización final. Fuente: www.sismologia.cl	38
4.11. Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre profundidad de los eventos asociada a la relocalización de 2D, con un valor menor a 50 km.	40

4.12. Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre profundidad de los eventos asociada a la relocalización de 3D, con un valor menor a 50 km.	40
4.13. Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre longitud de los eventos asociada a la relocalización 2D con respecto a la localización original.	41
4.14. Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre longitud de los eventos asociada a la relocalización 3D con respecto a la localización original.	42
4.15. Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre latitud de los eventos asociada a la relocalización 2D con respecto a la localización original.	42
4.16. Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre latitud de los eventos asociada a la relocalización 2D con respecto a la localización original.	43
4.17. Eventos relocalizados en la zona de estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 20 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	44
4.18. Eventos relocalizados en la zona de estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 20 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	45
4.19. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	46
4.20. Eventos relocalizados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	47

4.21. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	48
4.22. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	49
4.23. Eventos relocalizados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	50
4.24. Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	51
4.25. Mapa de la zona de estudio con las relocalizaciones con el modelo 2D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	54
4.26. Mapa de la zona de estudio con las relocalizaciones con el modelo 3D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	55
4.27. Mapa de la zona de estudio con las relocalizaciones con el modelo 2D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, y una diferencia de profundidad menor a 10 km, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	58

4.28. Mapa de la zona de estudio con las relocalizaciones con el modelo 3D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, y una diferencia de profundidad menor a 10 km, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.	59
---	----

Resumen

Estudio de relocalización de sismos en la zona central de Chile desde tiempos de llegada manuales generadas por el Centro Sismológico Nacional usando Simul2000 con un modelo de velocidad 2D y 3D.

Emilio Rodríguez Estrada

Resumen

En base a una investigación realizada con ayuda del Centro Sismológico Nacional se ha intentado mejorar el sistema de localización automática usada actualmente por este ente. El objetivo de este estudio es relocalizar un catálogo de eventos utilizando modelos 2D y 3D en *SIMUL2000* para compararlos con las localizaciones del CSN y con la geología de la zona. Utilizando los datos entre enero del 2013 y enero del 2017 para la zona central del país, entre las latitudes 33°S y 40°S, queremos conseguir eventos relocalizados que se adecúen mejor a la geología de cada lugar que las localizaciones originales. Posteriormente, se realiza un análisis estadístico para determinar qué tan precisas son las localizaciones realizadas por el CSN comparadas a las de *SIMUL2000* en cada dimensión respectivamente, es decir, comparar los modelos 1D con 2D y 1D con 3D en latitud, longitud y profundidad, en el valor de RMS promedio y en su adecuación a la geología del lugar. Principalmente queremos responder: ¿qué tan bien son relocalizados por *SIMUL2000* con un modelo 2D y 3D de la misma zona de los eventos localizados automáticamente por *Hypo71* con modelos de velocidad 1D?, y ¿qué se puede inferir de los resultados obtenidos?

Cuando graficamos los resultados de sus localizaciones se mostraron eventos que estaban bien localizados y otros que estaban en zonas incompatibles al no corresponder con la geología del lugar, especialmente en la zona sur. Al usar modelos unidimensionales para zonas acotadas se pueden conseguir eventos bien localizados

si existe un gap azimutal asociado menor a 200° , lo cual genera una diferencia de profundidad significativa para eventos outer-rise y esta diferencia aumentó para las relocalizaciones de esa zona en promedio, y también en las demás zonas. Al realizar un filtrado sobre los eventos asociados a cada modelo, ya sea, con cierto valor de profundidad (que es el valor que más varía entre las coordenadas) o cantidad de estaciones, o ambas, quedan menos eventos y en general se adecúan mejor a la zona de subducción, especialmente para el primer caso. El resultado del modelo 3D con más estaciones con registro y con diferencia de profundidad menor a 10 km muestra una distribución de sismos bastante cercana a la real, especialmente dentro de la red de estaciones.

Esto nos indica que incluir estaciones offshore para disminuir el gap de eventos en el mar, y posiblemente crear un sistema de alerta temprana, usando un modelo 2D o 3D para toda la zona sísmica del país, ya sea, por sectores o completa, sería la mejor forma de localizar eventos para nuestra zona de subducción.

Capítulo 1

Introducción

Gran parte del territorio continental chileno yace junto a la zona de subducción conformada por la placa de Nazca y la placa Sudamericana, donde la primera se desliza por debajo de la segunda acumulando energía que es liberada en eventos sísmicos, la primera corresponde a una placa oceánica, lo que significa que tiene menor grosor que una placa continental, y la Sudamericana, una placa continental. El movimiento que se produce entre estas dos placas es un choque entre una lámina de mayor densidad con un objeto de menor densidad, lo que conlleva a que la placa de Nazca se deslice por debajo de la placa Sudamericana y genere la fosa oceánica. En esta zona, el ángulo de manteo de la placa es en promedio $\sim 30^\circ$ ([Pesicek et al., 2012](#)) lo cual nos indica la dirección en la cual los eventos deberían estar localizados en función de la profundidad. En la figura 1.1 se puede observar la distribución de sismos típica en espacio y profundidad para esta zona. Esto implica que las zonas de principales eventos sísmicos son cercanas a la fosa hasta una profundidad aproximada de 60 km los cuales están relacionados con el terremoto del 27F. Además pueden existir eventos asociados a vulcanismo y sismos intraplaca.

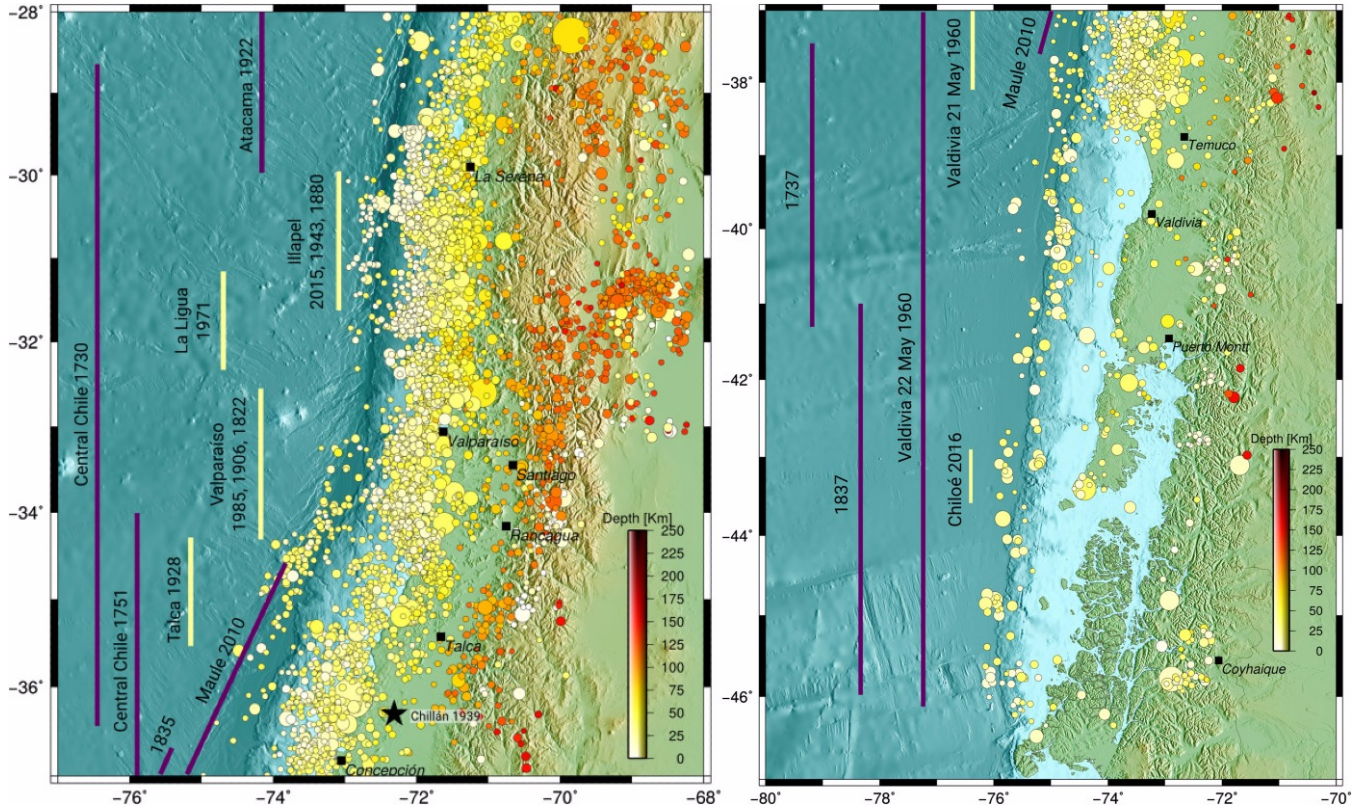


Figura 1.1: Mapa de la zona central (a la izquierda) y zona centro sur (a la derecha) de Chile, donde los círculos notan los hipocentros y su tamaño se relaciona con su magnitud, y el color denota la profundidad asociada. Las líneas gruesas representan el tamaño aproximado del área de ruptura de cada uno de la grandes terremotos en ambas zonas. Fuente: (Ruiz and Madariaga, 2018)

La velocidad en que la placa de Nazca subducta es de aproximadamente 68 mm/año (DeMets et al., 2010) en dirección noreste, lo que significa que es un movimiento geológico de gran velocidad. Al sur del istmo de Ofqui (Región de Aysén), la subducción es producida por la placa Antártica, que se mueve a menor velocidad que la de Nazca (la placa Antártica tiene una velocidad promedio aproximada de 23 mm/yr en dirección noreste (DeMets et al., 2010)) y, por ende, esta zona es sísmicamente menos activa.

En un contexto geológico para este estudio, entre 33°S y 40°S es usada de referencia la figura 1.2, que corresponde a la zona central y centro sur del país; la cual se caracteriza por estar configurada en dirección oeste-este, respectivamente, por la planicie costera, que está conformada de rocas sedimentarias, metamórficas y en menor medida intrusivas, la cordillera de la costa, que es hasta donde llega el prisma acrecionario conformado por sedimentos no consolidados, que está formada por un cinturón metamórfico-intrusivo del Paleozoico tardío con dos series de metasedimentos, la serie occidental y la serie oriental, donde la primera está consti-

tuida de rocas de bajo grado metapsamopelíticas con intercalaciones de metabasita asociada al antiguo prisma acrecionario (Martin et al., 1999) y la segunda, está constituida por batolitos de granito del Paleozoico tardío y rocas metamórficas principalmente, la depresión intermedia, que está conformada por sedimentos cuaternarios y la cordillera de los Andes, las cuales han sido originadas mediante diversos procesos geológicos, influenciados actualmente por la subducción entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana.

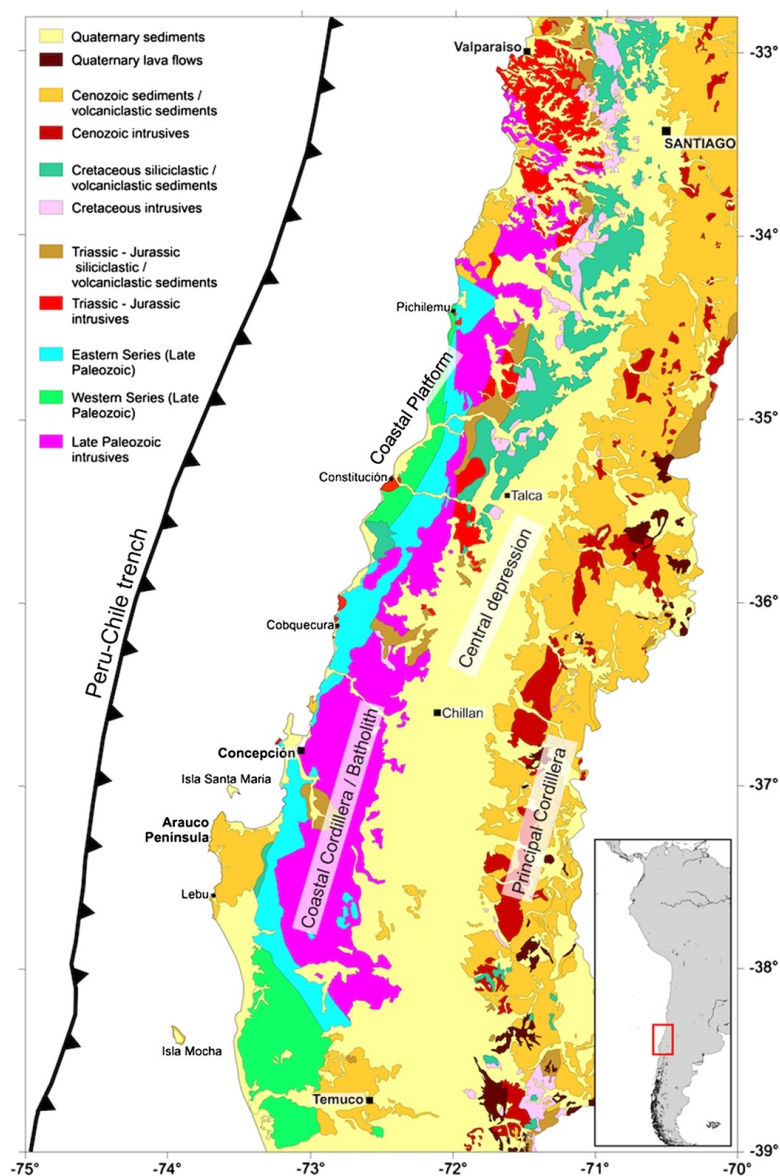


Figura 1.2: Mapa geológico simplificado de la zona central de Chile. El recuadro rojo en el mapa inserto da la ubicación del área de estudio. Fuente: (Hicks et al., 2014)

Los sismos analizados en esta zona son parte de las réplicas del terremoto del 2010 (ver figura 1.3), el cual tuvo una magnitud, M_w , de 8.8, un tamaño de ruptura de aproximadamente 500 km entre $34^\circ S$ y $38.5^\circ S$, y una ruptura bilateral con gran deslizamiento en la zona norte, asociada a sectores de alto acoplamiento (Moreno et al., 2010). Los eventos que consideramos en este trabajo corresponden a la etapa postsísmica después de este terremoto, por lo que una considerable cantidad de sismos registrados son réplicas directas de este evento, y considerando que los modelos de velocidad utilizados corresponden a mediciones tomadas de eventos que sucedieron en esta zona de réplicas, hacen que sea un hecho de gran relevancia. También se consideran sectores más al norte y al sur de este terremoto, en zonas que tuvieron su último gran terremoto décadas atrás (Terremoto de Valdivia (1960), M_w de 9.5 (Ruiz and Madariaga, 2018) al sur y Terremoto de Algarrobo (1985), M_w de 8.0 (Ruiz and Madariaga, 2018) al norte).

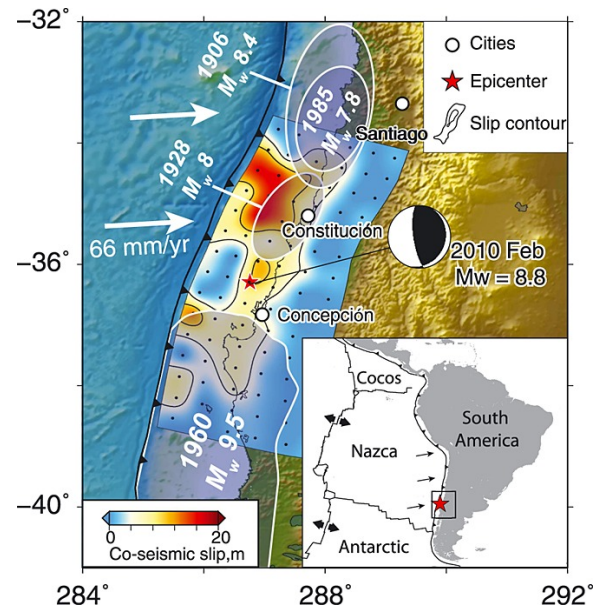


Figura 1.3: Mapa que incluye el deslizamiento cosísmico del terremoto del 2010, con los últimos grandes terremotos que sucedieron en esta zona. La estrella roja corresponde al epicentro del terremoto del Maule junto al mecanismo focal asociado. Las ciudades principales están marcadas por los círculos blancos. Al costado inferior derecho hay un mapa de la zona de subducción completa entre la placa de Nazca y la Sudamericana, especificando la zona de estudio. Fuente: (Yue et al., 2014)

En toda la zona central existen estaciones sismológicas ubicadas a lo largo de la costa del país, que generan un problema de distribución puesto que lo ideal sería tener una distribución aleatoria en todas las direcciones alrededor de la zona de subducción para así tener mejor información sobre cómo se propagan las ondas desde

el hipocentro de cada evento hacia afuera de él. Esto significa que cuando tenemos las estaciones en una línea recta paralela al evento (estaciones de norte a sur y evento fuera de la red sísmica, es decir, con hipocentro en el mar (*outer-rise* y *offshore*), como en Chile), se pierde precisión en el cálculo de la longitud (dirección este-oeste). Considerando que no se usaron estaciones OBS (sismógrafo de fondo oceánico), la localización de eventos se ve afectada por la parcialidad de estaciones hacia el lado continental y se deben verificar para saber si son congruentes con la geología y geometría asociada a la zona donde el programa (cualquiera sea) ha fijado una localización final.

El Centro Sismológico Nacional utilizaba en 2017, cuando realicé la práctica profesional, un programa creado hace más de 30 años llamado Hypo71 ([Lee and Lahr, 1972](#)) que mediante varios modelos unidimensionales de velocidades localiza el hipocentro de los sismos de forma automática, dependiendo de la zona en que sucede el evento, ya sea en la costa de la zona central del país, en la zona volcánica, etc., y buscaba un nuevo programa que pudiera utilizar un modelo 2D y 3D para una disminución del error asociado al cálculo de mínimos cuadrados, especialmente para localizar eventos fuera de la red sísmica automáticamente. Para comprobar la fiabilidad de los modelos seleccionados se deben comparar los resultados de eventos localizados por los modelos 1D en *Hypo71* con las relocalizaciones de los modelos 2D y 3D usando el programa *Simul2000* ([Thurber, 1983](#); [Eberhart-Phillips and Michael, 1998](#)), las cuales deberían tener un error menor que los resultados del modelo de una dimensión si los datos de tiempos de llegada son consistentes, las fases están bien escogidas, el hipocentro inicial está lo suficientemente cerca al hipocentro final para que el programa pueda alcanzar la mejor solución, y no un mínimo local.

Objetivos principales

- Relocalizar eventos sísmicos con *Simul2000* para comparar con las localizaciones realizadas por el Centro Sismológico Nacional.

Objetivos específicos

- Localizar eventos automáticamente utilizando *Simul2000*.
- Probar modelos de velocidad 2D y 3D con los mismos tiempos de llegada utilizados para el caso 1D.
- Comparar las localizaciones obtenidas por el Centro Sismológico con las que se obtendrán.
- Verificar las localizaciones con respecto a la geología del lugar.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Localización de eventos sísmicos

Cuando ocurre un terremoto se generan ondas sísmicas que se propagan por el interior de la Tierra desde el foco hasta las estaciones sísmicas donde se detectan, en la superficie del suelo. Principalmente existen dos tipos de ondas sísmicas de cuerpo, las P y las S. Además existen las ondas Rayleigh y Love, que se generan por la interacción entre las ondas P, S y la superficie de la tierra, pero estas últimas no son relevantes para el estudio en cuestión, porque lo que se busca es calcular el hipocentro de cada evento, que matemáticamente solo necesita de las primeras dos.

Las ondas P o primarias son ondas compresionales o longitudinales. Esto significa que la onda se propaga en la dirección de la vibración. Un ejemplo similar son las ondas sonoras. Se llaman primarias porque son las primeras en llegar de un punto a otro en cualquier material, ya que su velocidad de propagación es mayor a las ondas S. Está definida por la fórmula:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

donde v_p es la velocidad de la onda P en un medio, K corresponde al módulo de incompresibilidad del medio en el cual se está propagando la onda, μ es la rigidez y ρ es la densidad del medio.

Las ondas S o secundarias son ondas transversales en las que el desplazamiento del terreno es perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Así como se propaga una onda en una cuerda. Se llama secundaria porque llega más tarde que la onda P. La velocidad está definida por:

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

donde v_s es la velocidad de la onda S en un medio, μ corresponde a la rigidez del medio y ρ es su densidad. Valores de velocidades típicas para estas ondas son, por ejemplo, considerando el modelo de velocidad unidimensional IASP91 (Kennett, 1991) en la corteza, 5,8 km/s y 3,36 km/s para ondas P y S, respectivamente.

Además hay que tener en cuenta que la velocidad de las ondas varía con la profundidad normalmente de forma creciente en la corteza y manto. Estas variaciones hacen que el rayo de la onda sísmica se curve y de esta forma el rayo vuelve a la superficie, por tanto no sigue una trayectoria recta desde el terremoto hasta la estación, a menos que el evento esté justamente debajo de la estación. Esta situación es descrita por la ley de Snell, como se aprecia en la figura 2.1, la onda refracta al atravesar los diferentes medios, donde consideramos un modelo unidimensional de capas que tienen diferente densidad, pero son horizontalmente homogéneas. Se considera el ángulo de incidencia i perpendicular al límite entre capas y la velocidad de propagación de onda de las capas, que cumple siempre la siguiente equivalencia

$$p = s_i \cdot \sin(\theta_i) \quad (2.3)$$

donde p es la lentitud aparente, s_i es la lentitud, o dicho de otra forma, la inversa de la velocidad de la capa ($1/v_i$) y θ_i es el ángulo de incidencia como ya se había dicho. Para todas las capas el valor de p es el mismo. En cambio, para un modelo bidimensional el valor de velocidad de propagación varía en profundidad y horizontalmente, por lo que el ángulo de incidencia va a ser perpendicular al límite entre las capas que son atravesadas por el rayo. Luego, para un modelo tridimensional es necesario considerar el límite como una superficie que puede variar el ángulo de incidencia en las dos componentes en que se extiende esta.

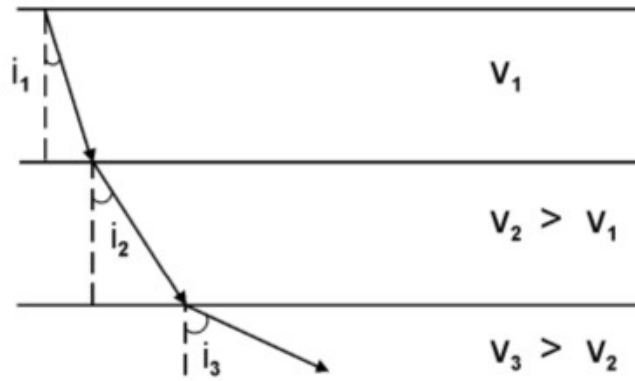


Figura 2.1: Rayo atravesando un modelo de capas que aumenta la velocidad V a mayor profundidad, pero con velocidades constantes. El ángulo de incidencia i aumenta también con la profundidad. Fuente: (Bormann, 2012)

Como este modelo es una buena representación de la Tierra dividida por capas es posible colocar estaciones sísmicas alrededor de zonas sismológicas para determinar en qué lugar está ocurriendo los hipocentros de los terremotos mediante un cálculo de trayectoria.

Mientras las estaciones estén alrededor del evento, estos tendrán una buena localización puesto que un importante indicador para el análisis de las localizaciones es el gap azimutal. Corresponde al ángulo máximo entre estaciones tomando de referencia el epicentro como el vértice y proyectando una línea entre las estaciones y el epicentro. En la figura 2.2 tenemos 3 situaciones, la figura (a) es un evento con estaciones bien distribuidas, es decir, se puede localizar con bastante certeza, la figura (b) tiene un evento apenas fuera del sistema de estaciones, que no es una distribución ideal, lo cual dará una localización con mayor incertidumbre que en el caso (a), especialmente en dirección vertical y en el caso de la figura (c) las estaciones al estar tan juntas y a la vez lejos del evento aportan baja información sobre su localización, puesto que si estuviéramos en un plano esas líneas estarían casi paralelas, lo que llevaría a tener una matriz mal condicionada a la hora de resolver mínimos cuadrados. En las imágenes de la figura 2.3 se observan ejemplos de mala distribución de estaciones con respecto a los hipocentros. En la figura superior se tiene que las estaciones están solo a un lado del evento, como si fuera un evento en el mar, cerca a la costa chilena, y el error en la dirección de las estaciones es grande debido a que la información que registran esas estaciones es similar para todas y no está bien restringido en esa dirección. En cambio, si hubiera un rayo desde el lado contrario a las estaciones, la precisión en esa dirección sería mayor. En la figura inferior se observa un corte transversal mostrando el viaje de los rayos por el suelo hasta llegar a las estaciones que están lejos del evento, y como las estaciones están cerca entre sí, la información que obtienen de la profundidad del evento es poca, ya que el ángulo de llegada es muy similar para todas las

estaciones, lo que conlleva a cambios en el tiempo de origen si la profundidad varía demasiado, ya que más de 1 solución satisfacería esta matriz.

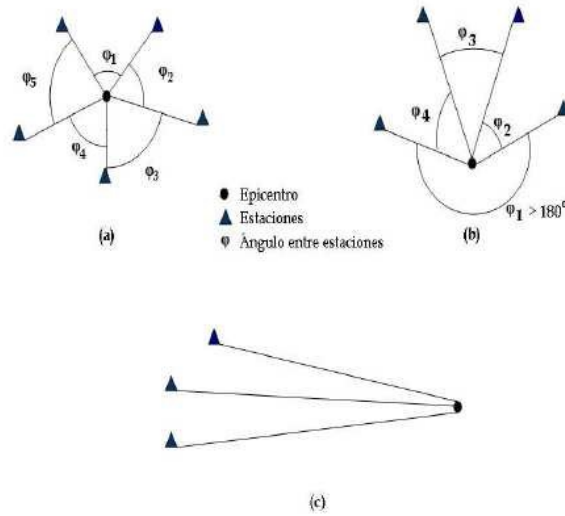


Figura 2.2: Ejemplos de distribuciones de estaciones con respecto a eventos, (a) tiene ángulos menores a 180° , es decir, un gap azimutal menor a 180° . En (b), el gap azimutal es mayor a 180° y en (c) el evento tiene un ángulo mayor a 270° . Fuente: (Rodríguez Maradiaga, 2006)

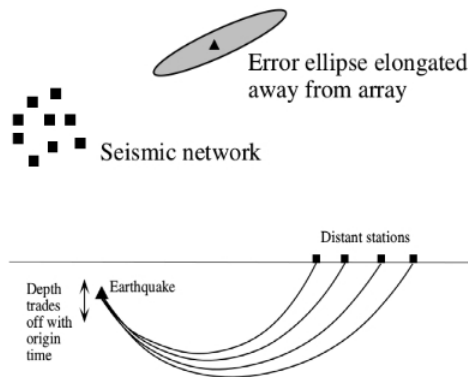


Figura 2.3: En la figura superior se puede observar un conjunto de estaciones lejanas con respecto a un evento, lo que conlleva a un elipsoide de error de gran magnitud en la dirección donde están las estaciones. En la figura inferior hay una sección transversal del suelo que muestra los rayos que llegan a diferentes estaciones lejanas desde el hipocentro de un terremoto. (Shearer, 2009)

Se observan las llegadas de las ondas P seguidas de las ondas S en cada estación tardando más tiempo cuanto más lejos se encuentra la estación del terremoto, por ejemplo suponiendo un medio simple con los parámetros de Lamé μ y λ iguales, es decir, en un sólido de Poisson, la velocidad de la onda P es $\sqrt{3} \approx 1,73$ veces la velocidad de la onda S. Además la forma de la onda es distinta vista en cada estación como se puede ver en la figura 2.4, donde se tienen los sismogramas de 12 estaciones a diferentes distancias epicentrales, y todas tienen un registro distinto de la primera llegada de la onda P y S, debido a diversos factores de la fuente, de la trayectoria y del receptor, incluyendo el mecanismo focal del terremoto, el muestreo de las estaciones y el diferente camino de recorrido de las ondas por diferentes capas, entre otros. El tiempo que demora la onda P o S en llegar a cada estación desde el hipocentro se denomina tiempo de llegada, y es un valor que se usa para minimizar el error de los tiempos de llegada teóricos que son calculados mediante el modelo de velocidades del suelo, para ajustar la localización del hipocentro.

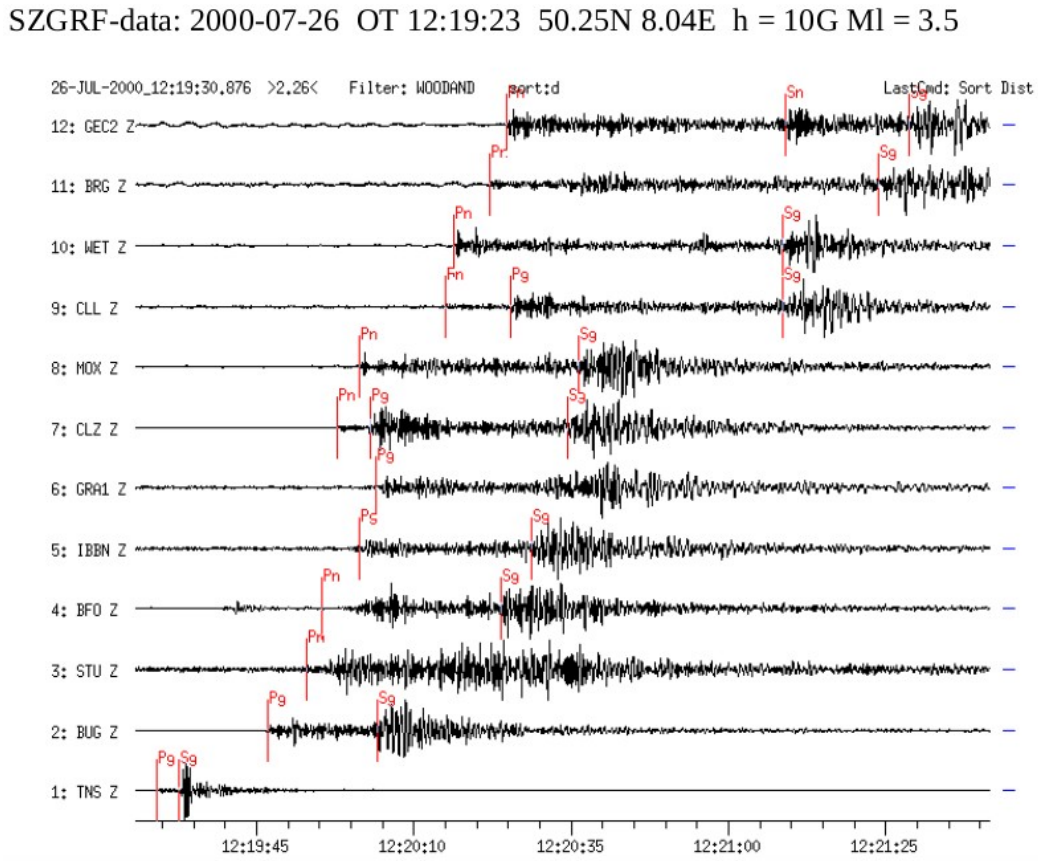


Figura 2.4: Componente vertical de sismogramas normalizados y con filtro Wood-Anderson para un terremoto local del sur de Limburg/Lahn, Alemania, ordenados por la distancia con respecto al epicentro que es de 29 km para TNS y 447 km para GEC2. Se marca la primera llegada de la onda P (puede ser P_g o P_n) y la primera de la onda S (puede ser S_g o S_n). Fuente: (Bormann, 2012)

2.2. Modelos de velocidad

Un modelo de velocidad otorga un valor de velocidad a una posición específica en una grilla que contiene la región de estudio, es decir, en 1 dimensión se asocia una velocidad con una profundidad, en 2 dimensiones, la velocidad se asocia a un nodo entre profundidad y una coordenada horizontal y en 3 dimensiones corresponde a un nodo cuboide con todas las coordenadas, o sea, la velocidad varía en todas las dimensiones, por lo tanto un modelo en 3 dimensiones que está hecho a partir de datos de una zona de subducción, donde hay variaciones laterales en su geología debe tener una mejor traza de rayos que un modelo 1D para localizar un evento en una zona específica, puesto que un modelo de 1 dimensión solo varía la velocidad en profundidad. Esta velocidad se deduce de la geología del lugar, es decir, los valores se inferen de estructuras y geometrías del suelo para así ser una buena aproximación de las velocidades del suelo. Para nuestro caso, la zona de subducción es mucho más compleja que capas de velocidad constante horizontalmente cada cierta profundidad, considerando las 2 placas y las estructuras asociadas a todo el proceso geológico, esto implica que un modelo 3D se ajustaría mejor a la complejidad de la región que un modelo 1D que lo subestima al no incluir estas variaciones.

Es necesario señalar que los modelos son aproximaciones con respecto a los datos de sismicidad, en este caso obtenidos de réplicas del terremoto del 2010, los cuales nos proporcionan información mediante los cálculos de trayectoria de las ondas y sus tiempos de llegada a las estaciones. Esto significa que a menor escala el modelo podría no funcionar puesto que los valores de velocidad asociados a cada nodo, pueden abarcar demasiado y la aproximación no serviría para localizar. Por esto abarcamos un área de gran tamaño (cientos de kilómetros) y de esta forma las aproximaciones realizadas en 2D y 3D corresponden a un modelo regional de velocidad que ayuda a resolver el problema de mejor manera. Cada nodo horizontalmente es de 25 km y en profundidad es de 10 km, a excepción de la zona fuera de la fosa donde se unen nodos a 15 km por la disminución en la cobertura de rayos. Para ambos el espacio de nodo mínimo es de 16 km horizontalmente, y verticalmente es de 8 km.

Para el modelo de 2 dimensiones se utilizó el modelo calculado por ([Hicks et al., 2014](#)), el cual localizó 710 eventos, de los cuales 669 tenían un mínimo de registros en estaciones de 12 P y 4 S, es decir, los 669 eventos eran un catálogo de alta calidad, e incluyó una densa red de estaciones en tierra y mar, con estaciones OBS al otro lado de la fosa oceánica a igual latitud que las zonas de mayor deslizamiento cosísmico, como se aprecia en ??, donde hubieron 17 estaciones OBS taiwanesas en la parte norte entre el 15 de julio de 2010 y 8 de agosto de 2010, y 10 estaciones OBS inglesas (Liverpool) en la parte sur desde agosto de 2010 hasta marzo de 2011, es decir, en el borde de la placa de Nazca, lo cual disminuye el gap azimutal de los eventos que ocurren

en el mar a poca profundidad (*offshore* y *outer rise*). Además esto mejora la resolución del antearco marino en profundidades menores a 80 km aproximadamente, donde las velocidades están bien definidas, puesto que las trayectorias de los rayos no fueron más profundas. La resolución en profundidad para la zona de la fosa de subducción es de solo 20 km, ya que las estaciones están más cerca a los eventos que suceden en el mar y además no hay sismos profundos registrados en esta zona que daría mayor resolución en profundidad. La razón v_p/v_s es usada en vez de la velocidad de onda S como tal, ya que los datos de onda S son menos que los de onda P que existen para cada estación y para cada evento, además puede ser usado para calcular la razón de Poisson y así poder identificar y caracterizar zonas con material hidratado, que tienen una alta presión de fluidos por porosidades, por ejemplo. El resultado del modelo 2D se puede ver en la figura 2.6 y se ahondará en él más adelante.

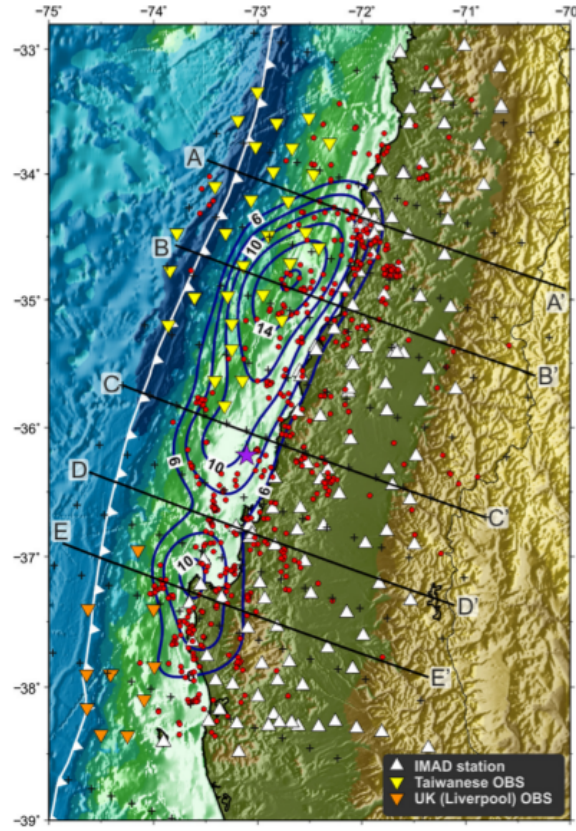


Figura 2.5: Mapa de la zona de estudio de los modelos de velocidad en la zona centro sur chilena, coloreado por batimetría, donde las líneas azules muestran el contorno de la distribución de desplazamiento cosísmico, la estrella morada es el epicentro, los círculos rojos son los eventos preliminares de buena calidad, las cruces negras delimitan los nodos del modelo 3D, los triángulos representan las estaciones, y el color muestra a quien pertenece. Las líneas negras gruesas son secciones que son utilizadas en el paper, la línea blanca es la fosa. Fuente: (Hicks et al., 2014)

Para el modelo de 3 dimensiones, se utilizó la solución 3D del mismo trabajo anterior, el cual tiene incluidas dentro de sus nodos zonas de alta velocidad, asociadas a afloramientos intrusivos en la costa, y las zonas de mejor resolución tienen una distribución similar a las del modelo 2D.

2.3. Cálculo de hipocentros

Para resolver el problema de la localización, consideraremos los tiempos de llegada de cada estación, que tendrán una diferencia, con respecto al tiempo de viaje predicho por el modelo de referencia, lo que deriva en el tiempo residual, que es solo la diferencia entre estos tiempos, es decir,

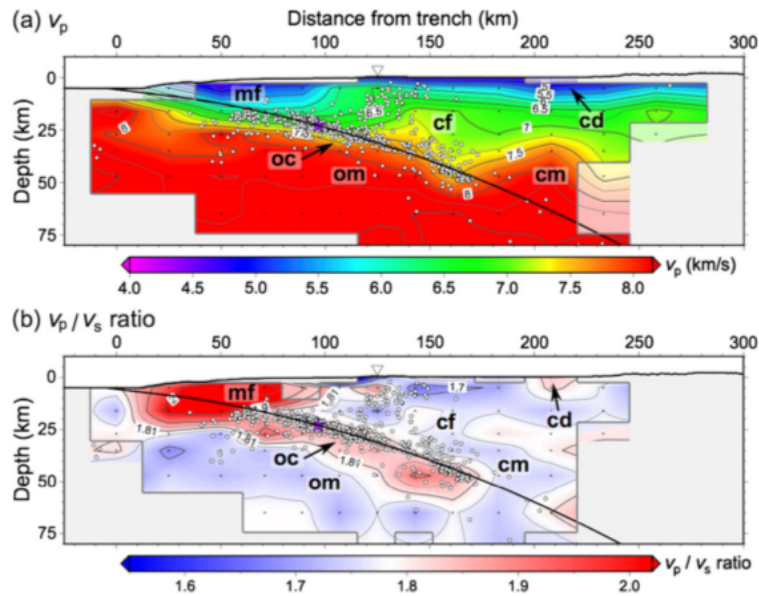


Figura 2.6: Modelo de velocidad 2D en una sección transversal perpendicular a la fosa oceánica, la figura superior muestra los valores de velocidad de onda p, mientras que el segundo corresponde a los valores de la razón entre v_p y v_s . Los círculos blancos son los eventos localizados con el método de inversión de *Simul2000*, el triángulo blanco muestra la línea de costa, las cruces representan los nodos, la línea negra gruesa es donde está la interfaz entre las placas según este estudio, la estrella púrpura es el hipocentro del terremoto del Maule. Ciertos sectores son nombrados, **mf** es el antearco marino, **oc** es la corteza oceánica, **cf** es la corteza del antearco superior, **cd** es la depresión intermedia y **cm** es el manto continental. Fuente: (Hicks et al., 2014)

$$t_{resid} = t_{obs} - t_{pred} \quad (2.4)$$

donde t_{obs} corresponde al tiempo de viaje asociado a la observación de las estaciones y t_{pred} es el tiempo de viaje predicho con el modelo de velocidad. Si esta diferencia de tiempo es positiva, significa que la estructura del suelo tiene una velocidad de propagación mayor que la del promedio del modelo, en cambio, si este valor es negativo entonces la estructura del suelo tiene una velocidad de propagación menor que la del promedio del modelo.

Los tiempos residuales del modelo pueden ser graficados en un histograma para verificar si su promedio es 0, en caso de no serlo entonces el modelo requiere un ajuste sistemático en sus velocidades, no funciona como modelo realista. Para un modelo 3D la meta es reproducir las perturbaciones de velocidad lateral que un modelo 1D no podría incluir, y que este modelo pueda localizar eventos que tengan bajos errores en la elección de tiempos de la primera llegada de manera realista.

Para conseguir el valor de t_{pred} es necesario entonces, tener un modelo de velocidad del suelo, el cual para localizaciones regionales y locales está conformado por bloques que contienen una determinada distribución de velocidad.

Por ejemplo, para un modelo 2D se tiene que cada tiempo de viaje residual está asociado a una trayectoria de rayo que conecta la fuente del evento con la estación o receptor. Encontrar este rayo exacto que resuelve el problema puede no ser una tarea trivial, especialmente si se usan iteraciones con modelos 3D. Existen varios métodos que resuelven el problema de trazar un rayo entre 2 puntos dentro del modelo:

1. Tirar rayos con una pequeña diferencia en el ángulo de salida desde la fuente con un muestreo que converja en la localización del receptor.
2. Doblar un rayo de forma que una trayectoria adyacente es ligeramente deformada para hacerla llegar a la localización de la estación deseada.
3. Técnicas de diferencias finitas o teoría de gráficos que requieren una grilla de puntos (por ejemplo, ([Vidale, 1988](#); [Moser, 1991](#))).

De acuerdo al principio de Fermat, donde entre dos puntos la trayectoria real de un rayo de luz es tal que el tiempo en que se recorre esta distancia es el mínimo. Por lo tanto, al tener rayos curvados, es suficiente

con que los rayos modelos sean razonablemente cercanos a los rayos iniciales, es decir, que el tiempo residual sea el mínimo, puesto que en sí, los tiempos de viaje no sienten las perturbaciones de las trayectorias de los rayos.

Una vez que tenemos determinada la geometría del rayo a través de los bloques, el siguiente paso es encontrar el tiempo de viaje a través de cada bloque por el que el rayo pasa. Matemáticamente se puede definir como la suma el producto entre el tiempo de viaje de cada bloque y la perturbación de velocidad fraccional de cada bloque. Puede ser expresado como:

$$r = \sum_k b_k \cdot v_k \quad (2.5)$$

donde r es el tiempo de viaje residual, b_k es el tiempo de viaje en el k -ésimo bloque y v_k es la perturbación de velocidad fraccional asociada al k -ésimo bloque. Las trayectorias de los rayos y el valor b_k son obtenidos mediante la localización inicial (t_{obs}). Por otro lado, v_k es adimensional y se utiliza para ajustar el tiempo de viaje al modelo, es decir, si $v_k = -0,01$, entonces el tiempo residual es 1 % más rápido que el inicial para el bloque k , porque el rayo recorrerá la distancia en menos tiempo. En cambio, si $v_k = 0,01$ el tiempo residual es 1 % más lento, porque se está recorriendo la misma distancia en más tiempo. Ambos factores son constantes para cada bloque, pero también pueden incluir gradientes de velocidad, como el del modelo de Hicks et al., 2014 (ver 2.6).

Como las perturbaciones asociadas a v_k afectan la trayectoria del rayo la ecuación 2.5 es una aproximación para pequeños valores de v_k . Considerando todos los bloques del modelo y dejando los bloques que no son atravesados por el rayo con un valor de velocidad igual a cero, entonces, la ecuación anterior puede ser reescrita de la siguiente forma:

$$r_i = \sum_{j=1}^m b_{ij} v_j \quad (2.6)$$

donde r_i es el i -ésimo rayo y m es el número de bloques total del modelo. Esto implica que la mayoría de los valores de b_{ij} son cero. Para n mediciones de tiempos de viaje, se convierte una ecuación de matrices, como la vista en el capítulo 5.6 de (Shearer, 2009), tal que:

$$\begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ r_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1,5 & 0 & 0,4 & \dots & 0 \\ 0 & 0,5 & 0 & 1,3 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0,2 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \dots & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} v_1 \\ v_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ v_m \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

donde los valores de la matriz de perturbaciones de tiempos de viaje de cada bloque son tiempos de ejemplo de rayos individuales, es decir, para cada rayo se busca un tiempo r_n , y sumando los tiempos de viaje de cada bloque siendo multiplicados por su respectivo v_n se consigue el tiempo residual (extraído de (Shearer, 2009)). Escrito de otra forma:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \cdot \mathbf{m} \quad (2.8)$$

donde, usando notación convencional, $\mathbf{d}$ es el vector de información, $\mathbf{m}$ es el vector del modelo y $\mathbf{G}$ es el operador lineal que predice la información del modelo. $\mathbf{G}$ contiene los tiempos de viaje para cada rayo en cada bloque, lo que implica que la mayoría de sus elementos son 0, dado que por la mayoría de los bloques no pasan rayos. En este caso, el número de observaciones de tiempos de viaje es más grande que el número de bloques del modelo ($n > m$), por lo que el problema está sobredeterminado y usando técnicas estándar se resolvería.

La solución de mínimos cuadrados para (2.8) es

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (2.9)$$

Esta fórmula casi nunca puede ser usada puesto que comúnmente $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$ está extremadamente mal condicionada. Existen otros problemas, tales como que algunas trayectorias podrían ser casi idénticas mientras algunos bloques podrían no tener ningún rayo. Estas dificultades se pueden solucionar mediante técnicas de álgebra lineal, como la descomposición en valores singulares (SVD). Generalmente $\mathbf{G}$ es tan grande que los modelos de inversión de matriz no pueden ser usados. De cualquier forma no habrá solución única para el problema porque hay demasiados bloques sin información y/o compensaciones en las perturbaciones entre bloques diferentes, es

decir, que la cantidad de bloques es mayor que la cantidad de rayos la solución está indeterminada.

Una manera de resolver este problema es utilizar regularización, por ejemplo mínimos cuadrados amortiguados. Utilizando (2.8) se puede expresar la matriz

$$\begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \lambda \mathbf{I} \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

donde $\mathbf{I}$ es la matriz identidad y λ es un parámetro de ponderación que controla el grado de amortiguación. De esta fórmula se deduce que con este método, se debe minimizar esta expresión:

$$\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|^2 + \lambda^2 \|\mathbf{m}\|^2 \quad (2.11)$$

donde el primer término es el desajuste de los datos y el segundo término es la varianza del modelo. Ajustando el parámetro λ podemos controlar la ponderación de los desajustes e indirectamente, la varianza del modelo. Estas restricciones agregan estabilidad a la inversión. De esta forma, los bloques sin rayos valen 0 y los bloques que contienen rayos tendrán anomalías distribuidas igualmente por esos bloques. En nuestro caso, no se modifica el modelo, puesto que el proceso de creación del modelo es de (Hicks et al., 2014), el cual utilizó réplicas del terremoto del 2010 correspondientes a eventos en ese mismo año, y los valores iniciales corresponden a los generados por la localización del Centro Sismológico en años posteriores, por lo tanto λ y $\mathbf{m}$ controlan esta minimización. Las soluciones están regularizadas.

Estas localizaciones son realizadas actualmente con softwares que resuelven el problema usando las señales en tiempo real de las estaciones que están en línea, luego el software distingue la primera llegada de la onda P para cada estación con algún trigger (activador) determinado para marcar donde comienza esta llegada y con esa información, es decir, los tiempos de llegada y la posición de cada estación (además de usar la estación de la primera llegada de onda P como el primer hipocentro, ya que es la que está más cercana a él), se puede llegar a una localización preliminar que mediante el RMS (el error asociado a los desajustes con respecto a los tiempos de llegada con los tiempos localizados) nos informa acerca de qué tan buena fue la localización del programa. En el caso de *Simul2000* este proceso es iterativo y termina cuando se encuentra el mínimo RMS, ahí decimos que se ha llegado a la localización que mejor se ajusta a los datos, pero no siempre se cumple, puesto que hay diversos factores determinantes entre los datos, tales como la precisión en la elección de la primera llegada de la onda P y S, que puede o no estar asociado a ruido ambiental de la estación, la precisión y estructura

del modelo de velocidad como se ha explicado anteriormente, la distribución de las estaciones con respecto al epicentro, la elección del hipocentro y su precisión. En caso de que la estación más cercana esté más lejos que los pasos que puede hacer el programa para llegar a una localización, la solución final nunca será el verdadero hipocentro, así como cuando la falta de estaciones genera más de una solución y el programa no puede llegar a una solución única, o puede suceder que el RMS mínimo encontrado no sea el RMS más bajo, es decir, una solución que no está considerada al encontrar una solución que satisface el criterio de mínimo sin serlo, en cuyo caso tendríamos un mínimo local, ya que no estarían todas las soluciones posibles a disposición del programa.

Capítulo 3

Metodología

Dado que los datos iniciales de tiempos de llegada y localización en 1D son conocidos, se debe realizar el trabajo de relocalización con los otros modelos. Para esto se utiliza *Simul2000* (Thurber, 1983; Eberhart-Phillips and Michael, 1998) dado que sirve para trabajar con modelos de 2 y 3 dimensiones.

3.1. Simul2000

Primero, se debe considerar que el programa que se utilizará para trabajar con las localizaciones del Centro Sismológico funciona de distinta manera a Hypo71. *Simul2000* (Thurber, 1983; Eberhart-Phillips and Michael, 1998) resuelve el problema clásico de mínimos cuadrados, pero en este caso amortiguado, el cual toma la norma del modelo de perturbaciones y se considera la información del desajuste del modelo para minimizar esa combinación en cada iteración, como se explicó en la sección [Cálculo de hipocentros](#). Cuando el valor del error es menor que el valor predeterminado por el archivo de control las iteraciones se detienen, o de otra forma cuando se llega al valor máximo de iteraciones o cuando el error no disminuye, puede conllevar a una localización inicial que no pueda ser bien resuelta para el programa (muy lejos de la localización que mejor se ajusta a los datos reales).

Los tiempos que deben considerarse han sido escogidos mediante un algoritmo especial, un *picker* que automáticamente elige las llegadas de las ondas P para cada estación, y son revisadas manualmente verificando la llegada correcta, ya sea porque existen falsos positivos, como eventos duplicados o simplemente ruido que no se consideran en este estudio.

Los datos que se relocizarán son todos los eventos que registró el Centro Sismológico Nacional entre enero de 2013 y enero de 2017 que tuvieran un registro mínimo de onda P de 4 estaciones con datos, que pertenezcan a la zona que comprende entre las latitudes 33°S y 40°S y que estén situadas en territorio chileno. El valor de RMS final de estos datos solo tiene un decimal, por lo que en muchos casos 0.1 puede estar entre 0.10 o 0.19, es decir, existe una incertidumbre en su valor para el segundo decimal generando aún más incertidumbre en el error.

Con los eventos seleccionados para procesar, se requieren cuatro archivos de datos: MOD, CNTL, STNS y EQKS, que serán explicados posteriormente. Los archivos de entrada del programa son los tiempos de llegada con respecto a los tiempos de origen para cada estación dentro del modelo de velocidad y la localización realizada por el Centro Sismológico. Un ejemplo de esta información y la forma en que es presentada al programa es la siguiente:

El modelo de velocidad es un archivo llamado MOD que contiene líneas delimitando los bordes y el tamaño de los nodos, y asignando valores de velocidad a cada uno, que además deben definirse para v_p y v_s los cuales no serán modificados dentro del proceso. Parte de ese archivo se encuentra en el anexo [Modelo de Velocidad](#).

Se muestran la cantidad de nodos, la distancia entre ellos en dirección este-oeste, norte sur y en profundidad respectivamente. Luego se definen los valores de velocidad para cada nodo. En caso de no tener algún evento dentro del modelo, este usará la velocidad del nodo más cercano como la velocidad que continúa fuera de este. Comparado al modelo de IASP91 este tiene valores más bajos que los usados en estos modelos unidimensionales, puesto que corresponden a zonas más delimitadas, no tan generales o de escala global, y esto debería ser una mejor aproximación a la geología que compone esta zona. Velocidades del orden de 5 km/s que aumentan con la profundidad hasta unos 8 km/s , dentro de las profundidades someras en las que se trabaja.

Como se ha dicho, hay dos modelos de velocidad, el 2D que intenta aproximar valores de velocidad en longitud para toda la zona de estudio, manteniendo la latitud fija. El modelo final del estudio se puede observar en la figura 2.6 en la cual se distinguen varias zonas que corresponden a sitios específicos de la geometría del lugar, tales como, el antearco marino, la corteza oceánica, la corteza superior del antearco y a mayor profundidad el manto oceánico y continental. El modelo 3D, por otro lado, se basa en que la configuración de esta zona es similar a lo largo de todo su largo, por lo que este modelo tiene variaciones en latitud del modelo 2D dependiendo de cada escenario. Los valores de latitud y longitud son siempre positivos, por eso en nuestro caso

debemos hacer modificaciones en el archivo STNS.

El archivo de estaciones STNS contiene la ubicación de las estaciones y su altitud, que tiene importancia para crear un modelo que incluya la altura de la estación más alta. Para este estudio específicamente, la variación máxima de altitud de las estaciones es del orden de 1 km, un valor bajo comparado con la variación de profundidades máxima (del orden de 100 km), pero el programa necesita las altitudes para funcionar y hacer la modelación correctamente. La primera línea corresponde a la ubicación del sistema coordinado dentro del cual estarán las estaciones y el modelo de velocidad, y la rotación de este. En nuestro caso se tiene un modelo que está girado 200 grados en sentido antihorario desde el punto seleccionado, cercano a la mitad, siguiendo la dirección de la fosa de subducción en esta zona. Luego se agrega cada estación con su posición respectiva. Las estaciones fuera del modelo de velocidad fueron eliminadas junto a sus tiempos.

El archivo de control CNTL contiene distintas variables como la información y el formato que se quiere en el archivo de salida, el valor de RMS mínimo para detener las iteraciones, cantidad de iteraciones máximas, el tamaño del área de búsqueda de los eventos, etc. El archivo usado para relocalizar los eventos se encuentra en el anexo [Archivo de Control](#).

Esto nos dará la información que necesitamos para configurar el proceso de funcionamiento del programa y la salida de la información, con valores tales como el número de terremotos que se procesarán, el número de iteraciones máximo, el valor de la profundidad mínima de hipocentros, el máximo ajuste a v_p y $\frac{v_p}{v_s}$, la configuración del parámetro de amortiguamiento, el largo de la trayectoria del rayo usado para derivadas parciales, etc. Notar que no hay número de iteraciones máximo, el RMS con el que el programa deja de realizar iteraciones para cada evento es de 0.002, etc.

Los archivos de entrada del programa son los tiempos de llegada para cada estación dentro del modelo de velocidad y la localización realizada por el Centro Sismológico. Un ejemplo de esta información y la forma en que es presentada al programa se puede ver en el anexo [Catálogo de Eventos](#).

Este archivo EQKS es el que incluye la información asociada a los tiempos de llegada de la onda P con respecto al tiempo de origen en el formato que el programa requiere, incluyendo los valores del anterior hipocentro y los tiempos de origen autolocalizado de cada estación.

Luego, es posible realizar el análisis con respecto a los datos que se obtendrán, aunque primero es necesario conocer el funcionamiento de Hypo71, para entender la comparación y resultado de ambos programas.

3.2. Hypo71

Por otro lado, el Centro Sismológico utiliza *Hypo71*, el cual mediante un método de regresión múltiple gradual, que en caso de que algún parámetro del hipocentro tenga una significancia que esté por encima del F-value crítico, un valor determinado y cercano a cero, este sea ignorado y la cantidad de variables disminuyen, haciendo el sistema más fácil de resolver. Este programa necesita un archivo del modelo de velocidad unidimensional del suelo donde se encuentran las estaciones y los eventos. Este modelo no puede ser de dos o tres dimensiones, puesto que en el pasado cuando los computadores no tenían tanta capacidad de procesamiento como ahora, era esencial la facilidad de procesamiento para conseguir resultados rápidos y confiables, pero ahora es posible utilizar modelos de velocidad más complejos y obtener resultados automáticamente.

Con este preámbulo explicado podemos seguir con el análisis de datos. A pesar de que los métodos para obtener los resultados son diferentes, se pueden comparar ya que ambos realizan la misma tarea final de localizar eventos usando tiempos de llegada mediante un modelo de velocidad.

Para comparar las soluciones de ambos programas necesitamos las soluciones del Centro Sismológico, considerando las diferencias entre la localización de ambos programas, el gap azimutal asociado a ellos, la cantidad de estaciones que se usaron para localizar cada evento, el error (RMS) y si son compatibles con el modelo geológico de la zona en la que está situado.

Capítulo 4

Resultados y Discusión

Debemos considerar que la cantidad de sismos localizados por el Centro Sismológico es de 3049. Del número inicial quedaron 2957 eventos localizados utilizando el modelo 2D y 2953 eventos localizados usando el modelo 3D, esto es debido a que algunos eventos no pudieron ser relocalizados debido a la calidad de sus datos, por alguna de las razones que se mencionan en la sección [Cálculo de hipocentros](#). De estos eventos 2860 fueron localizados usando un modelo 2D y 3D, con lo cual podemos hacer una comparación entre estos y los mismos 2860 sismos que localizó el Centro Sismológico Nacional.

Como se puede observar en la figura [4.1](#), [4.2](#) y [4.3](#), la región de estudio se divide en 3 sectores, para tener una mejor resolución de todos los eventos, es decir, poder diferenciarlos de mejor manera en la parte norte y central de la zona de estudio, que concentran la mayoría de ellos. Además, la parte central y sur están separados en la zona donde la dirección de la fosa en la costa cambia levemente, modificando su azimut. Todos los eventos seleccionados se encuentran entre la zona del borde oriental de la fosa oceánica y la cordillera de los Andes, es decir, hay sismos asociados a zonas de interplaca oceánica y continental, a zonas de intraplaca y zonas volcánicas, aunque estas últimas son las de menor cantidad. También se puede observar que la mayor cantidad de sismos que no fueron considerados en este estudio se encuentran fuera de la red de estaciones, especialmente en la zona de la fosa oceánica, lo que se asocia a un gap azimutal mayor a 270° que corresponde a una localización de los eventos fuera y lejos de la red de estaciones, que conlleva a un error mayor y una localización menos confiable. También están asociados a sismos que no tuvieron una buena cantidad de estaciones originalmente, lo que conlleva a menos información para la relocalización. Tampoco fueron localizados algunos eventos cerca al borde del modelo de velocidad que incluían estaciones fuera de este modelo, puesto que esas estaciones fueron eliminadas y disminuyeron la localizabilidad de estos sismos. Por último, si la magnitud asociada es baja, el evento puede tener una señal tan disminuida que los tiempos escogidos pueden tener un error asociado demasia-

do alto para que el programa lo pueda relocalizar de buena manera. Cuando son ploteados en el gráfico inferior, los eventos pueden tener un error asociado a la distancia con respecto a la fosa, puesto que es una aproximación a la posición exacta real del borde entre las dos placas en la superficie oceánica.

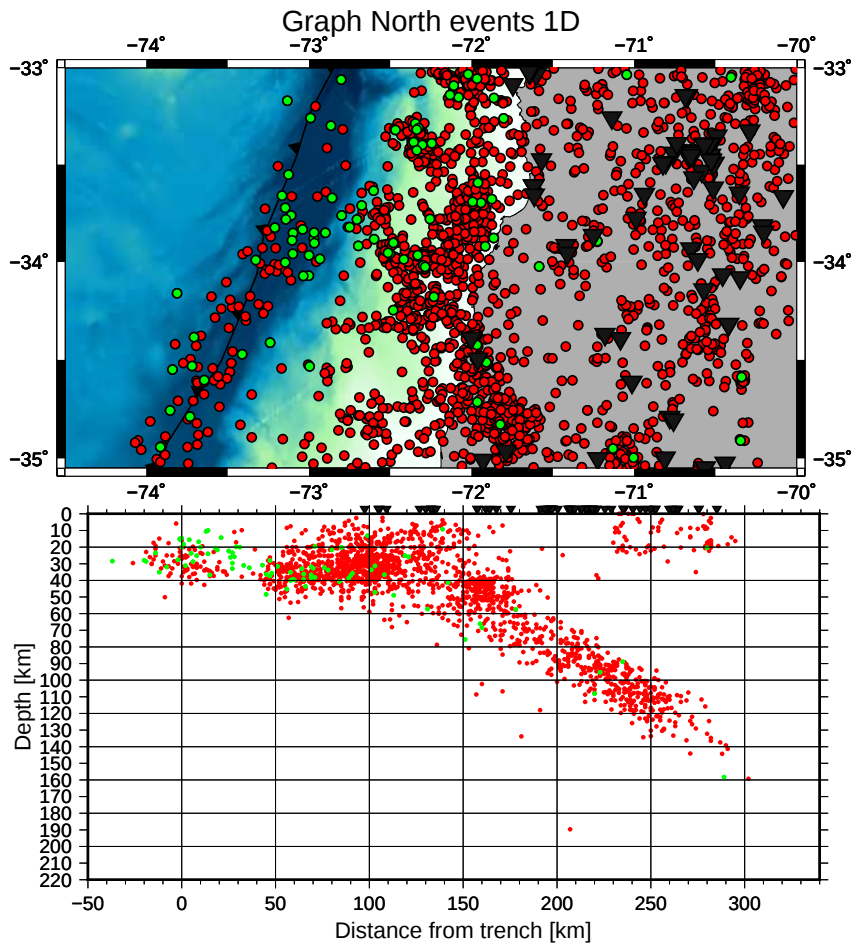


Figura 4.1: Eventos localizados por el CSN en la zona centro norte de nuestro estudio. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio y los verdes son los que solo fueron localizados por el CSN y no son parte del estudio. La línea con triángulos representa la ubicación de la fosa en el mapa. En la figura inferior en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

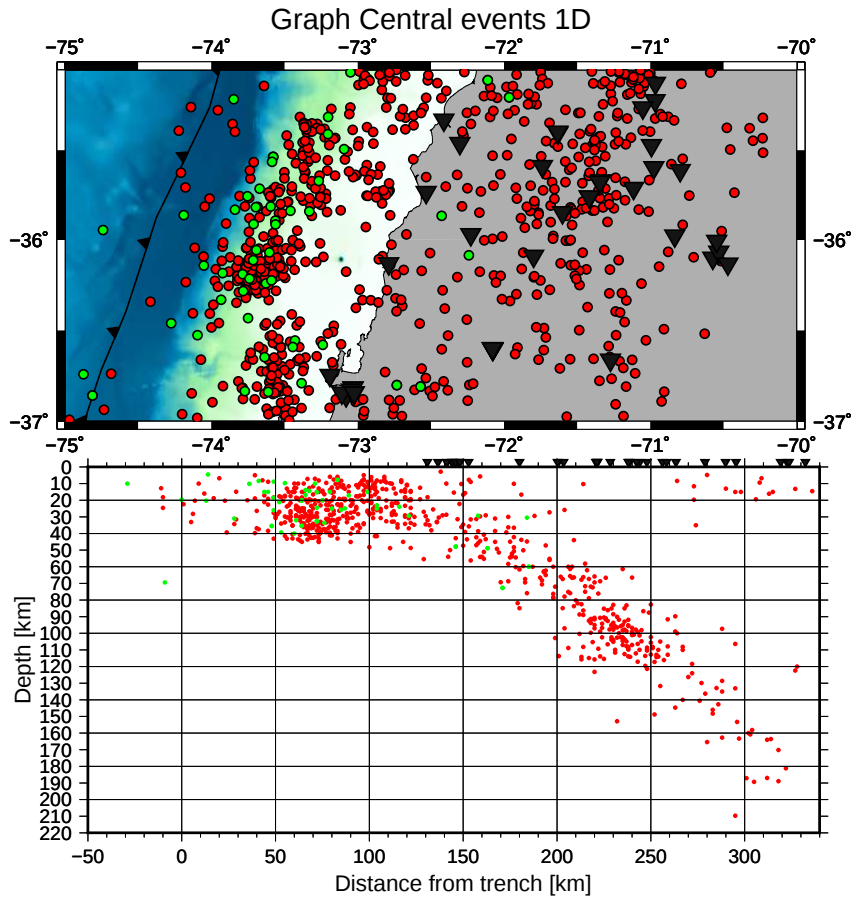


Figura 4.2: Eventos localizados por el CSN en la zona central de nuestro estudio. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio y los verdes son los que solo fueron localizados por el CSN y no son parte del estudio. La línea con triángulos representa la ubicación de la fosa en el mapa. En la figura inferior en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

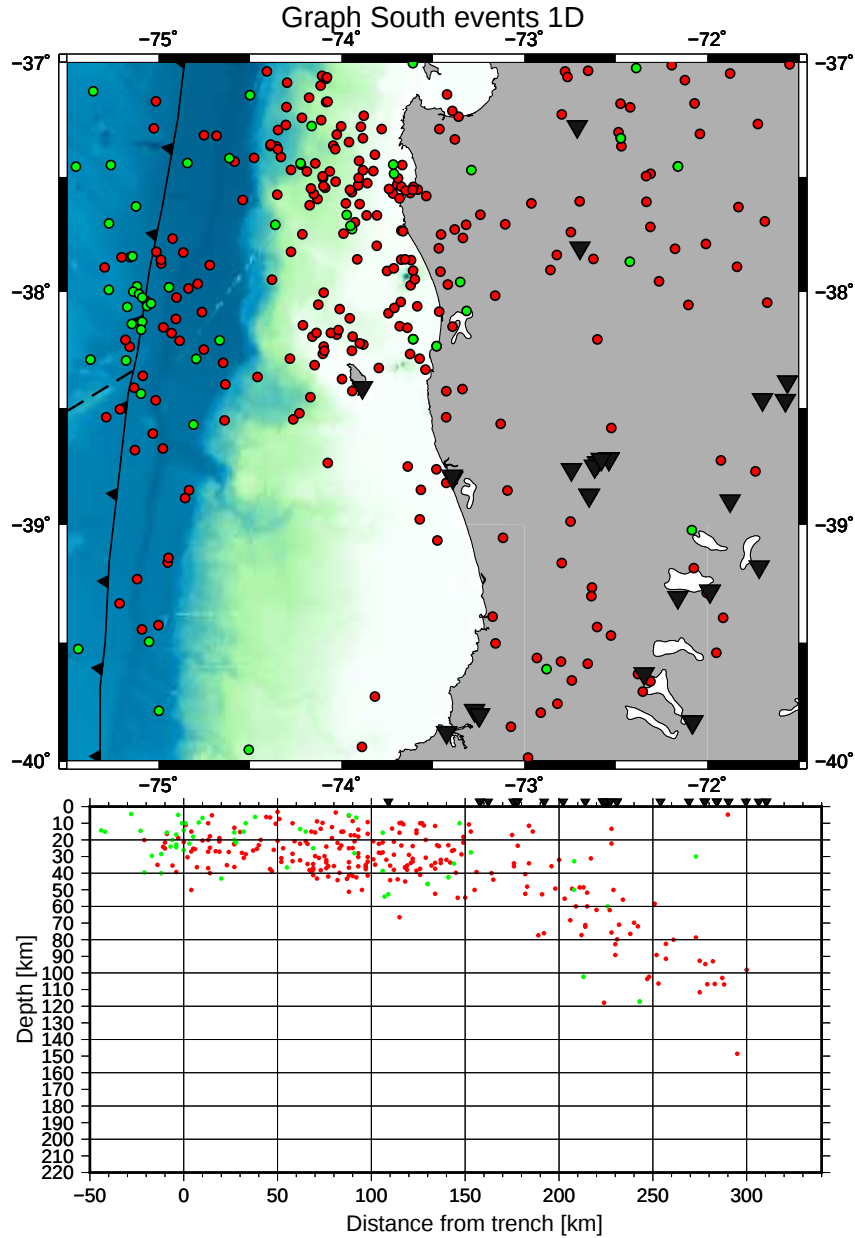


Figura 4.3: Eventos localizados por el CSN en la zona centro sur de nuestro estudio. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio y los verdes son los que solo fueron localizados por el CSN y no son parte del estudio. La línea con triángulos representa la ubicación de la fosa en el mapa. En la figura inferior en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

La profundidad máxima de los eventos es de ~ 200 km lo que está condicionado por el catálogo con el que se trabajó, aunque más al este siguen existiendo eventos incluso a mayor profundidad, ya que la placa de Nazca continúa deslizándose por el manto hasta que se funde a una profundidad mayor a 600 km y su localización es

menos confiable que los eventos que se localizan más cerca de la superficie. Se puede hacer una analogía del gap azimutal, pero en dirección vertical.

Los resultados de las relocalizaciones usando el modelo 2D se ven en las figuras 4.4, 4.5 y 4.6. Se obtuvieron también las relocalizaciones usando el modelo 3D, los cuales pueden verse en las figuras 4.7, 4.8 y 4.9.

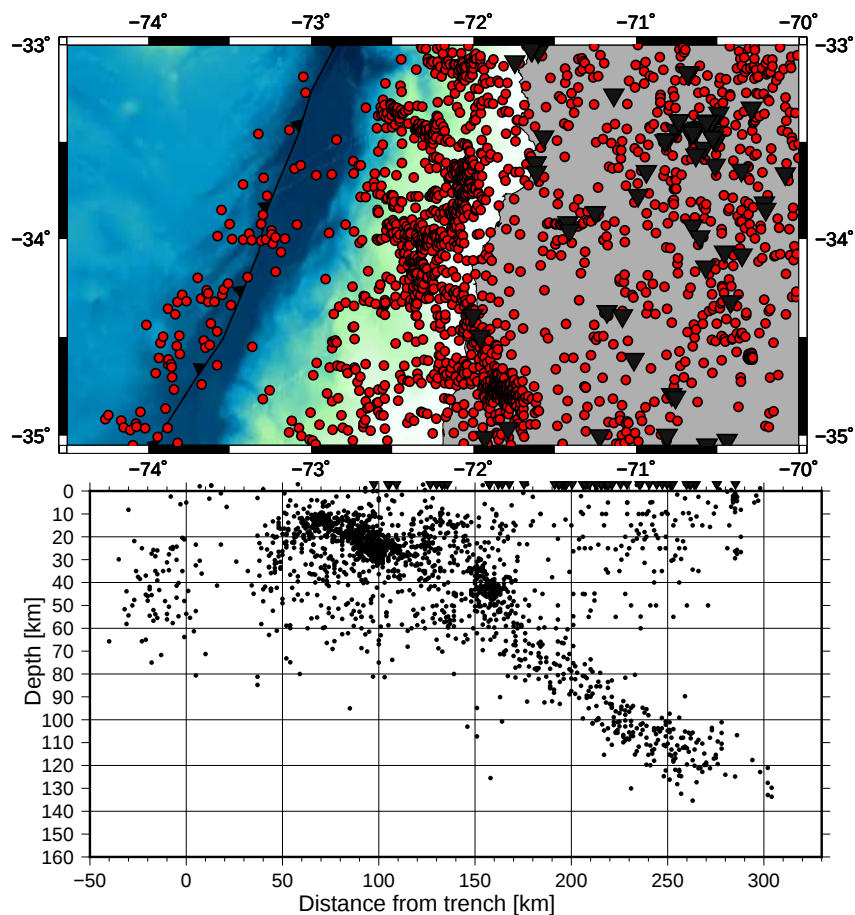


Figura 4.4: Eventos relocalizados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

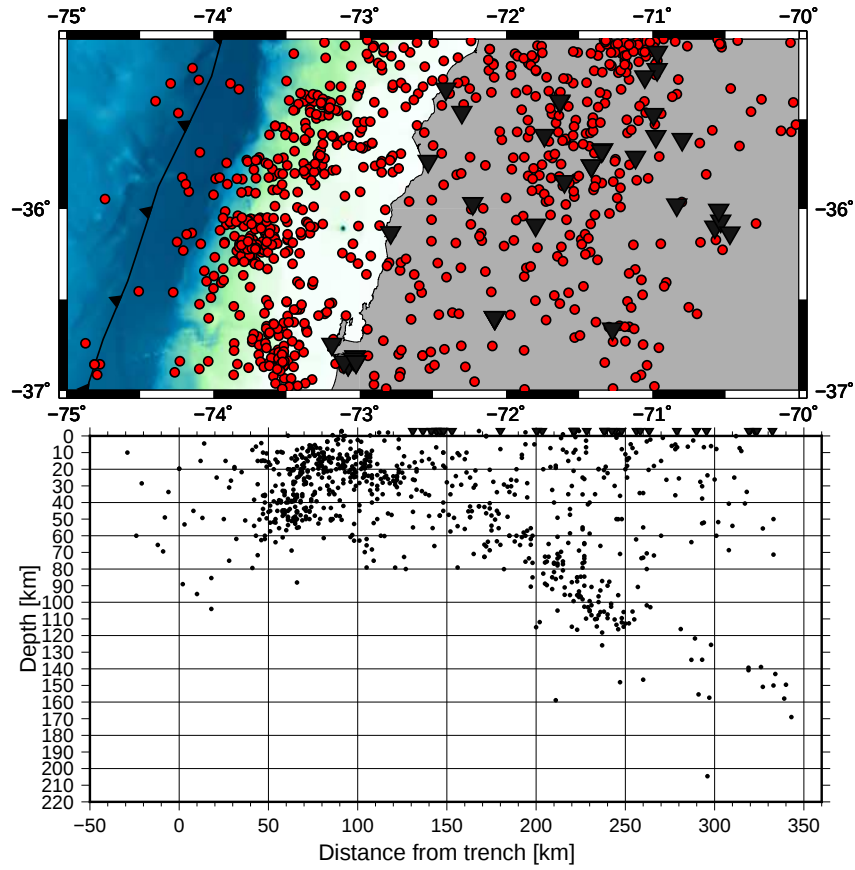


Figura 4.5: Eventos relocados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

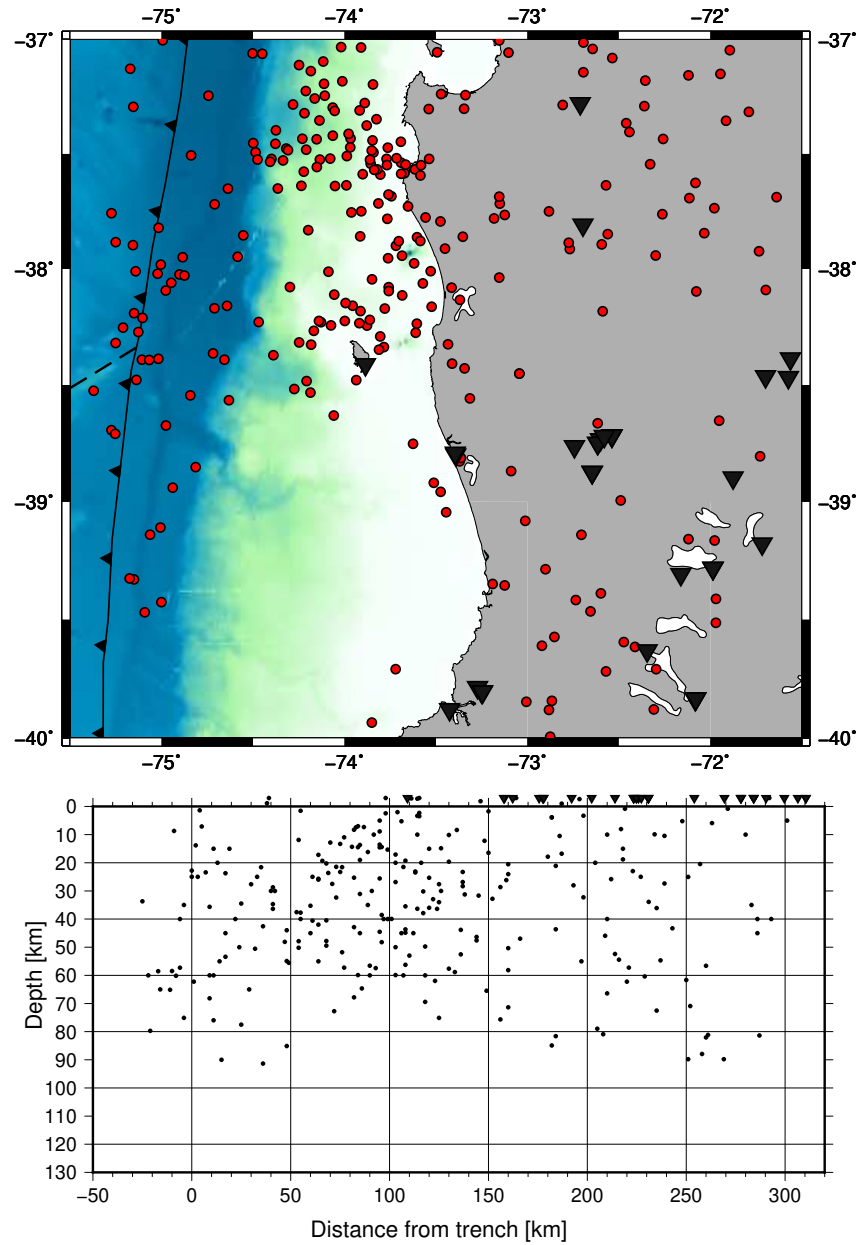


Figura 4.6: Eventos relocados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

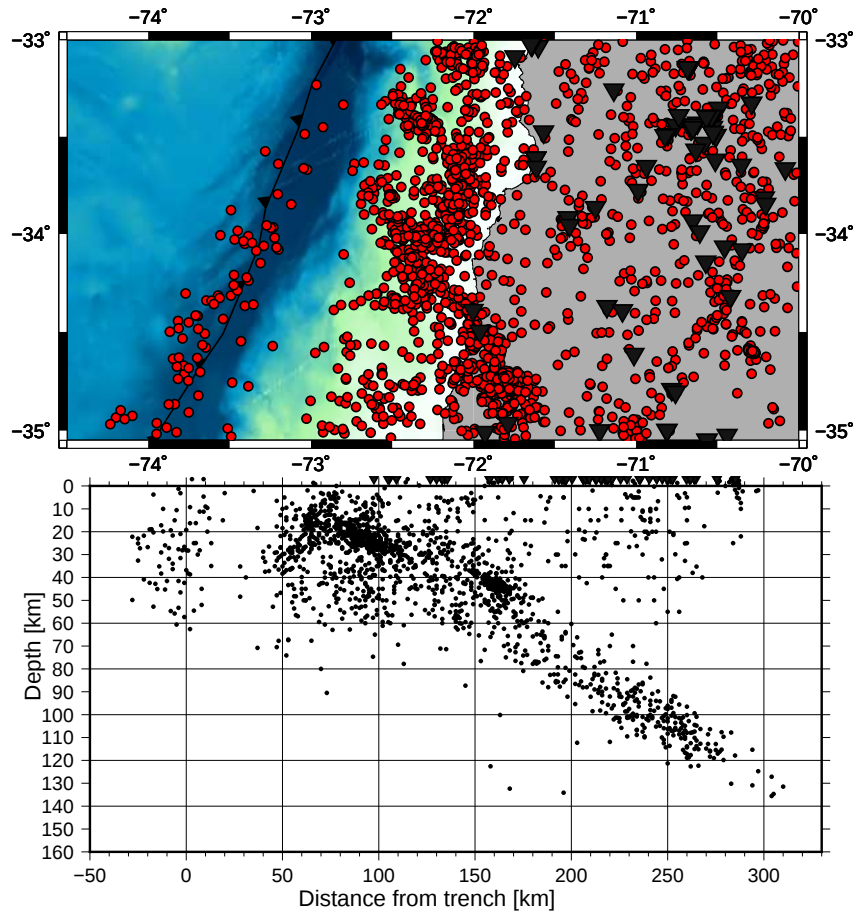


Figura 4.7: Eventos relocados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

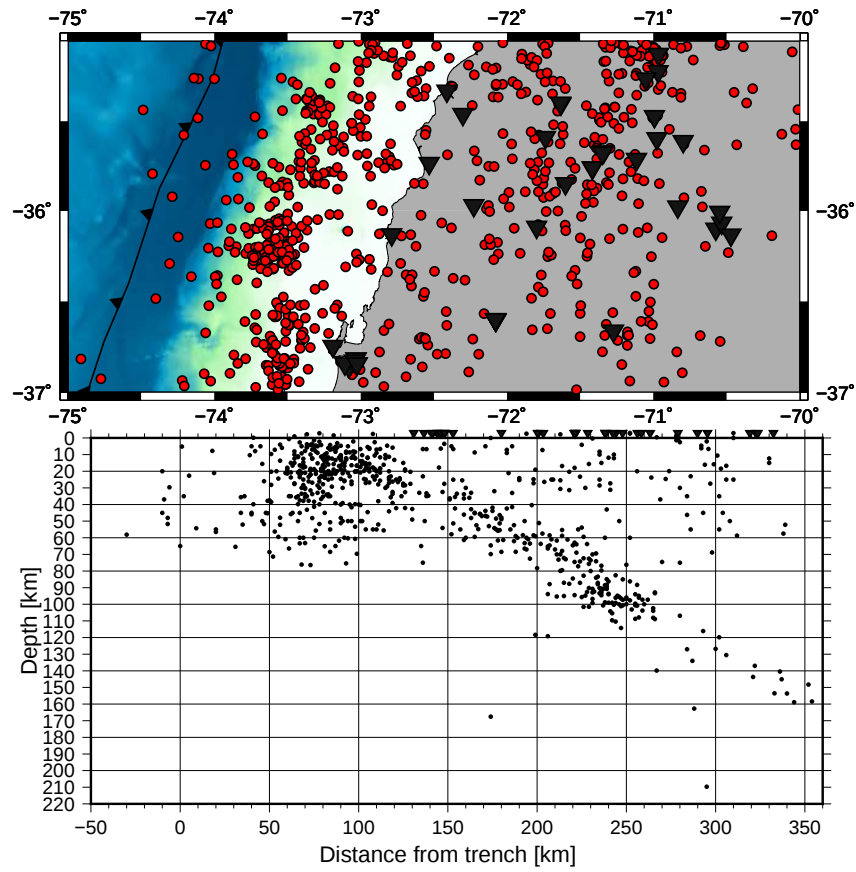


Figura 4.8: Eventos relocados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando un modelo de velocidad 3D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

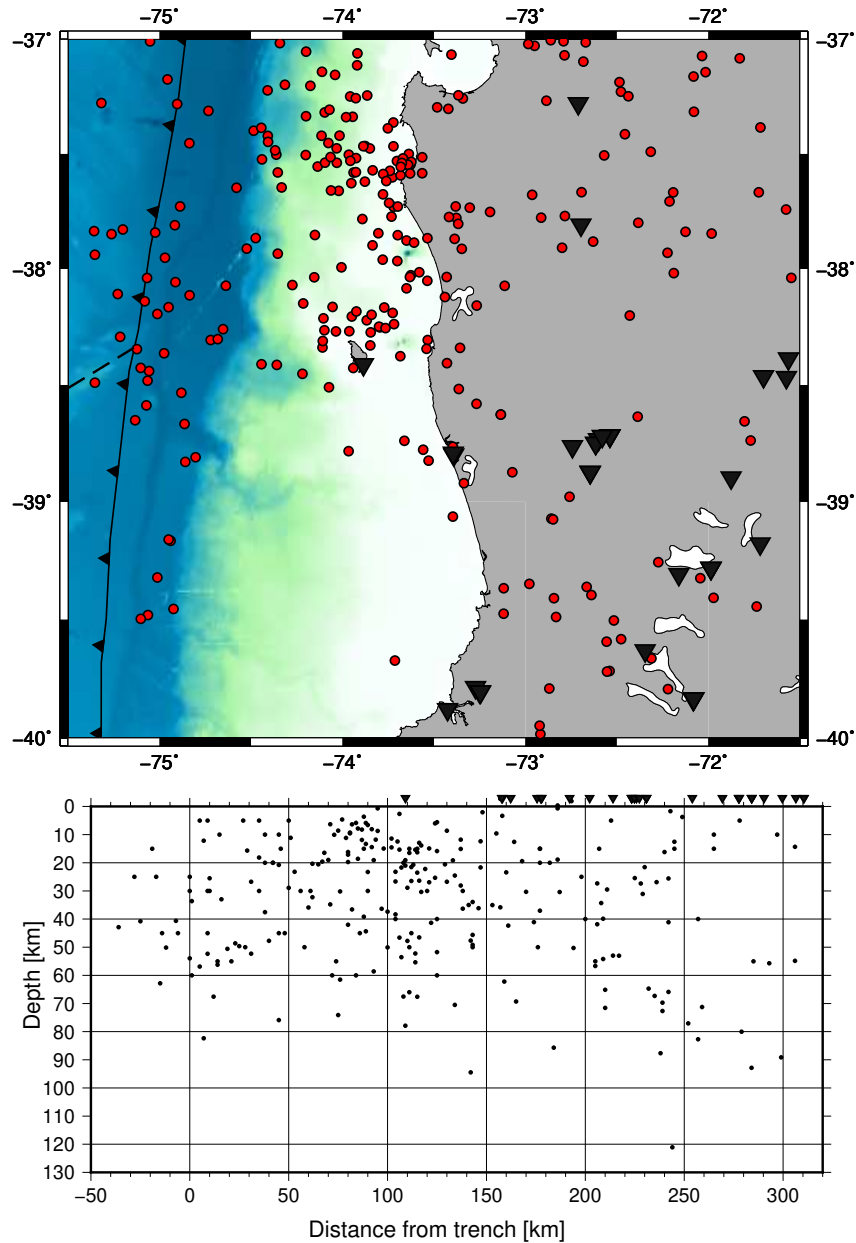


Figura 4.9: Eventos relocados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando un modelo de velocidad 3D. Los círculos rojos son los eventos localizados en este estudio. El gráfico inferior son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

De ambos resultados de relocaciones se puede deducir que existen eventos mal relocados puesto que deberían estar todos los sismos situados en la zona interplaca principalmente y el resto en fallas adyacentes que se podrían distinguir, o alrededor de la zona volcánica; en cambio, alrededor de la zona de subducción se observa un cúmulo de eventos y una gran cantidad de eventos superficiales. A priori se puede deducir que el

modelo de velocidad 2D y 3D generó una dispersión en distintas direcciones de las localizaciones alejándolas de la zona de subducción, y de las demás zonas sísmicas, generando los cúmulos que antes se nombraron. Existen sismos que estaban localizados sobre el nivel del mar en la zona de la fosa oceánica, por ejemplo, que reflejan el comportamiento de los eventos fuera de la red de estaciones. Estas relocalizaciones no son correctas y su desplazamiento con respecto a la localización original es mayor en su profundidad. Luego, haremos un estudio más específico para estos casos especiales.

En las imágenes de 2D y 3D de la zona norte y central se aprecia que los eventos siguieron la forma de la superficie de contacto entre las dos placas. Ambas tuvieron eventos localizados fuera de las zonas esperadas. En relación a esto, la parte donde cambia la dirección de la subducción y la zona de la fosa en todas las relocalizaciones son las zonas con más incertidumbre para los modelos. Para la primera, la explicación es que el programa tiene dificultad para ajustar estos eventos con el modelo cuando hay un cambio de orientación de la geometría en cada zona y aleja el resultado de la solución óptima, llevándolo hasta sobre el suelo. Para la segunda es simplemente el hecho de que las estaciones están muy lejos de los eventos, y eso produce el efecto de un GAP alto. Ahora, existen otros casos donde debieron haber estado bien localizados, es decir, dentro de la zona esperada, y si el modelo usado no consigue una buena ubicación para el hipocentro, entonces debemos deducir que la localización inicial 1D tiene tiempos de llegada incorrectos que se ajustaron a algún modelo de velocidad, sin que haya realmente una razón para que estos sean usados más allá del resultado, aunque es la menor parte de todos los eventos.

Siguiendo la idea anterior, si consideramos el sector entre 50 y 100 km con respecto a la fosa para la zona norte, tenemos que en los modelos 1D la diferencia de profundidad entre los eventos es de aproximadamente 40 km, pero para el modelo 2D es de 90 km y para el modelo 3D es de 80 km. Esto nos indica que usando el modelo de (Hicks et al., 2014) no se consigue una localización tan precisa con estos tiempos de llegada. Considero importante apreciar en este punto que el grosor de las placas es el doble en las relocalizaciones de lo que son en la realidad. Esto indica un error significativo en estas relocalizaciones, asociados a estar fuera de la red de estaciones y erróneos tiempos de llegada. También se puede deducir que los tiempos de llegada del CSN están relativamente bien, pero están asociados a un alto error vertical. Al analizar un evento localizado por el CSN, como el de la figura 4.10 podemos verificar que el error vertical es la mayor diferencia que se manifiesta al realizar la relocalización comparado a la localización inicial (preliminar). Al utilizar diversos modelos de velocidad que se adaptan a diversas zonas, deben dejar fuera estaciones lejanas para lograr una bue-

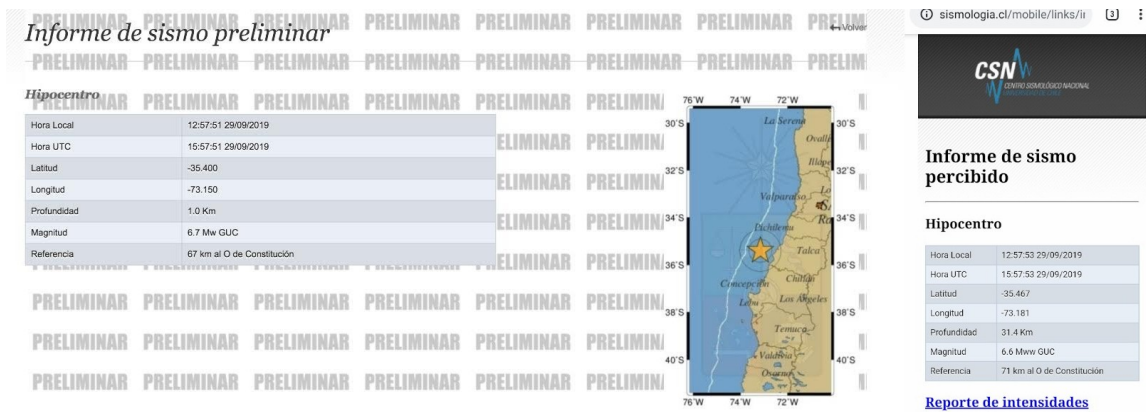


Figura 4.10: Ejemplo de un evento en la zona de estudio localizado por el Centro Sismológico. La primera imagen a la izquierda corresponde a la localización preliminar (automática) realizada por *Hypo71*, incluyendo el mapa asociado, y en la segunda se observa la localización final. Fuente: www.sismologia.cl

na relocalización, sin mencionar el hecho de que elegir manualmente la primera llegada genera un error asociado.

Se puede observar en todos los mapas de la zona sur (ver figuras 4.3, 4.6 y 4.9) que al sur de la Isla Mocha, entre la fosa oceánica y la costa, existe una zona asísmica donde simplemente no hay sismos registrados en todo el tiempo de estudio. Esta anomalía está en un área compuesta de roca sedimentaria mesocenoica y metamórfica, cercana a una zona que se mueve verticalmente debido a una falla cortical (Quezada et al., 2020; Nelson and Manley, 1992) la cual ha liberado energía en el deslizamiento vertical. Al revisar la información sísmica referida a esta zona en el catálogo [Global CMT Catalog Search](#), poniendo de límites de latitud entre -40 y -38.7°, y de longitud -74 y -73.5° se puede comprobar que incluso antes de este período no existía sismicidad en este sector, y los 2 eventos que aparecen están al costado derecho, en la parte norte de la zona limitada, la cual corresponde al límite sur de la zona de fractura de Isla Mocha y del terremoto del 2010.

Si analizamos los valores de RMS de cada relocalización y se compara con los RMS de los mismos eventos en 1D, podemos ver si el error disminuye, aunque se debe considerar que la localización realizada con modelo 1D por el CSN tiene un valor de RMS con un decimal, en cambio, para las relocalizaciones son 2 decimales, como se explicó en [Simul2000](#). Para ellos usaremos la media de cada localización o relocalización como dato de cada uno y tener una idea más a cabalidad sobre los resultados podemos usar la varianza para determinar el distanciamiento de los datos con respecto al promedio que esperamos sea un valor lo más cercano a cero posible. La tabla 4.1 contiene los datos mencionados, y en ella se observa como el RMS promedio de los eventos localizados por el CSN está en un valor de $\approx 0,241$ y $0,242$, recordando que son solamente los eventos correspondientes a los que

fueron relocalizados en cada caso. Para el caso 2D tenemos una relocalización con un valor promedio de 0,242 y una varianza aproximada de 0,0407 comparado a los 0,0403 del 1D, lo que nos indica que el modelo 2D , aumentó el error en las relocalizaciones y su resultado no se ajustó a los datos como en la localización inicial para esos eventos. Por otro lado, el caso 3D tuvo una media de 0,236 y una varianza de 0,041 comparado a los 0,044 de la localización del CSN para esos mismos eventos, lo que nos indica una ligera mejora en el promedio de error para estas relocalizaciones, incluso disminuyendo la desviación estándar. Este resultado significa que el modelo 3D se ajustó de mejor manera a los datos para esos eventos, lo que no significa que necesariamente se haya ajustado mejor a la geología.

	RMS (<i>s</i>) Eventos 1D para 2D	RMS Eventos 2D	RMS Eventos 1D para 3D	RMS Eventos 3D
Media	0.241495	0.242225	0.242431	0.236851
Varianza	0.0403355	0.0407156	0.0441134	0.0415936

Tabla 4.1: Tabla de estudio estadístico de RMS para las relocalizaciones

Para la zona norte ocurrió un efecto similar al de la zona central, pero a mayor profundidad se localizaron mejor los eventos que siguieron la forma de la zona interplaca. La cantidad de eventos puestos fuera de alguna zona en que esperábamos que se localizaran es considerable y por eso se realizó una selección de sismos que registraran una baja diferencia entre la localización original y la realizada para este estudio.

4.1. Estudio de diferencia de localización

Sabemos que las localizaciones del Centro Sismológico Nacional no están lejos de las soluciones coherentes con respecto a la zona de subducción, la geometría y geología mostrada anteriormente. Por lo tanto, si tomamos la ubicación de estos y las comparamos con las latitudes, longitudes y profundidades relocalizadas, podemos tener un valor de comparación y entender cómo actuó el modelo de velocidad sobre los datos originales.

Se puede afrontar este problema ocupando el gap azimutal para medir si a un valor mayor, la localización en cualquiera de las coordenadas tiene una variación significativa, lo que es esperado en lugares como la fosa donde no hay estaciones cercanas. Se debe encontrar un patrón para cada coordenada, de manera que se muestre la dirección en la que los eventos relocalizados fueron desplazados con respecto a la localización original. Como se aprecia en la figura 4.11 para la relocalización 2D los eventos en su mayoría tienen una diferencia menor a

10 km para un GAP menor a 200° . Pasados los 200° de GAP se tiene una mayor variación de la diferencia de profundidad que conlleva a una dispersión de los datos, es decir, la diferencia es más variable mientras mayor sea el GAP. Además, de la figura se desprende que la diferencia a GAP mayor a 200° se aleja del valor nulo, lo que significa que los eventos fueron puestos en promedio a mayor profundidad o sobre el suelo, a diferencia del resultado del modelo 1D. Una diferencia negativa es mayor profundidad en relocalización, en cambio, es menor profundidad si la diferencia es positiva.

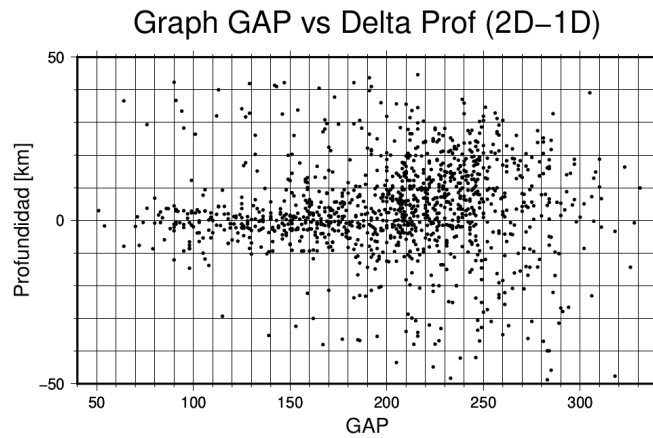


Figura 4.11: Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre profundidad de los eventos asociada a la relocalización de 2D, con un valor menor a 50 km.

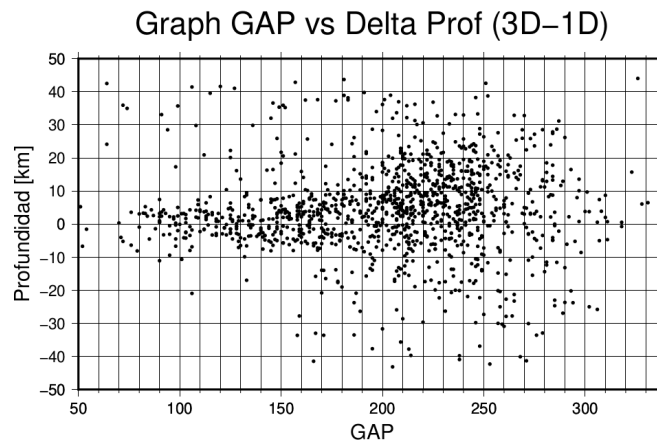


Figura 4.12: Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre profundidad de los eventos asociada a la relocalización de 3D, con un valor menor a 50 km.

Para la relocalización 3D, tenemos un caso similar en la figura 4.12, pero las variaciones en ciertos puntos no son tan extremas, sin embargo, ambos resultados son bastante similares, lo que significa que la diferencia entre las relocalizaciones con la localización original es considerable, incluso agregando los eventos con una diferencia menor a 40 km. También se tiene una gran diferencia negativa y positiva a GAP mayor a 200°.

Como dato adicional para el estudio en longitud y latitud, puesto que los gráficos mostrarán valores en grados, se debe considerar que la distancia que hay entre cada grado de longitud se puede calcular como:

$$1^\circ = 111,320 \cdot \cos(lat)1^\circ \approx 89,485 \quad (4.1)$$

Por lo tanto, la distancia de un grado de longitud es de aproximadamente 89.5 km, considerando la latitud promedio de la zona de estudio, que es 36.5° y sabiendo que el valor de la distancia entre cada grado de latitud es ≈ 111 km.

Ahora podemos realizar este ejercicio para los datos 2D y 3D con respecto a 1D de longitud y latitud. En este caso, las imágenes 4.13 y 4.14 muestran los resultados para los casos de diferencia en longitud en 2D y 3D. Podemos ver que bajo 200° de GAP hay un grupo de eventos alrededor de la diferencia 0, luego se va desvaneciendo hasta que pasados los 250° las diferencias se van a valores negativos en su mayoría. Un valor negativo significa que la relocalización fue puesta más hacia el oeste. Ambos casos pueden ser descritos de esta forma, pero el segundo tiene una compactación en las diferencias que sugiere que es mejor solución que el modelo 2D. Para 2D y 3D respectivamente, la diferencia de longitud máxima es de 32.2 y 34.9 km.

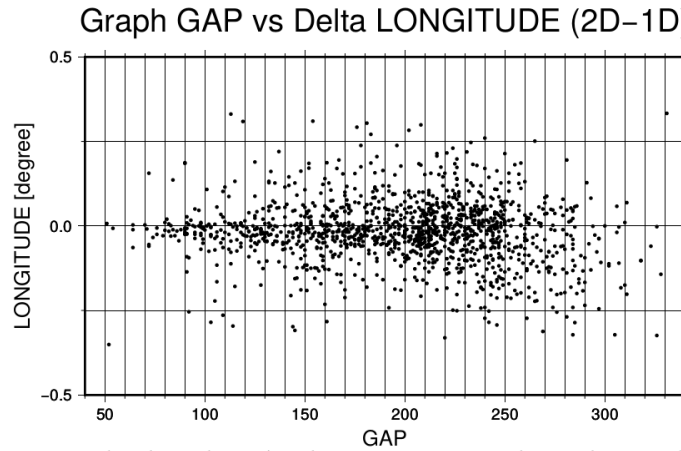


Figura 4.13: Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre longitud de los eventos asociada a la relocalización 2D con respecto a la localización original.

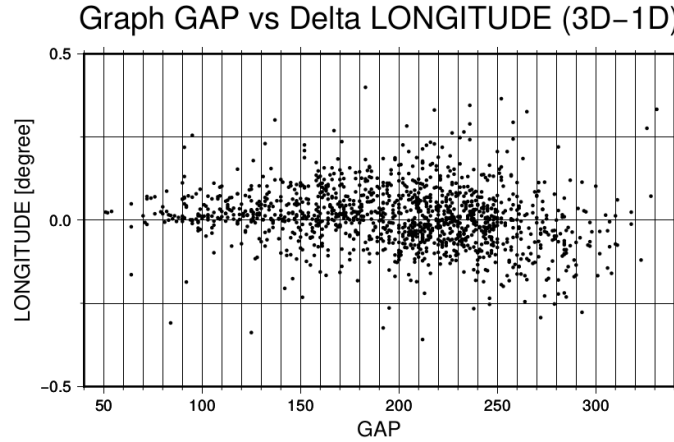


Figura 4.14: Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre longitud de los eventos asociada a la relocalización 3D con respecto a la localización original.

En el caso de la latitud, se tienen los resultados en las figuras 4.15 y 4.16, donde se aprecia que a menor gap la diferencia es más positiva, en cambio, a mayor gap la diferencia se vuelve negativa. Para simplificar si la diferencia es positiva, entonces la relocalización fue más al norte que la localización inicial, y al sur en caso de ser negativa. Para 2D se tiene una diferencia máxima de 41.7 y para 3D es de 29 km aproximadamente.

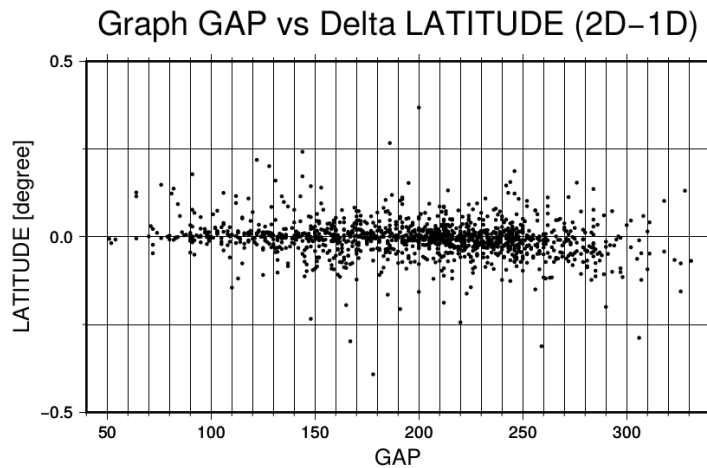


Figura 4.15: Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre latitud de los eventos asociada a la relocalización 2D con respecto a la localización original.

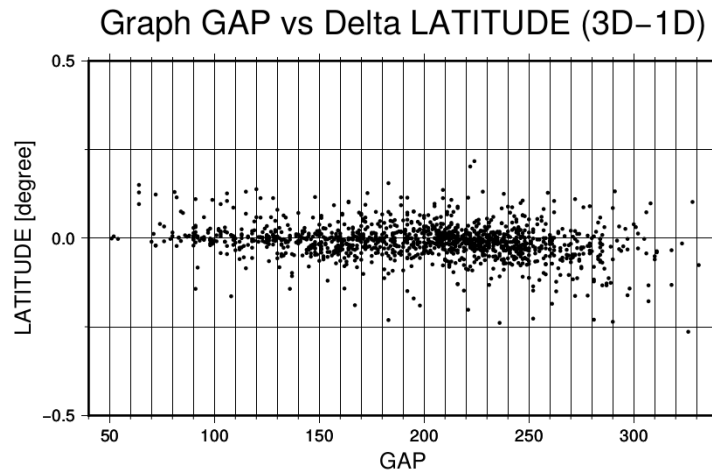


Figura 4.16: Gráfico que muestra la distribución de eventos considerando en el eje x al gap azimutal y en el eje y a la diferencia entre latitud de los eventos asociada a la relocalización 2D con respecto a la localización original.

En relación a la comparación entre latitud y longitud, se observa que en latitud (dirección norte-sur) las diferencias están más cercanas a 0 que en longitud (este-oeste). Esto se debe a la distribución de estaciones de norte a sur, tema que se habló en la [Introducción](#) y en [Localización de eventos sísmicos](#). Notamos también que para el modelo 3D se tiene una diferencia menor en ambos gráficos (latitud y longitud) comparado a los resultados del modelo 2D de cada uno. En este caso no se plotearán mapas con eventos que tienen baja diferencia en latitud o longitud, puesto que las diferencias en kilómetros son del orden de 30 km máximo, en cambio, para la profundidad son valores del orden de 100 km, por lo que no es tan factible distinguir sismos mejor relocalizados con estas variables.

Dado que la diferencia de profundidad es el parámetro que varía de forma más abrupta, se puede utilizar para diferenciar los eventos que registraron la menor diferencia y conseguir una mejor visión de los resultados. Para empezar se verán solo eventos con diferencia menor a 20 km, para ver qué tanto se diferencia este mapa con el de la relocalización. Esto asume que si originalmente los sismos localizados no están en la zona de intersección de las placas, entonces la relocalización llevará la localización fuera de lo esperado o hacia la zona de contacto entre las placas. Las imágenes se pueden ver en [4.17](#) y [4.18](#) para 2D y 3D respectivamente. Las zonas fuera de la red de estaciones registran un grosor de profundidad de la placa mucho mayor, del orden de 60 km para 2D y 3D, y el primero sigue en menor medida la zona de subducción. Dentro de la red de estaciones las

relocalizaciones siguen de mejor forma el ángulo de la placa y su espesor. Varios de los eventos mal localizados han sido desechados, pero aún se ven algunos que registraban una diferencia máxima alejándose de la placa, especialmente fuera de la red.

Mapa eventos con diferencia de profundidad menor a 20 km

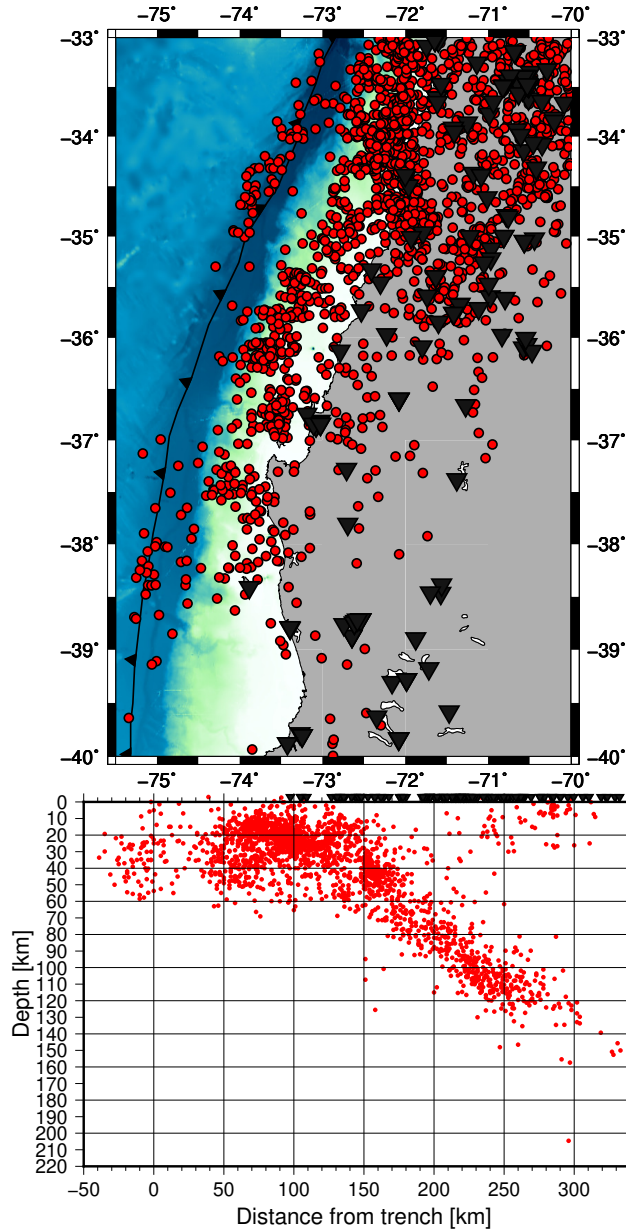


Figura 4.17: Eventos relocados en la zona de estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 20 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

Mapa eventos con diferencia de profundidad menor a 20 km

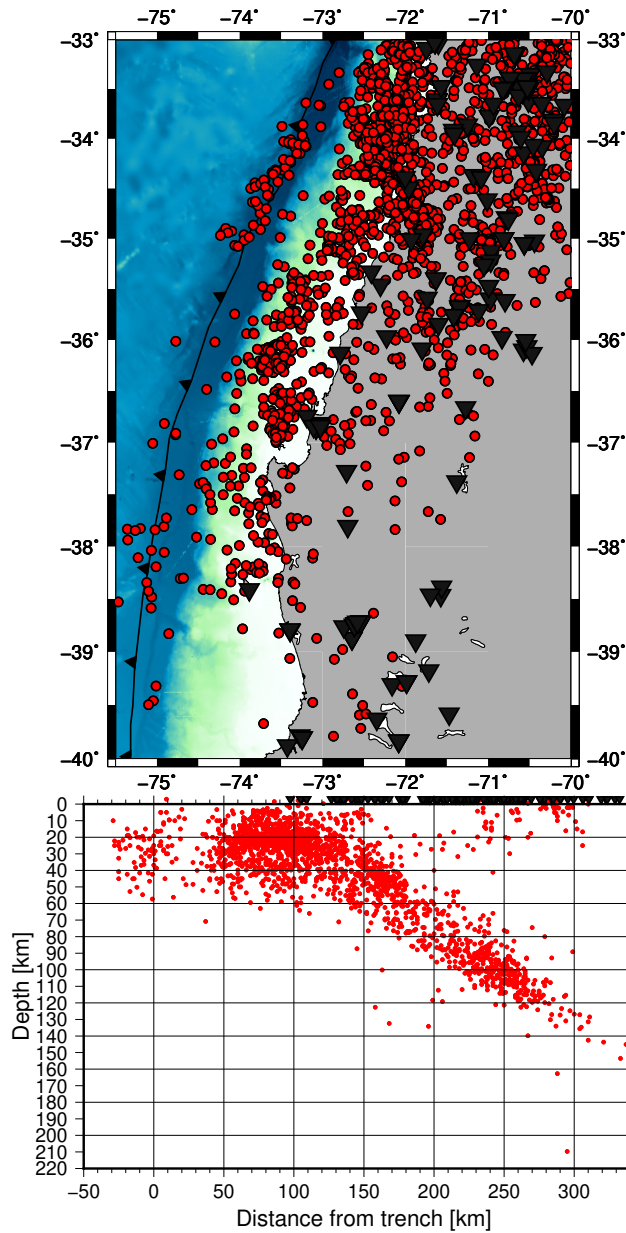


Figura 4.18: Eventos relocados en la zona de estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 20 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

Con estos resultados se calcularon luego las diferencias entre las profundidades con todos los eventos relocados, y fueron elegidos los eventos que tenían una diferencia menor a 10 km. Los resultados se pueden ver en las figuras 4.19, 4.20 y 4.21 para 2D, mientras que para 3D se ven en las imágenes 4.22, 4.23 y 4.24.

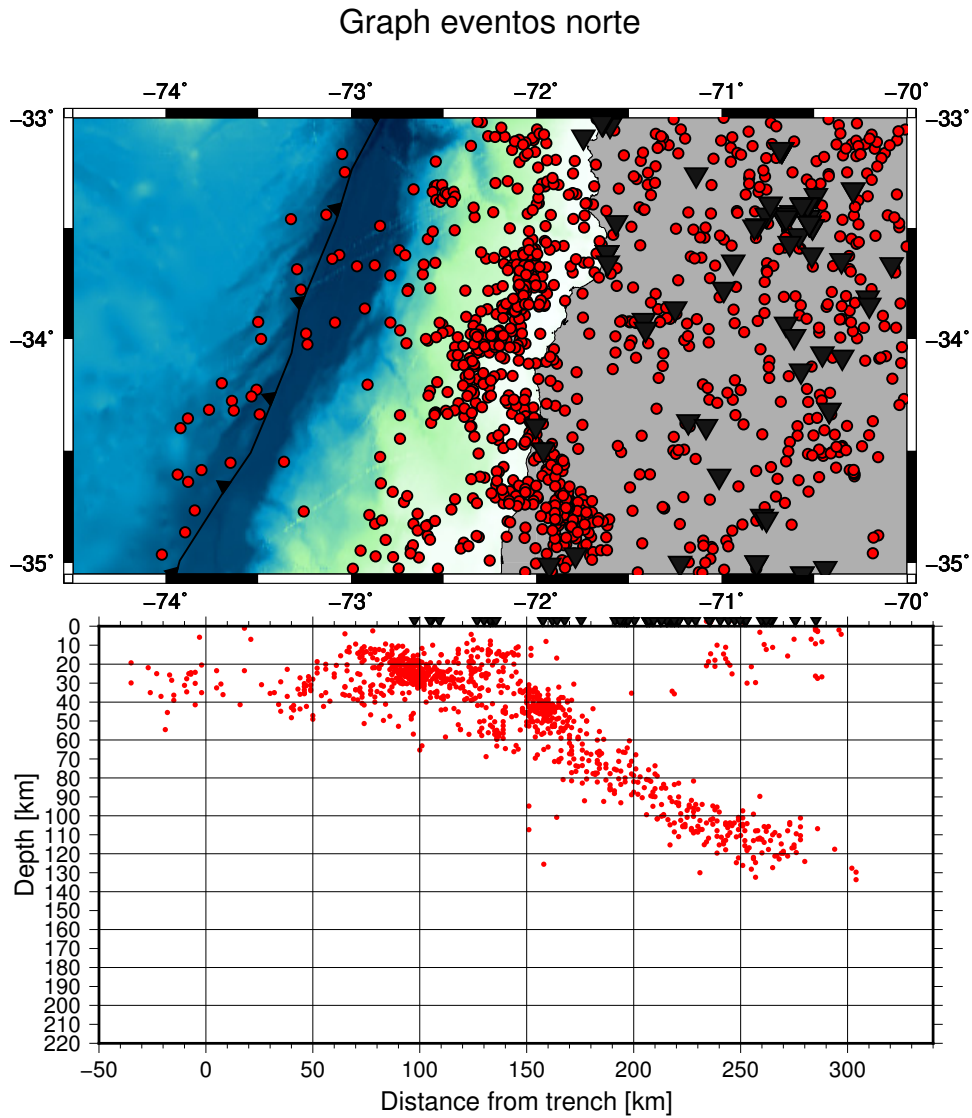


Figura 4.19: Eventos relocados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

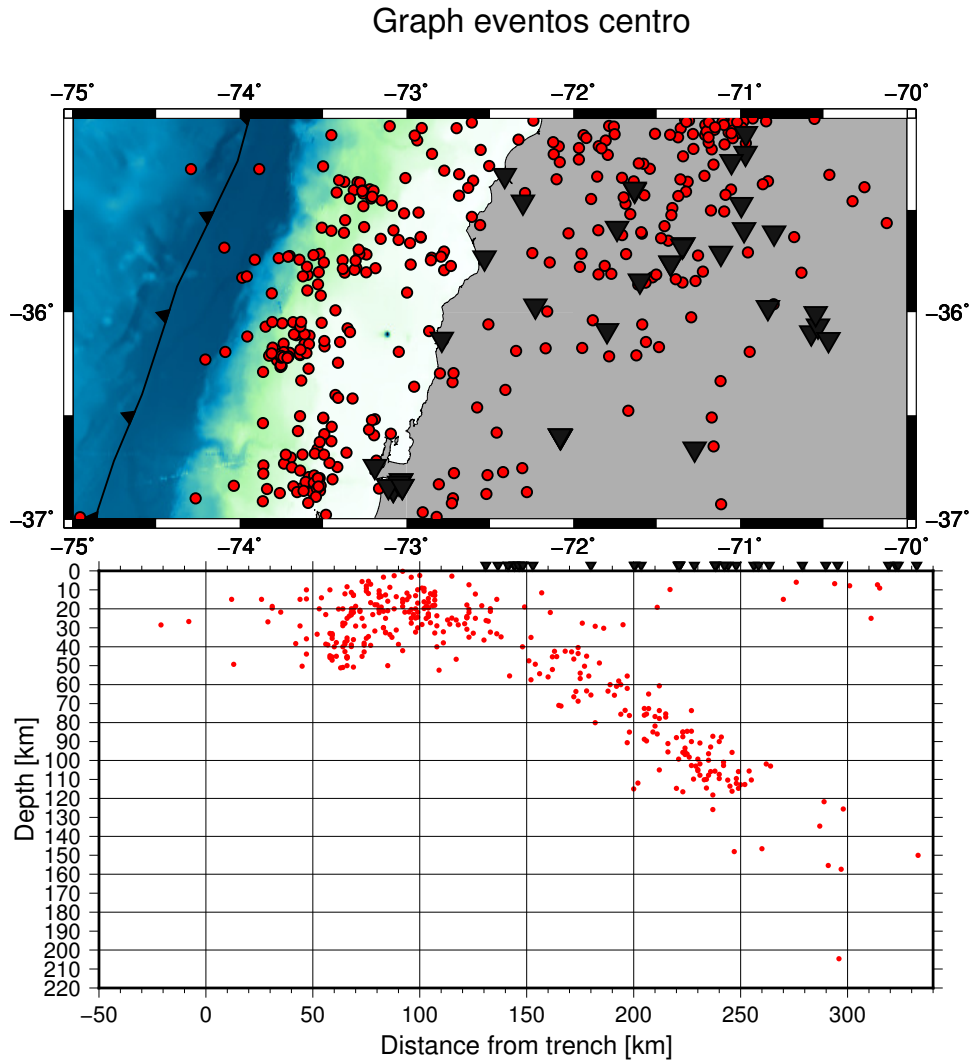


Figura 4.20: Eventos relocados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

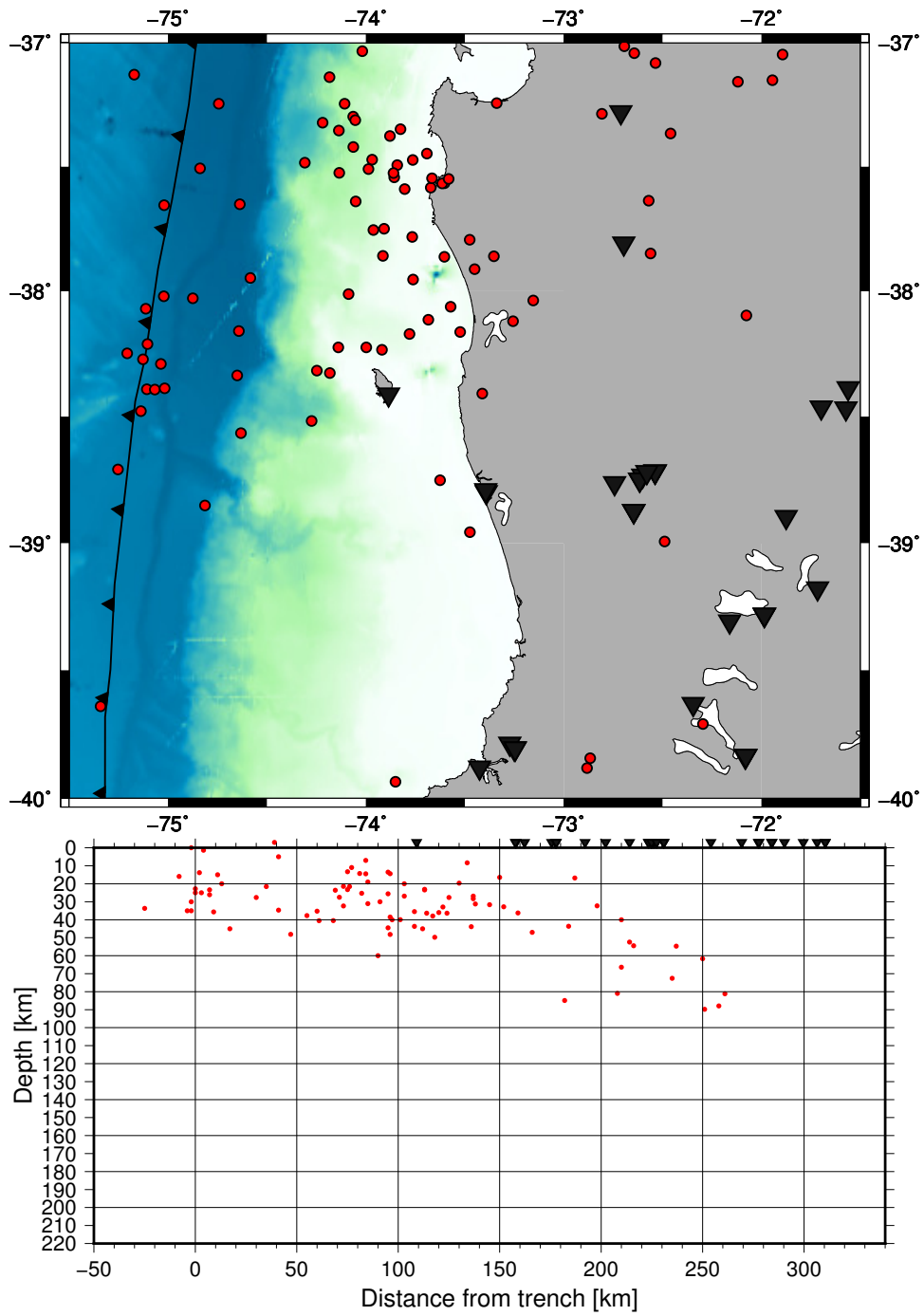


Figura 4.21: Eventos relocados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 2D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

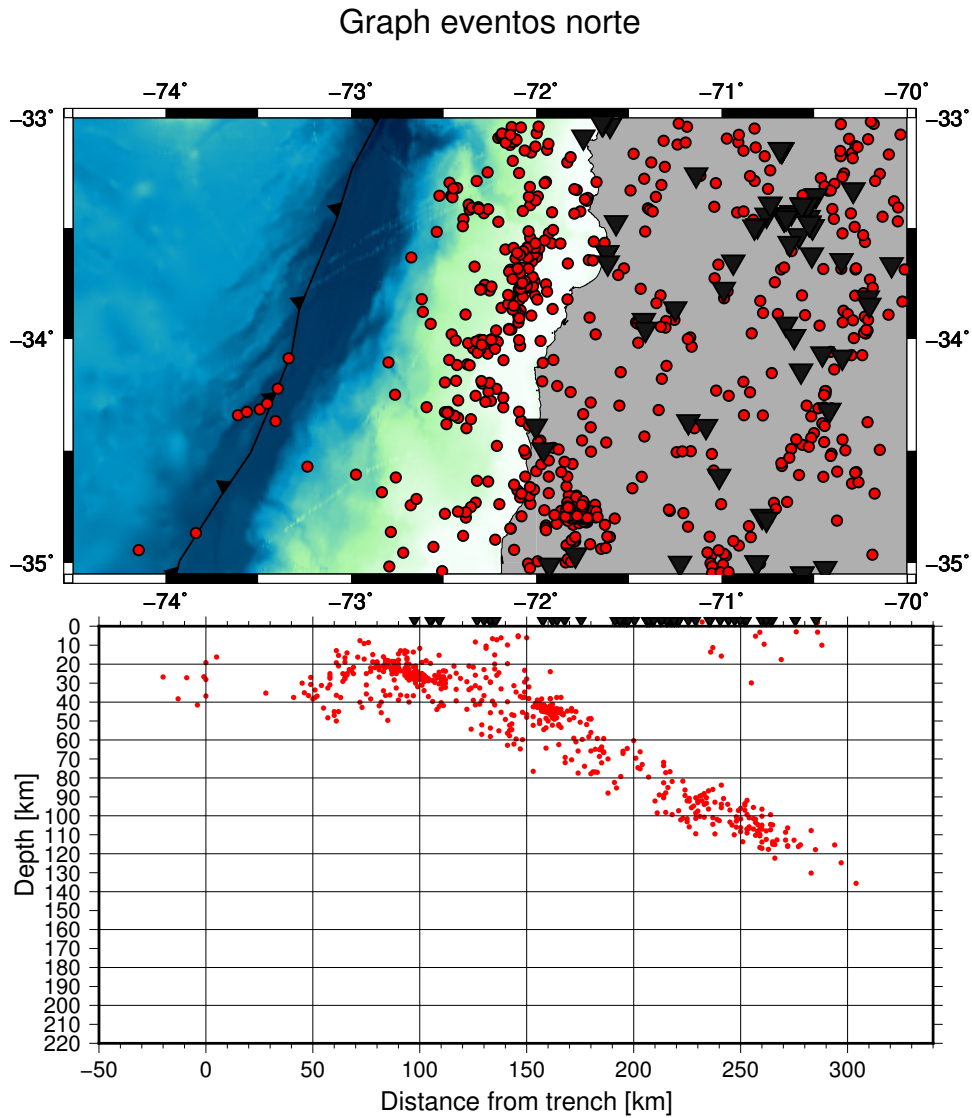


Figura 4.22: Eventos relocados en este estudio en la zona centro norte de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

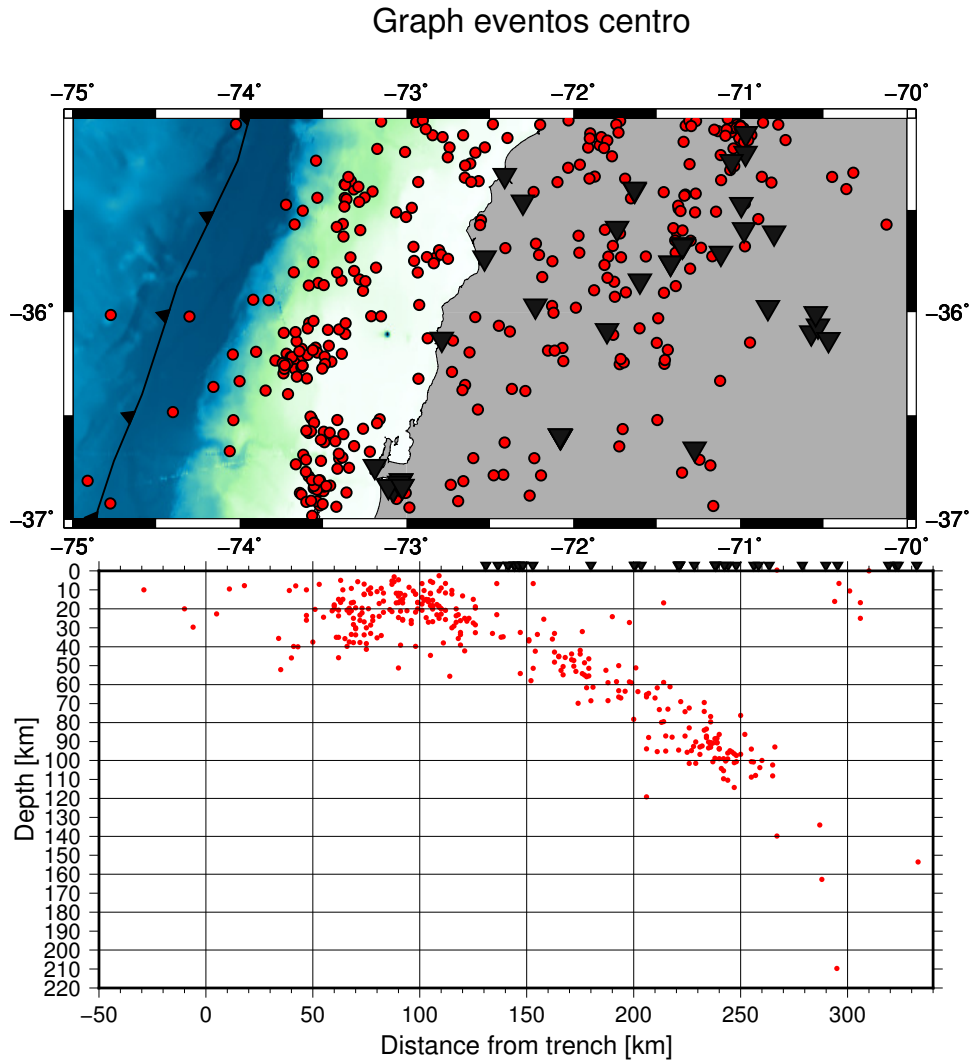


Figura 4.23: Eventos relocados en este estudio en la zona central de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

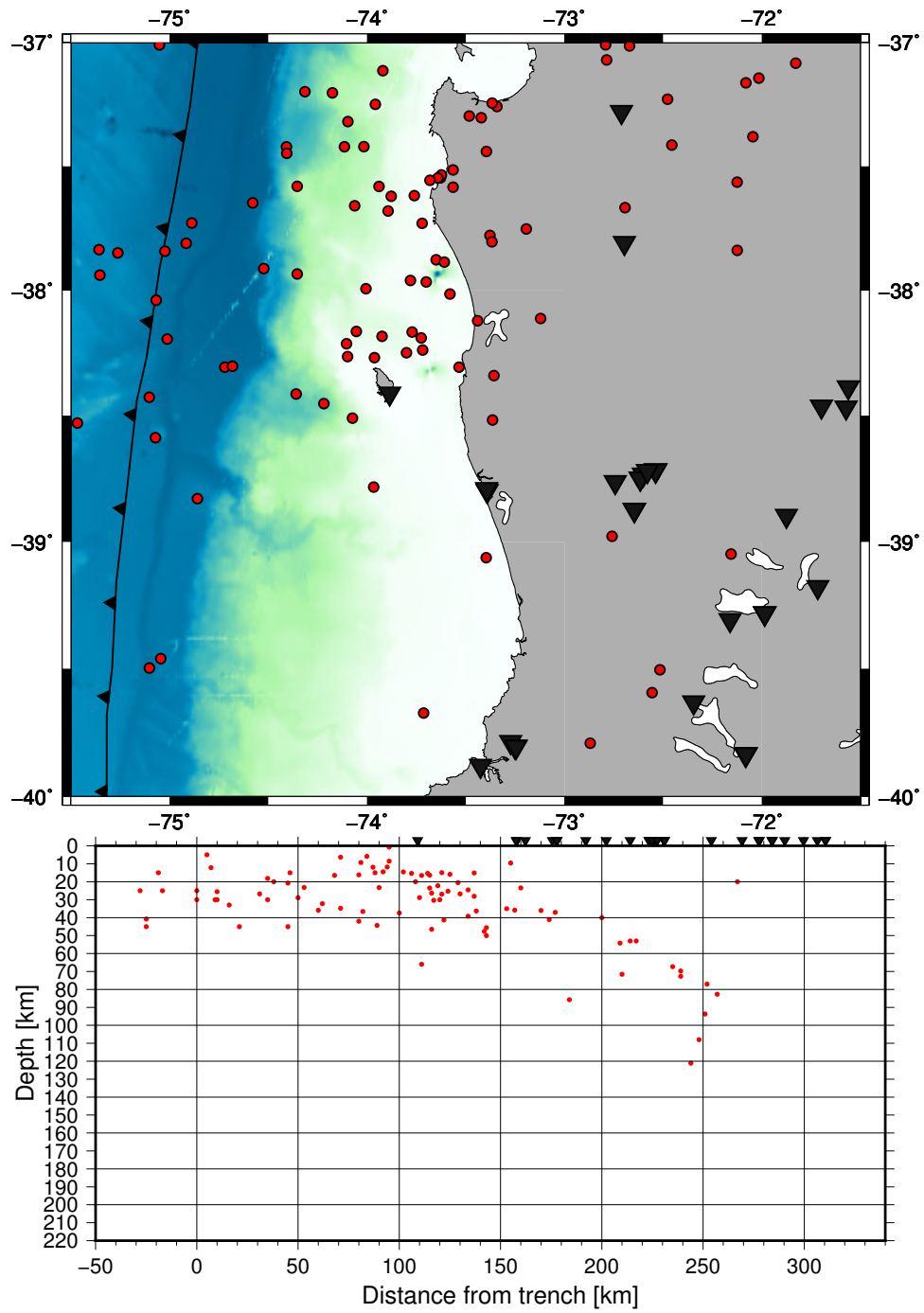


Figura 4.24: Eventos relocados en este estudio en la zona centro sur de nuestro estudio usando el modelo de velocidad 3D, y filtrados usando una diferencia menor a 10 km entre la profundidad dada y la obtenida. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

En ellas se aprecia que la mayoría de los hipocentros son situados en la zona de interplaca y nos da información acerca de la fiabilidad que tiene nuestra relocalización, puesto que una cantidad considerable coincide con las zonas de fallas y los eliminados no siguen ese patrón. Se observa que estos eventos podrían tener una profundidad más confiable que los del CSN, especialmente en 3D. Fuera de la red de estaciones están la mayoría de los eventos mal localizados que continúan siendo considerados, principalmente en el mapa del modelo 2D. Los eventos filtrados correspondientes al modelo 3D fueron los mejor localizados entre ambos, especialmente en la zona norte. Además en ambos mapas de la zona norte (4.19 y 4.22) se observan clusters de eventos a los 20 y 40 km de profundidad siguiendo la curva formada por la subducción, lo que nos indica que hubieron sectores donde los eventos tuvieron una mínima variación con respecto a su localización original, es decir, el modelo ayudó mantuvo la localización de ciertos eventos cerca de la zona de subducción.

Toda esta información nos muestra que los tiempos de viaje al ser calculados con modelos unidimensionales, se adecuaron a esos datos, sin embargo, al utilizar modelos más complejos con variación en al menos 2 direcciones, la relocalización no se adapta a la zona geológica de buena manera. Se generan variaciones en todas las direcciones, y especialmente para el modelo 2D muchas localizaciones no siguen la zona de subducción.

4.2. Estudio de estaciones

Si ahora filtramos los eventos por cantidad de estaciones originales, es decir, seleccionamos eventos que tienen registro sobre un mínimo de estaciones, siguiendo el ejemplo de (Hicks et al., 2014) donde el número de estaciones con registro mínimo para ondas P y S es de 12 y 4 respectivamente, deberíamos ver una filtración de los eventos mejor localizados. Para nuestro caso será de 10 y 4, y así conseguir una mejor filtración, dado los resultados anteriores. Para el caso 2D la cantidad de sismos filtrados es 1375, en cambio, para 3D es 1366 eventos. La pequeña diferencia se explica en que la falta de estaciones afectaron casi a los mismos eventos en ambos casos, pero el modelo 3D desechó más eventos, que implicaría junto a esto que fue más difícil ajustar los datos de algunos eventos para este modelo, lo que tiene relación con la sección anterior, comparando los resultados con el modelo 2D los eventos están mejor localizados.

Considerando los mapas 4.25 y 4.26 con los eventos con más estaciones, podemos ver que para el caso del modelo 2D la relocalización con respecto a la zona de contacto no es completamente correcta; pasados los 100 km con respecto a la fosa se ve un cambio de dirección de la solución de los eventos, lo que además coincide con la mayor presencia de estaciones, indicando que las soluciones para valores de gap altos no llegan a una buena

resolución. Para las relocalizaciones usando modelo 3D se tiene una mejor solución, pero también al tener eventos fuera de la red de estaciones se desdibuja la geometría de la zona de subducción, aunque en menor medida, lo que refuerza la idea de que el modelo 3D tiene un mejor resultado que el 2D. También se puede deducir que si el modelo de velocidad es confiable, puesto a que fue hecho en base a mediciones en la misma zona de estudio, la única información que puede haber sido errónea son los tiempos de llegada que son puestos automáticamente mediante un complejo trigger y luego pueden ser modificados manualmente para tener una mejor localización para el modelo 1D que se decide usar dependiendo de donde sucede el evento, hay un modelo de velocidad 1D para sismos que ocurren en la costa, en la cordillera, etc, dependiendo de la ubicación de la estación más cercana al evento. Por lo tanto, el error asociado a cada tiempo de llegada es un factor determinante a la hora de relocalizar usando otro modelo, puesto que usamos los tiempos de llegada que han sido modificados y que derivaron en la localización final del Centro Sismológico, lo que puede explicar ciertas localizaciones fuera de la zona de subducción y que continúan a pesar que filtramos eventos que tienen una buena cantidad de estaciones con registro de ellos.

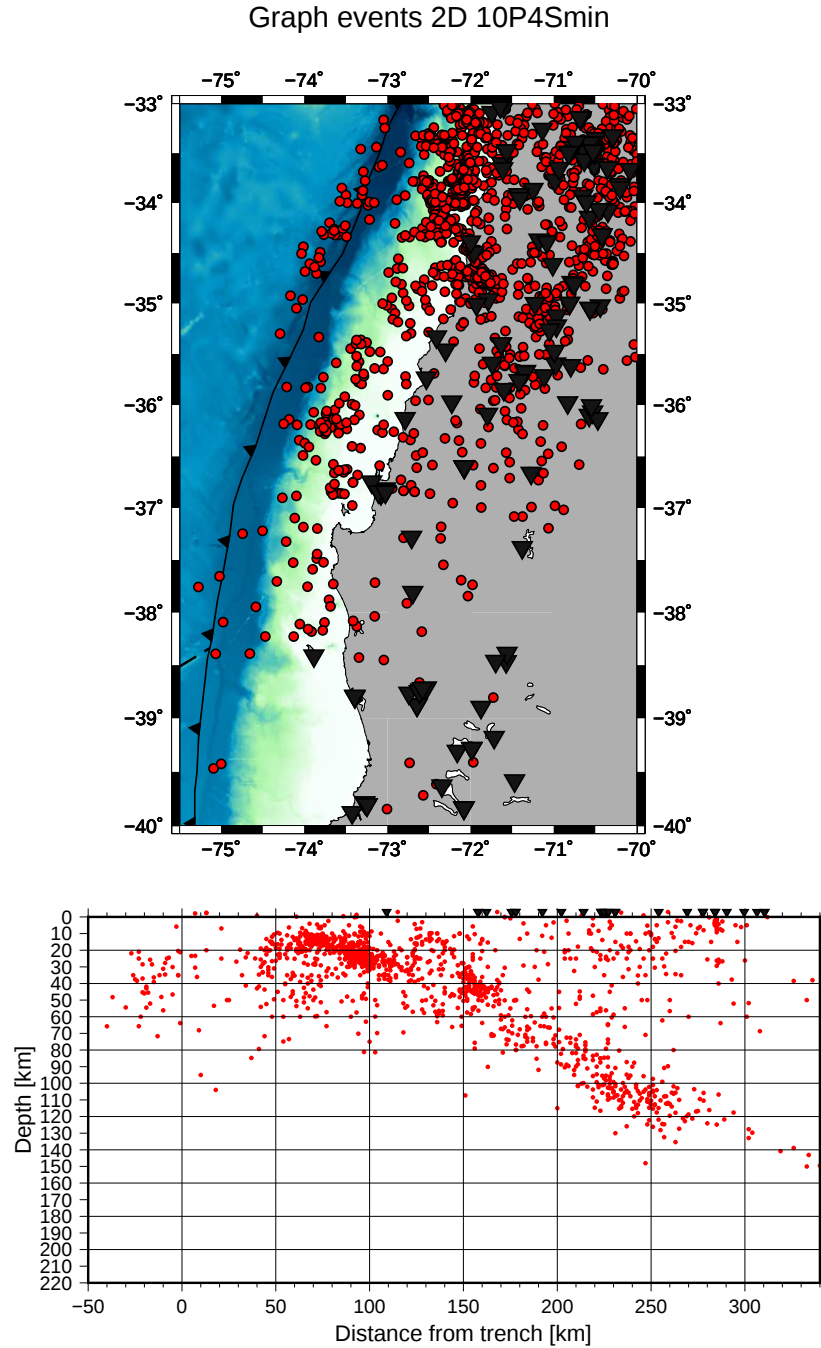


Figura 4.25: Mapa de la zona de estudio con las relocalizaciones con el modelo 2D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

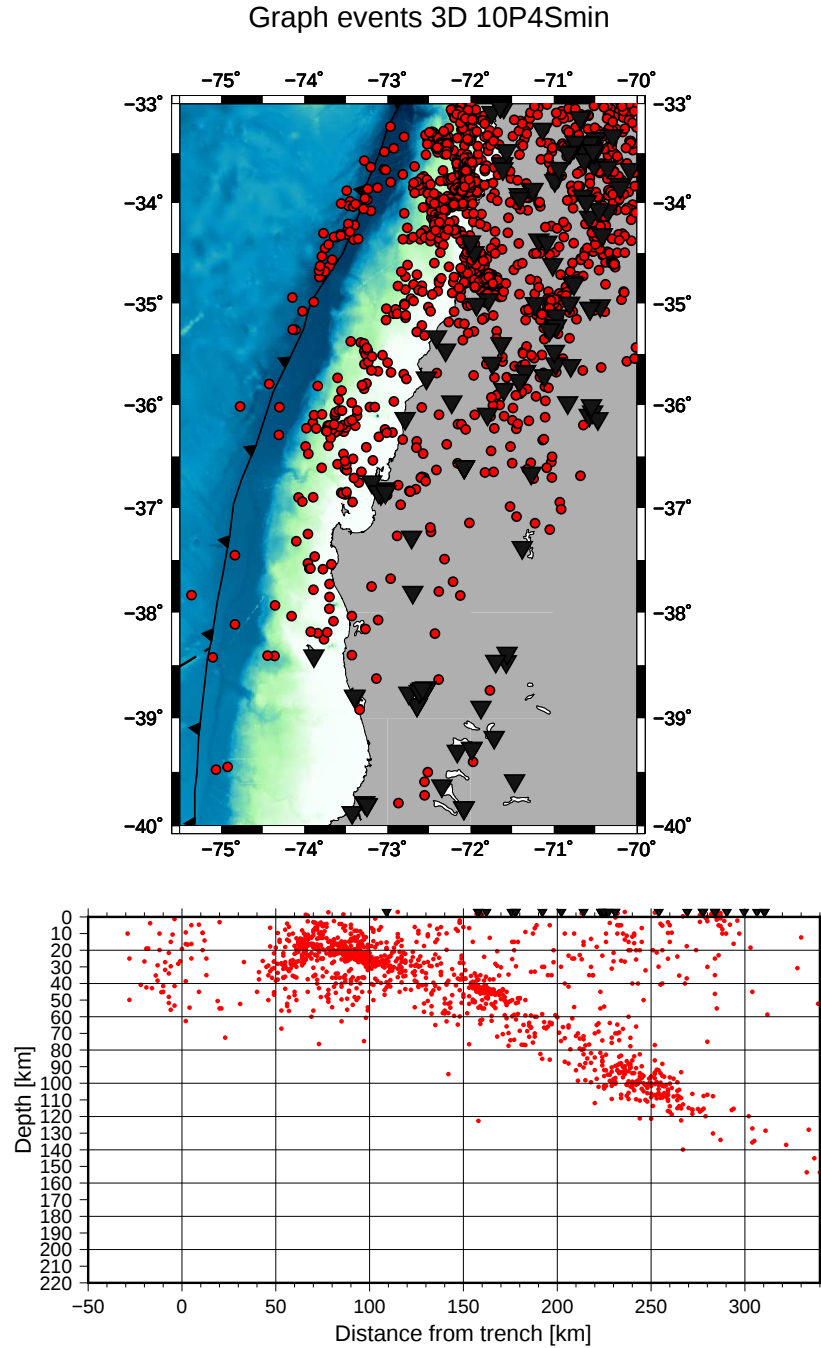


Figura 4.26: Mapa de la zona de estudio con las relocalizaciones con el modelo 3D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

4.3. Estudio combinado

En este punto podemos hacer una intersección entre la información de los eventos con más estaciones y de los eventos que tienen menos de 10 km de diferencia entre la profundidad de la localización y la relocalización. En las figuras 4.27 y 4.28 se puede observar el mapa con los hipocentros para la comparación del modelo 1D con el 2D y el 3D respectivamente. El modelo 2D tiene 602 eventos y el 3D tiene 629 eventos. Esto se debe a que como se dijo, las relocalizaciones dispersaron las localizaciones en muchos eventos y esto produce una variación que el modelo 2D exacerba un poco más que el modelo 3D, que a pesar de hacerlo, da un resultado más cercano a la realidad y los eventos siguen mucho más la superficie de contacto entre las dos placas. De todas formas, en ambos casos, más de la mitad de los hipocentros relocalizados fueron eliminados, lo que nos indica una diferencia sustancial entre nuestro resultado y el modelo utilizado por el Centro Sismológico. Los clústers nombrados anteriormente se mantienen, lo que muestra una consistencia en los resultados en esa zona.

En ambas figuras se consiguieron eventos localizados dentro de un grosor vertical de 40 km en el mar en longitudes de la placa de Nazca, asociados a eventos de baja profundidad (*outer rise*), pero debido al GAP azimutal alto asociado, la profundidad termina teniendo una diferencia superior a lo esperado. Estos eventos tienen una separación de alrededor de 30 km con los que están situados entre la costa y la fosa, lo que puede ser explicado por el prisma acrecionario que tiene la propiedad de ser plástico en estas condiciones, ya que al ser un sedimento no consolidado absorbe la deformación y permite un movimiento asísmico en esta zona. Este proceso además genera hidratación en la zona superficial de contacto lo que ayuda a la disminución de la fricción entre ambas placas en este sector. Luego, especialmente para el resultado del modelo 3D, están los eventos en la zona de contacto sin el prisma acrecionario, y en este sector se tiene un grosor aproximado de entre 40-50 km, que se ajusta de buena manera hasta la Cordillera de los Andes. En este sector existen eventos interplaca e intraplaca, que explican el leve aumento de grosor vertical de los eventos relocalizados que se ve sobre los eventos del otro lado de la fosa. Por último, sobre la zona de contacto existen eventos superficiales, principalmente en la zona volcánica, lo cual era esperable. Los que no están en esta zona son eventos superficiales intraplaca asociados a fallas corticales.

La mayoría de los eventos que continúan estando en estos últimos mapas corresponden a buenas localizaciones, y un pequeño número de ellos se alejaron en vez de converger a las zonas de contacto. Otra razón para que las localizaciones filtradas no estén en las zonas de contacto pueden ser anomalías en el suelo y el modelo de velocidad, al ser una aproximación, modifica la trayectoria de la onda lo suficiente para hacer que el tiempo de

llegada no se ajuste a una buena localización. Y para los sismos de la zona sur especialmente, el modelo no se ajusta debido a que está hecho para la zona del terremoto del 2010, que tuvo su límite sur alrededor de la Isla Mocha, y en medio de este modelo las velocidades están definidas de mejor manera, por existir mayor cantidad de eventos con rayos cruzando desde los hipocentros hasta las estaciones, sin contar el cambio geológico que se produce al prevalecer la serie occidental sobre la oriental desde esta latitud. Esto puede conllevar a la casi nula cantidad de eventos en esta zona.

Mapa eventos con diferencia de profundidad menor a 10 km
y mediciones P y S de 10 y 4 respectivamente

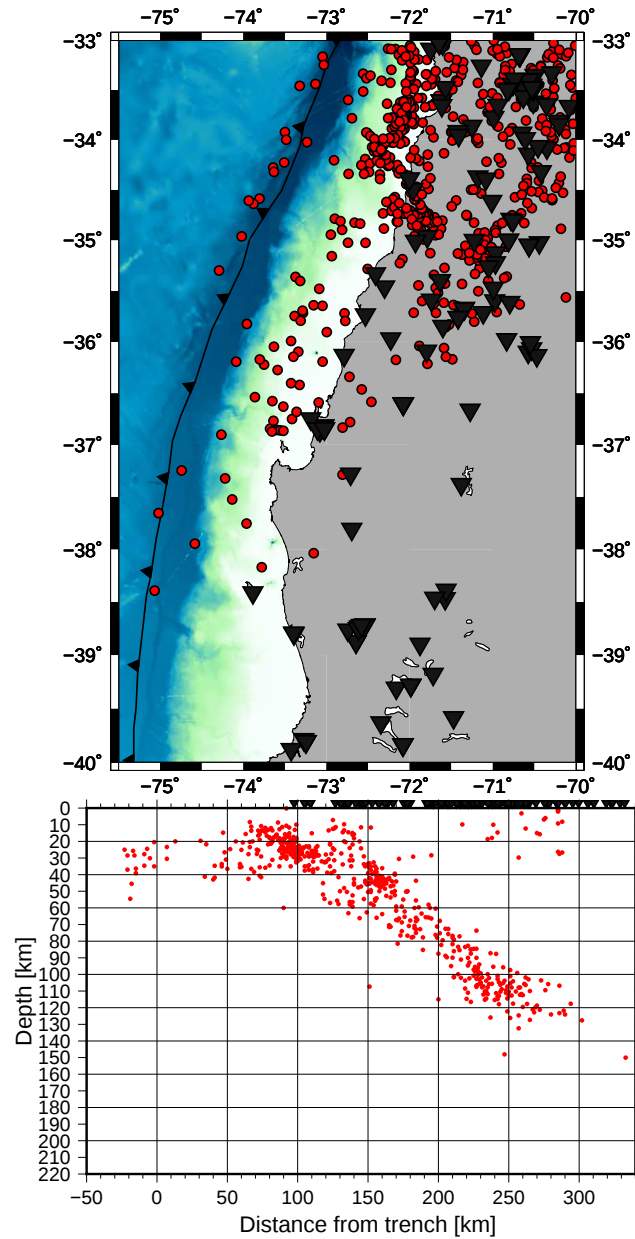


Figura 4.27: Mapa de la zona de estudio con las relocalizaciones con el modelo 2D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, y una diferencia de profundidad menor a 10 km, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

Mapa eventos con diferencia de profundidad menor a 10 km
y mediciones P y S de 10 y 4 respectivamente

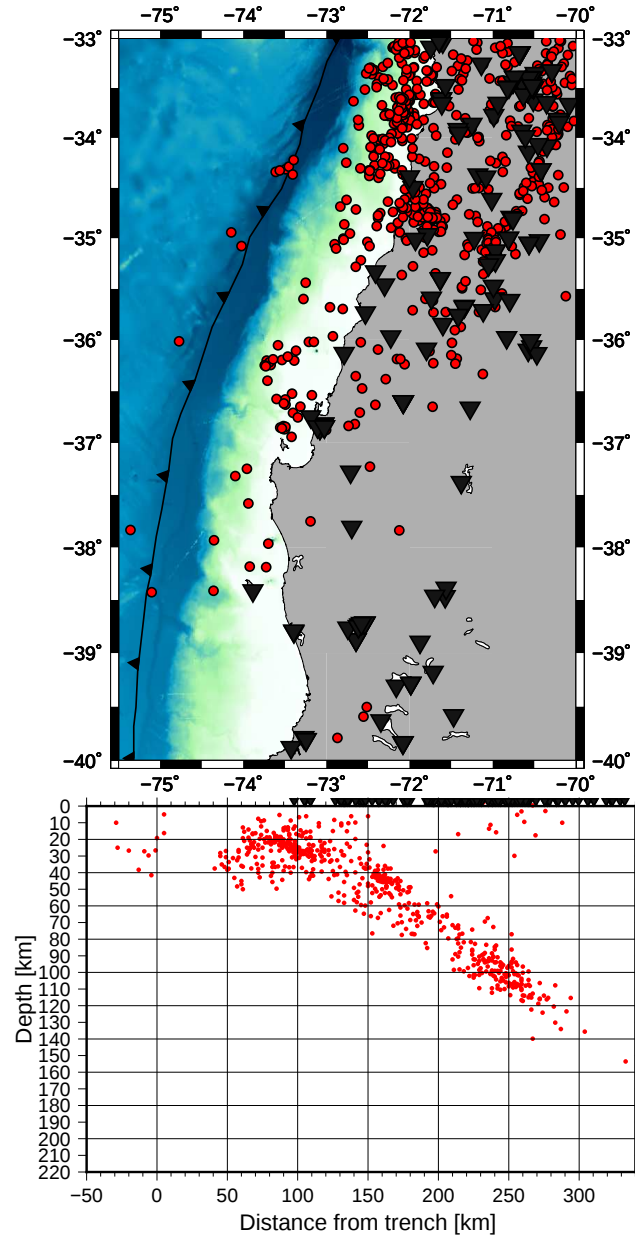


Figura 4.28: Mapa de la zona de estudio con las relocationes con el modelo 3D que tienen un mínimo de 10 llegadas de ondas P y 4 de ondas S, y una diferencia de profundidad menor a 10 km, que son los círculos rojos, los triángulos negros son las estaciones y en el mar está marcada la fosa. El gráfico inferior contiene círculos rojos que son los mismos eventos, pero con respecto a la profundidad y en vez de longitud se usa la distancia con respecto a la fosa.

Capítulo 5

Conclusiones

Luego de todo el análisis sobre los datos de localizaciones y relocalizaciones realizadas, se puede afirmar que se logró relocalizar la gran mayoría de los eventos del Centro Sismológico usando solo las primeras llegadas manuales del Centro Sismológico Nacional en sus localizaciones, ya sea con un buen resultado o mal resultado. Además, los eventos con asociados a alto GAP y pocas estaciones que no fueron eliminados tenían un error de localización alto comparado a la geología de la zona a la que pertenecían. Por otra parte, las relocalizaciones mostraron que se adecuaron mejor al modelo 3D más que al 2D, pero aún así el resultado fue muy diferente al modelo 1D. Esto significa que debe ser mejorado el modelo de velocidad y utilizar un picker que tenga el menor error posible, sin contar el error al tomar las llegadas manualmente, puesto que de ahí viene una parte del error asociado, sin contar al instrumento mismo. También debe ser mejorado el sistema que otorga el valor de RMS asociado al cálculo de mínimos cuadrados del CSN, puesto que un decimal genera bastante margen de error, y nuestros datos tenían dos decimales. Aún así, la comparación mostraba resultados de error parecidos, aunque es incierto el verdadero valor del RMS del CSN con el decimal faltante. Aún así se consiguieron resultados coincidentes en todos los mapas, específicamente en la zona con baja sismicidad al sur de la Isla Mocha, el ángulo de subducción desde la fosa a lo largo de la sección transversal de norte a sur, mejor relocalización en la parte norte y central, y a su vez está mejor lograda para eventos con GAP azimutal bajo.

Además se realizó un estudio completo sobre cómo las relocalizaciones actuaron sobre las coordenadas de latitud, longitud y profundidad. De este estudio se puede concluir que la profundidad es el valor que más varía entre los modelos, especialmente para un GAP mayor a 200° , y eso significa que se puede usar para escoger los eventos con mejor relocalización. Al usar una diferencia de profundidad de 20 km se tiene que no hay una buena localización para muchos eventos, el grosor vertical es mayor a 40 km, llegando a valores sobre 80 km. Cuando se aplican 10 km de diferencia, se obtienen mejores resultados, especialmente para 3D, donde el grosor

al que se llega es más cercano al real, que en los demás casos de relocalizaciones.

En latitud y longitud, la diferencia máxima fue menor que en profundidad, valores de alrededor de 30 km. De esto se puede desprender que el hecho de que las estaciones estén en la misma dirección horizontal genera más información en estas coordenadas, especialmente por la configuración de la red de estaciones. De las dos coordenadas horizontales, en dirección norte-sur es donde hay menor cantidad de valores extremos y diferencias más pequeñas, lo que es esperable dada esta distribución de la red de estaciones y la ubicación del modelo.

Siguiendo el estudio de (Hicks et al., 2014) filtramos los eventos por la cantidad de estaciones con señal, las cuales en nuestro caso fueron 10 estaciones con llegadas de onda P y 4 con onda S. Obtuvimos que no existía una mejora sustancial entre esta diferenciación y el resultado de los modelos. Esto se debe a que principalmente fue el modelo de velocidad el que sistemáticamente modificó las localizaciones sin importar la cantidad de estaciones que éstas tenían.

Las figuras que incluyen ambas diferenciaciones juntas tienen menos eventos y una mejor distribución espacial en todos los lugares, lo que refleja esta idea de la modificación sistemática. Sin embargo, para eventos con GAP alto (eventos offshore y outer-rise) se tiene poca precisión, lo que lleva a un grosor en profundidad de 40 km aproximadamente, los cuales fueron situados con un grosor vertical similar también por el CSN.

Todo lo anterior implica que los eventos mal localizados se alejan de las zonas geológicas donde esperamos que sucedan, sin importar la dirección que depende del modelo de velocidad, es decir, por cuales nodos pasa el rayo y del tiempo que fue marcado en los sismogramas. Esta es una señal inequívoca que usar un modelo 1D por parte del Centro Sismológico Nacional es una subestimación de la geometría y configuración del suelo real, lo que conlleva a resultados que deben ser revisados uno a uno. Además, no se tienen estaciones OBS en el mar para obtener eventos con bajo GAP cerca de la fosa, y disminuir así la diferencia de profundidad que se obtuvo en esta investigación para eventos superficiales que muestran sismos más profundos, o más lejos de la fosa que podrían cambiar la percepción real del evento, y si las localizaciones no pueden sustentar las condiciones que alertarían un eventual tsunami, las autoridades podrían estar mal informadas y actuar erróneamente (por ejemplo, como se aprecia en la figura 4.10, o así como se actuó el 27F). Además estas estaciones disminuirían el error de los eventos en dirección este-oeste, y daría mayor calidad a las localizaciones realizadas en este sector, pero no se debe olvidar que la red ha sido mejorada en estos años al incluir más estaciones en tierra, que también es apreciado, pero sigue faltando inversión para tener una red de estaciones alrededor de la fosa y no solamente a

un lado. Teniendo estaciones marinas se podría perfectamente hacer un modelo 3D de velocidad para toda la costa del país hasta el punto triple, y mediante todos los eventos posibles se podría conseguir un modelo con secciones transversales que representen cada sector. Así, todos los eventos en la zona central de Chile estarían localizados con un bajo error, los eventos cerca de la fosa no tendrían un GAP mayor a 200° . Inclusive con el ángulo y el tamaño adecuado solo sería necesario un solo modelo 3D para todo el país, pero varios modelos delimitando zonas, ya sea por alto acoplamiento, o cambio de dirección en la fosa, también es una buena idea, y que se pueda utilizar el sector asociado a la sismicidad para localizar el evento. Utilizar estaciones OBS además podría servir para crear un sistema de alerta temprana de terremotos, ya que al llegar la onda P primero a una estación al lado de la fosa y después a la costa, se podrían agregar segundos para empezar a evacuar personas a zonas de mayor altura con respecto al nivel del mar.

Bibliografía

- P. Bormann. New manual of seismological observatory practice (nmsop-2). *IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam*, 2012. URL <http://nmsop.gfz-potsdam.de>.
- C. DeMets, R. G. Gordon, and D. F. Argus. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1):1–80, 04 2010. ISSN 0956-540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>.
- D. Eberhart-Phillips and A. J. Michael. Seismotectonics of the loma prieta, california, region determined from three-dimensional v_p , v_p/v_s , and seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B9): 21099–21120, 1998. doi: 10.1029/98JB01984. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98JB01984>.
- S. P. Hicks, A. Rietbrock, I. M. Ryder, C.-S. Lee, and M. Miller. Anatomy of a megathrust: The 2010 m8.8 maule, chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 405:142 – 155, 2014. ISSN 0012-821X. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.028>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X14005342>.
- B. Kennett. Iasp91 seismological tables, res. *School of Earth Science, Australia, National University, Canberra, Australia*, 1991.
- K. Klinge. Additional local and regional seismogram examples., 2012. URL https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_DS_11.1. In: Bormann, P. (Ed.), New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2).
- W. H. K. Lee and J. C. Lahr. Hypo71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Technical report, U.S. Geological Survey, 1972. URL <https://pubs.usgs.gov/of/1972/0224/report.pdf>.
- M. W. Martin, T. T. Kato, C. Rodriguez, E. Godoy, P. Duhart, M. McDonough, and A. Campos. Evolution of the late paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south central chile (38°–41°s):

- Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of gondwana. *Tectonics*, 18(4):582–605, 1999. doi: 10.1029/1999TC900021. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999TC900021>.
- M. Moreno, M. Rosenau, and O. Oncken. 2010 maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of andean subduction zone. *Nature*, 467(7312):198–202, 2010. doi: 10.1038/nature09349. URL <https://doi.org/10.1038/nature09349>.
- T. Moser. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56(1):59–67, 1991. doi: 10.1190/1.1442958. URL <https://doi.org/10.1190/1.1442958>.
- A. R. Nelson and W. F. Manley. Holocene coseismic and aseismic uplift of isla mocha, south-central chile. *Quaternary International*, 15:61–76, 1992. doi: 10.1016/1040-6182(92)90036-2. URL [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(92\)90036-2](https://doi.org/10.1016/1040-6182(92)90036-2).
- J. D. Pesicek, E. R. Engdahl, C. H. Thurber, H. R. DeShon, and D. Lange. Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M8.8 Maule earthquake (30–40°S), Chile. *Geophysical Journal International*, 191(1):317–324, 10 2012. ISSN 0956-540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05624.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05624.x>.
- J. Quezada, E. Jaque, N. Catalán, A. Belmonte, A. Fernández, and F. Isla. Alzamiento cosísmico superficial inesperado en el área de tirúa-isla mocha del sur de chile antes y durante el terremoto de maule mw= 8, 8 de 2010: una probable falla subsidiaria en la placa superior. *Andean geology*, 47(2):295–315, 2020. doi: 10.5027/andgeov47n2-3057. URL <http://dx.doi.org/10.5027/andgeov47n2-3057>.
- M. Rodriguez Maradiaga. *Estudio de las velocidades de las ondas sísmicas a través de la corteza terrestre de una región de El Salvador mediante inversión de los tiempos de viaje de las ondas P y S*. PhD thesis, National Autonomous University of Honduras, 05 2006. URL https://www.researchgate.net/publication/280083052_Estudio_de_las_velocidades_de_las_ondas_sismicas_a_traves_de_la_corteza_terrestre_de_una_region_de_El_Salvador_mediante_inversion_de_los_tiempos_de_viaje_de_las_ondas_P_y_S.
- S. Ruiz and R. Madariaga. Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733: 37–56, 2018. doi: 10.1016/j.tecto.2018.01.015. URL <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>.
- P. M. Shearer. *Inversion of travel time data*, page 103–138. Cambridge University Press, 2 edition, 2009. doi: 10.1017/CBO9780511841552.007. URL <https://doi.org/10.1017/CBO9780511841552.007>.

- C. H. Thurber. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the coyote lake area, central california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B10):8226–8236, 1983. doi: 10.1029/JB088iB10p08226. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB088iB10p08226>.
- J. Vidale. Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6): 2062–2076, 12 1988. ISSN 0037-1106.
- H. Yue, T. Lay, L. Rivera, C. An, C. Vigny, X. Tong, and J. C. Báez Soto. Localized fault slip to the trench in the 2010 maule, chile mw = 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate gps, teleseismic body waves, insar, campaign gps, and tsunami observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10):7786–7804, 2014. doi: 10.1002/2014JB011340. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JB011340>.

Anexos

Anexo A

Modelo de Velocidad

1.0 17 13 14 2

-740.0 -180.0 -155.0 -130.0 -105.0 -84.0 -66.0 -48.0 -30.0 -12.0 6.0 28.0 53.0 78.0 103.0 153.0 740.0

-740.0 -315.0 -220.0 -150.0 -95.0 -40.0 15.0 70.0 125.0 180.0 250.0 345.0 740.0

-50.0 -2.0 0.0 6.0 16.0 27.0 35.0 47.0 65.0 85.0 105.0 125.0 155.0 500.0

0 0 0

0 0 0

4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.66 4.70 4.72 4.66 4.65 4.65 4.65

4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.66 4.70 4.72 4.66 4.65 4.65 4.65

4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.65 4.66 4.72 4.72 4.65 4.65 4.65 4.65...

Anexo B

Archivo de Control

3049 0 0 1.0 4 1 0 neqs, nshot, nblast, wtsht, kout, kout2, kout3
20 0.5 0.0050 0.01 -3.0 5.00 0.1 0.40 nitloc, wtsp, eigtol, rmscut, zmin, dxmax, rderr, ercof
8 0.00 0.00 1 1000.0 10000.0 5000.00 2.00 hitct, dvpmax, dvpvsmx, idmp, vpdmp, vpvsdmp, stadmp, stepl
0 2 -1 0.0005 1 0.002 0 ires, i3d, nitmax, snrmct, ihomo, rmstop, ifixl # Si nitmax es 0, no realiza iteraciones
de inversion de *vel/hyp*
300.0 400.0 1.00 1.50 2.00 delt1, delt2, res1, res2, res3
9 3 4.0 4.0 ndip, iskip, scale1, scale2
1.2 0.0005 500 500 xfax, tlim, nitpb1, nitpb2
1 1 0 iusep, iuses, invdel
0 100.0 0.05

Anexo C

Catálogo de Eventos

13 1 1 0352 11.70 36 58.92 74W 5.82 18.30 3.60

TMU P 0 34.87TMU SP0 26.57RAN P 0 55.10PLCA P 0 70.75PEL P 0 68.56PEL SP0 53.61

LMEL P 0 65.50LMEL SP0 51.49GO06 P 0 51.90GO05 P 0 39.55GO05 SP0 32.05CHO P 0 50.94

CHO SP0 38.09CCSP P 0 14.04CCSP SP0 10.38CCH2 P 0 27.22CCH2 SP0 21.61

13 1 1 0620 24.10 34 12.54 72W15.36 26.30 2.80

PEL P 0 27.83PEL SP0 21.61LMEL P 0 28.92LMEL SP0 21.88GO05 P 0 14.83GO05 SP0 11.21

FAR1 P 0 30.27FAR1 SP0 24.12CLCH P 0 27.09CLCH SP0 21.06CCH2 P 0 38.24CCH2 SP0 28.85