



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

ANÁLISIS DE LA FUENTE SÍSMICA DE DOS TERREMOTOS ANÓMALOS EN EL
NORTE DE CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN GEOFÍSICA

CARLOS ANDRÉS TASSARA GUTIÉRREZ



PROFESOR GUÍA:
DR. MATTHEW MILLER

PROFESOR CO-GUÍA:
DR. SIMONE CESCA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DR. JOAQUÍN CORTÉS-ARANDA

CONCEPCIÓN - CHILE
2023

Resumen

El Norte de Chile es una región sísmicamente activa. La sismicidad ocurre segmentada en tres bandas de profundidades: terremotos superficiales, intermedios y profundos. Terremotos de gran magnitud se han observado a diferentes profundidades. Ejemplo de grandes terremotos en el Norte de Chile en las últimas décadas son el terremoto de Tocopilla en 2007 (Mw 7.7), el de Iquique en 2014 (Mw 8.1-8.2), ambos superficiales, y el terremoto de Tarapacá en 2005 (Mw 7.8), de profundidad intermedia. El segmento del margen de placa en el Norte de Chile se ha considerado como un gap sísmico desde la ocurrencia de grandes terremotos al final del siglo XIX (Comte y Pardo, 1991). En 2014, el terremoto de Iquique, con magnitud Mw 8.1-8.2, ha afectado la parte central de este gap sísmico, dejando gaps de menor tamaño hacia el norte y el sur de la región, manteniéndose latente la posibilidad que ocurra un terremoto de gran magnitud, en las cercanías a estos sectores, como se presume haya ocurrido al final del siglo XIX (Ruiz et al., 2014; Shurr et al., 2014; Cesca et al., 2016).

Los mecanismos focales típicos de la sismicidad superficial se caracterizan por terremotos de mecanismo reverso, con orientación Norte-Sur y geometría compatible con la superficie de contacto de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana. Por su parte, los terremotos intermedios también marcan un patrón típico, mayormente caracterizado por fallas normales y con la misma orientación Norte-Sur. Sin embargo, un análisis detallado de la sismicidad y de los mecanismos focales en el período 2004-2018 ha mostrado una posible segmentación también a lo largo del margen de placa en el Norte de Chile (Cesca, 2018), que sugiere tres regiones con mecanismos focales ligeramente diferentes desde el Norte hacia el Sur. Una variabilidad de la sismicidad regional al variar la latitud se ha evidenciado también a partir de una relocalización de la sismicidad reciente (Sipl et al., 2018), que afecta sea la sismicidad superficial que la intermedia.

En 2020 ocurrieron dos terremotos en el Norte de Chile, con mecanismos focales anómalos, según los catálogos de tensores momentos globales (p. ej. Global CMT; Geofon), que se diferencian de los patrones típicos descritos en la literatura actual (Cesca, 2018; Sipl et al., 2018). El sismo intermedio de magnitud Mw 6.8 del 3.6.2020, con mecanismo normal, es interesante por su orientación, inclinada respecto a la del margen de placa. El sismo superficial de magnitud Mw 6.2, del 11.9.2020, en cambio, tiene un mecanismo de strike-slip, en una región y a una profundidad donde típicamente se observan mecanismos reversos. El análisis de estos dos terremotos puede ayudarnos a entender las características de la sismicidad regional y confirmar la hipótesis de su segmentación, con implicaciones para la reconstrucción de la geometría de la subducción así como para los modelos de propagación de ruptura de grandes terremotos en el Norte de Chile. Considerando la magnitud relevante de estos dos terremotos, su análisis es también relevante para la evaluación de fallas activas y la estimación del peligro

sísmico.

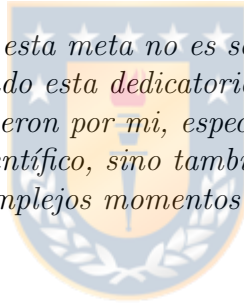
En este trabajo se pretende caracterizar la fuente sísmica de estos dos terremotos, mediante la determinación del tensor momento y, si es posible, de los parámetros de fuente finita, así como su interpretación de forma conjunta con la distribución espacial de sus réplicas, para identificar la geometría de los planos de fallas y discutir sus implicaciones en la sismicidad local.



La dedicación de este trabajo abarca a todos, quienes de alguna forma u otra, con amor y esfuerzo me acompañaron y ayudaron a hacer realidad un sueño.

No cabe duda que este sueño cumplido lo dedico a mi amada esposa Michelle, a mis hijas Gabriela e Isabella y a mi querida madre Brenda. De su amor y cariño se recargaba mi energía cada vez que me vi alicaído. Sus palabras de aliento e incesante empuje, fue nutriendo mi tenacidad y me permitieron alcanzar la meta final.

En efecto, la superación de esta meta no es sólo un esfuerzo individual, más bien uno colectivo. Por ello extiendo esta dedicatoria, a familiares y seres queridos. Siempre agradeceré todo lo que hicieron por mi, especialmente mi primo Omar, quien no sólo incentivó mi desarrollo científico, sino también fue un soporte crucial, sin el cual no hubiese podido afrontar los complejos momentos que nos tocó vivir dada la contingencia.



Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a Dios, la posibilidad de contar con mi hermosa familia y la oportunidad de haber conocido a personas tan valiosas a lo largo de este camino.

Quiero agradecer también al programa de Magíster en Geofísica de la Universidad de Concepción, por abrirme las puertas de este maravilloso mundo y haber confiado en mi persona. La posibilidad de participar, aprender y aportar un granito de arena a la ampliación de las fronteras del conocimiento, es algo que agradeceré infinitamente.

Pero si tuviera que describir este proceso, sin duda sería como un camino lleno de aprendizajes emocionantes y sueños hechos realidad. Pero no exento de dificultades extenuantes, agudizadas por una pandemia que agregó necesidades económicas y desconsuelo. Aún así, las tribulaciones siempre pudieron sosegarse gracias al tesón que son mis hermosas hijas y mi amada esposa. Aprovecho esta oportunidad, para agradecer conjuntamente a todos quienes me fortalecieron en momentos de cansancio y desconciertos.

Respecto a esto último, quiero manifestar de manera muy especial, mi profundo agradecimiento hacia el Dr. S. Cesca, por su valiosa e inquebrantable guía, por su pasión sobre el tema, por su dedicación a esta investigación, por todas las enseñanzas ofrecidas en forma desinteresada que fueron clave en el cumplimiento de los objetivos. Trabajar con el Dr. Cesca, no sólo me permitió comprender elementos cruciales de la metodología y la teoría de esta investigación, sino también inspiraron la responsabilidad y compromiso que conlleva ir a la vanguardia del conocimiento.

Con la misma gratitud, quiero dirigirme a mi profesor supervisor Dr. M. Miller, cuyos conocimientos fueron de gran ayuda durante toda la maestría y en el desarrollo de esta investigación. Quiero agradecer en forma particular, la posibilidad que me brindó el Dr. Miller, de abordar el buque Cirujano Videla con la misión de extraer del fondo marino instrumental OBS.

Realmente, todos ustedes y todas estas experiencias son un tesoro que guardo en el corazón.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Contexto general	1
1.2. Entorno Regional	3
1.2.1. Ubicación del Área de Estudio	3
1.2.2. Marco Geológico y Sismotectónico	3
1.2.3. Identificación de la Sismicidad Regional	6
1.2.4. Revisión de la Sismicidad Histórica	10
1.3. Estado del Arte	13
1.4. Motivación del Estudio	16
1.5. Objetivos e Hipótesis	17
1.5.1. Objetivos Generales	17
1.5.2. Objetivos Específicos	17
1.5.3. Hipótesis	18
1.6. Marco Teórico	18
1.6.1. Introducción	18
1.6.2. Fuentes de Sismicidad	19
1.6.3. Terremotos Tectónicos	20
1.6.4. Tensor de Momento Sísmico	30
1.6.5. Modelado directo	31
1.6.6. Directividad	33
1.6.7. Agrupamiento de la Sismicidad Basado en Densidad	35

1.7.	Datos	41
1.7.1.	Formas de Onda	41
1.7.2.	Catálogos Sísmicos	41
1.8.	Procesamiento de Datos	41
1.8.1.	Grond: Inversión del Tensor de Momento Sísmico	41
1.8.2.	Directividad a partir de la distribución acimutal de las duraciones aparentes	44
1.8.3.	Seiscloud: Agrupamiento de la sismicidad	44
2.	Seismic Source Analysis of two Anomalous Earthquakes in Northern Chile	45
2.1.	Abstract	45
2.2.	Introduction	46
2.3.	Data and methods	49
2.3.1.	Data: seismic catalogues and waveforms	49
2.3.2.	Moment tensor inversion	49
2.3.3.	Directivity analysis	50
2.3.4.	Aftershock series	50
2.3.5.	Seismicity clusters	51
2.4.	Results	51
2.4.1.	Moment tensor inversion	51
2.4.2.	Directivity	52
2.4.3.	Aftershock patterns	52
2.4.4.	Seismicity clusters	53
2.5.	Discussion	54
2.6.	Conclusions	56
2.7.	Data availability	57
2.8.	Acknowledgements	57
2.9.	Figures	58

3. Discusión y Conclusión	64
3.1. Discusión	64
3.2. Conclusión	66
Referencias	67
Bibliografía	77
Apéndice A. Supplementary Material	78
Apéndice B. Anexos	84
B.1. Otros Resultados	84
B.1.1. Variantes MT Evento Mw 6.2	84
B.1.2. Resultados MT Evento Mw 6.8	88



Índice de Tablas

1.1. Rangos de variación de los ángulos que definen la orientación ϕ , δ y la dirección del desplazamiento λ	25
A.1. (Tab. S1.) Seismic stations used in this study. The table reports station and network names as well as the station latitude, longitude and elevation.	83



Índice de Ilustraciones

<p>1.1. Tectónica de los Andes Centrales en el norte de Chile. Línea roja denota un segmento de la fosa de subducción chileno-peruana y la flecha roja representa la dirección de subducción (Vigny et al., 2009; Métois et al. 2012). Líneas coloridas, delimitan las principales unidades tectónicas del norte de Chile (Mpodozis et al., 2005). Los recuadros azul y rojo, definen las áreas de los terremotos estudiados de Río Loa y San Pedro respectivamente, y algunos sistemas de fallas presentes en la zona de estudio (Mittelstädt y Victor, 2020). Figura de elaboración propia.</p>	6
<p>1.2. Panel (a). Distribución epicentral de la sismicidad en la macrozona norte de Chile. Los puntos se diferencian por tamaño según magnitud y el color acorde a la profundidad del hipocentro. Líneas verdes denotan la extensión espacial de las rupturas de los mayores terremotos ocurridos en la zona dentro de las últimas décadas (Cesca, 2018). En amarillo el terremoto histórico de 1877 (Comte y Pardo, 1991). Panel (b). (arriba) Elevación promedio exagerada del área de estudio. (abajo) Perfil de sismicidad distribuida según profundidad hipocentral (Stein y Wysession, 2009), en la que reconocemos los grupos: (b.1) intraplaca superficial (corticales 0-30 km), (b.2) intraplaca intermedia con origen profundo en la placa oceánica (70-300 km), (b.3) intraplaca intermedia con origen en la placa Sudamericana (30-50 km), (b.4) interplaca de tipo thrust que se originan en la interfase con bajo ángulo de subducción y (b.5) la sismicidad outer rise. La línea roja continua representa el modelo Slab 2.0 (Hayes et al., 2018). Figura de elaboración propia.</p>	12
<p>1.3. Figura adaptada de Cesca (2018). En el centro, mapa en planta con la distribución de mecanismos focales en la macro zona norte de Chile, para diferentes segmentos a lo largo de la subducción, que abarca una ventana de sismicidad entre 2004 y 2020. La sismicidad superficial segmentada en tres regiones azules, y la intermedia en tres regiones rojas. A los costados recuadros con resúmenes de mecanismos focales mediante diagramas de Frohlich (1992). A la izquierda, sismicidad superficial con una clara tendencia en los tres grupos hacia el tipo Thrust. A la derecha, sismicidad intermedia con tendencia, en los tres grupos, a un fallamiento Normal.</p>	13

- 1.4. Origen de un terremoto tectónico, según etapas de la teoría del rebote elástico (Reid, 1991). Panel (a). Idealiza las etapas del proceso cuando los esfuerzos actúan sobre los bloques de corteza desde que se encuentran adheridos en una falla preexistente, luego deformándose, hasta sufrir el súbito deslizamiento en torno a la falla, habiendo una ruptura a lo largo del límite y se libera la tensión. Panel (b). Muestra un esquema con las características de un terremoto tectónico, como su localización, deslizamiento aparente, compresiones (P) y tensiones (T) que actúan sobre los bloques. Panel (c). Modelos que representan la interacción de las fuerzas. A la izquierda, una cupla; ya la derecha una doble cupla. Figura de elaboración propia. 23
- 1.5. Representación de la deformación y los parámetros característicos de fallamiento. Las flechas azules y rojas representan el campo de estrés, mientras que las amarillas indican dirección y sentido del deslizamiento relativo. Panel (a). Modelo simplificado de corteza, con capas horizontales sometido a un campo de estrés. En a.1 la reacción dúctil formando un pliegue. La deformación frágil puede ser causada por fuerzas compresivas o extensionales, que inducen fallamientos inversos (a.2) o normales (a.3) respectivamente. Panel (b). Parámetros característicos de una falla. Mediante b.1 se representa un esquema simplificado del plano de falla, la dislocación y las referencias que describen los parámetros característicos de la falla. Los ángulos δ , λ y ϕ corresponden a medidas de buzamiento (dip), deslizamiento (rake) y acimut (strike) respectivamente. $\Delta\vec{u}$ es el vector desplazamiento idealizado, cuyas componentes strike-slip y normal-slip, se representan mediante las flechas verde y amarilla. Figura de elaboración propia. 25
- 1.6. Representación simplificada de la propagación de ondas sísmicas. Panel (a). Diferentes tipos de vibración causados por un terremoto. En azul ondas P longitudinales y en rojo ondas S transversales. En el sismograma, se aprecia que las ondas P viajan a mayor velocidad que las S . Panel (b). Mecanismo de doble cupla y su sistema de fuerzas equivalentes. Los cuatro lóbulos que describen los patrones de radiación de onda P y onda S , que responden a un mecanismo fuente de doble par. Panel (c). Modelos de corteza con rapidez de propagación varía en función de la profundidad. A la izquierda, los frentes de onda son concéntricos respecto al foco del sismo, recorriendo trayectorias radiales. A la derecha, modelo donde la rapidez de un frente de onda varía linealmente, obligadas a curvar su trayectoria por el parámetro de rayo. Figura de elaboración propia. 28

- 1.7. Panel (a). Arriba. Una vista lateral del fallamiento en un bloque, dividido en cuatro cuadrantes por los planos nodales. Cuadrantes azules representan zonas de contracción, y cuadrantes blancos zonas de dilatación. Esfera focal centrada en el hipocentro con los planos de falla y auxiliar, proyectados y orientados. Abajo. A la derecha la proyección estereográfica de la esfera focal. A la izquierda, la representación esquematizada (pelota de playa clásica) que soluciona el mecanismo focal. Panel (b). Algunas situaciones típicas de ruptura, representadas mediante diagramas que relacionan el deslizamiento de la falla y el mecanismo de la fuente sísmica. Aunque los mecanismos focales se ven diferentes, reflejan el mismo patrón de radiación de onda P de cuatro lóbulos, por lo que siempre habrán soluciones ambiguas. Figura de elaboración propia. 30
- 1.8. Figura tomada de López-Comino et al., (2016). Muestra el análisis de la Función Fuente Temporal Aparente (ASTF) para el terremoto de 2016 Mw 5.1 en Fairview, Oklahoma. a) Mapa regional con las estaciones sísmicas utilizadas (círculos), las duraciones aparentes (barra de color) y el mecanismo del terremoto Mw 5.1. b) ASTF para cada estación sísmica que identifica el pulso asociado con el primer subevento (área roja) y el segundo subevento (área azul), excluyendo las trazas donde estos pulsos se superponen y la contribución de cada subevento no es evidente (área gris). Las duraciones aparentes (círculos según la barra de color en a)) y los tiempos aparentes del centroide para cada subevento (puntos rojos y azules) se muestran a lo largo de los modelos resultantes (líneas discontinuas grises, rojas y azules) de c) y d). c) Inversión de las duraciones aparentes del terremoto de Mw 5.1. Se muestran las duraciones aparentes identificadas en b) (círculos según la barra de color en a) junto con las predicciones sintéticas para el modelo invertido (líneas discontinuas grises). α indica la directividad de ruptura prevista teniendo en cuenta las duraciones aparentes. d) Inversión de los tiempos aparentes del centroide para cada subevento utilizando una búsqueda de cuadrícula completa. Tiempos aparentes centroides desde el tiempo de origen identificados en b) para el primer subevento (puntos rojos) y el segundo (puntos azules) junto con las predicciones sintéticas para el modelo invertido (líneas discontinuas rojas y azules). β_1 y β_2 indican el acimut del centroide para el primer y segundo subeventos; β_1 también representa la directividad de ruptura predicha para el primer subevento (α_1). 35

- 1.9. Figura tomada de Cesca S., (2020). Ejemplos de clusterización sísmica. Se comparan el uso de métricas espaciales (izquierda), temporales (centro), y mecanismos focales (derecha) aplicadas al catálogo (CMT global entre: latitudes 18–25° S, longitudes 73–65° W, profundidades 0–170 km, desde el 1 de enero de 1989 al 1 de enero de 2019). El agrupamiento espacial se realizó con $N_{min} = 20$ y $\varepsilon = 0,05$ (al menos 20 sismos en 50 km), el agrupamiento temporal con $N_{min} = 10$ y $\varepsilon = 0,02$ (al menos 10 sismos en 7.3 días), y el agrupamiento de mecanismos focales de doble par con $N_{min} = 25$ y $\varepsilon = 0,1$ (al menos 25 terremotos con ángulo Kagan inferior a 12°). Paneles: a, b, c los gráficos muestran ubicaciones hipocentrales vistos en planta; d, e, y f, la evolución temporal de las magnitudes; y g, h, i, la distribución de los ejes principales de DC (ejes de presión, tensión y nulo). Los colores corresponden a los clúster identificados en cada enfoque (rojo y azul para los dos grupos más grandes, otros colores, cuando están presentes, para clústers más pequeños y negro para eventos no agrupados). La clusterización espacial identifica cuatro agrupamientos: dos someros, detectando las secuencias Iquique (azul) y Antofagasta y Tocopilla (morado), y dos con sismicidad de profundidad intermedia (rojo, verde). El agrupamiento temporal identifica las secuencias más grandes de la región: Iquique 2014 (rojo), Tocopilla 2007 (azul) y Antofagasta 1995 (verde). El agrupamiento del mecanismo focal identifica dos familias principales: cabalgamiento paralelo al margen de la placa a poca profundidad (azul) y fallas normales con la misma orientación a profundidades intermedias (rojo). 40
- 2.1. Seismicity of Northern Chile. (a) Double couple focal mechanisms (Global CMT catalogue since 1976). Larger focal spheres denoted in red and blue denote the two solutions of the target earthquakes (Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake, red, and Mw 6.2 Loa River earthquake, blue). (b) Epicentral locations (CSN catalogue 2004-2020, limited to magnitudes $M_I \geq 3.5$). The colour bar corresponds to the hypocentral depth, the symbol sizes are proportional to the magnitudes. Black triangles indicate the location of seismic stations used in this work. Blue and red rectangles mark the regions of the two target earthquakes. 58
- 2.2. Summary of moment tensor inversion results for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake (a,b,c), and the Mw 6.2 Loa River earthquake (d, e, f). The figure shows the best and mean moment tensor solutions, as well as the Global CMT reference, and their decomposition (a, d). Composite focal spheres are obtained by superposing the ensemble of solutions obtained by bootstrap (b, e). Examples of waveform fits (c, f): black seismograms correspond to observations, red ones to synthetics, the text reports the name of the seismic station, spatial component, epicentral distance, azimuth, maximum amplitude and weight of each observation. 59

2.3.	Results of the directivity analysis for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake. (a) Seismograms (vertical scale velocity) for the first arrival of the P wave for the vertical components, (b) corresponding seismograms after one integration (displacement); and after two integrations in (c), from which the duration of the seismic source is obtained (circles, with, with colours denoting the apparent duration). (d) Map of the distribution of seismic stations, where the circle colour indicates the apparent duration of the seismic source. The distribution of the apparent durations as a function of azimuth (circles in panels e, f) is consistent with the theoretical model of a bilateral rupture (red lines) and implies a bilateral rupture towards North and South (pink area in the panel f).	60
2.4.	Spatial clustering results for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake. (a) Depths, (b) magnitudes and (c) cumulative seismic moment of the local seismicity as a function of time; (d) seismicity map and clustering results. The target cluster is denoted in red, a second cluster in green, and unclustered events in grey.	61
2.5.	Spatial clustering results for the Mw 6.2 Loa River earthquake. (a) Depths, (b) magnitudes and (c) cumulative seismic moment of the local seismicity as a function of time; (d) seismicity map and clustering results. The target cluster is denoted in blue, a second cluster in green, and unclustered events in grey.	62
2.6.	Interpretation of the rupture process for the Loa River (a, b) and San Pedro de Atacama (c, d) earthquakes, projected in map view (a, c) and along vertical EW cross sections (b, d). The maps show the locations of seismicity, according to the CSN catalogue. Coloured circles denote clustered hypocentres and stars centroid locations. Colour ellipses (a, c) are the projection of the rupture areas, which size is determined based on the earthquake magnitude, centred at the catalogue hypocentral locations whose size is determined based on the earthquake magnitude, centred at the catalogue hypocentral locations. Orientation and length (black lines) for profiles AA' and BB' plotted in b) and d) is indicated. b) and d) Vertical AA' and BB' profiles through aftershock zones relocated relative to the catalog of Sippl et al. (2018). Thick black lines mark the slab geometry cut along the chosen profiles, according to the slab model of Sippl et al. (2018) in b) and Slab2.0 (Hayes et al., 2018) in d). Brown (panel a) and blue (c) lines represent mapped crustal faults with evidence for neotectonic activity (Mittelstädt and Victor, 2020; Melnick et al., 2020).	63

A.1. (Fig. S1). Variation of the orientation of intermediate depth normal faulting moment tensors (Global CMT) as a function of latitude (left) and overall distribution of the corresponding moment tensors in Northern Chile (right). The left plot was produced selecting only events accomplishing to the following conditions: origin time between 1.1.2000 and 1.1.2022 intermediate depth events with depths in the range 80-140 km, predominantly normal faulting focal mechanisms with both rake angles between -120° and -60° . For each range of latitudes, we select the corresponding moment tensors and plot them overlaid (blue mechanisms), together with the median mechanism (black lines). The median mechanism (Custodio et al., 2016) is the one which minimizes the cumulative Kagan angle (Kagan 1992) to the set of focal mechanisms.	79
A.2. (Fig. S2). Fit of seismic waveforms used for the moment tensor inversion of the San Pedro de Atacama earthquake. Displacement seismograms in black are observations, those in red are synthetics. The text in each panel reports the station name, spatial component, epicentral distance, azimuth, maximal amplitude and applied weight.	80
A.3. (Fig. S3.) Fit of seismic waveforms used for the moment tensor inversion of the Loa River earthquake. Displacement seismograms in black are observations, those in red are synthetics. The text in each panel reports the station name, spatial component, epicentral distance, azimuth, maximal amplitude and applied weight.	81
A.4. (Fig. S4.) Results of spatial clustering for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake (a) and Loa River earthquake (b), using the seismic catalog by Sippl et al. (2018), showing the epicentral distribution of seismicity and the clustering results (colored circles denote the epicentral location of clustered events). For the San Pedro earthquake no cluster is identified at the focal region (as found, in change, in Fig. 4), but only the cluster (green) related to the band of intermediate depth seismicity. In the case of the Loa River earthquake, the target cluster (blue) is identified, as well as other smaller ones (green, orange). In both maps, unclustered events are displayed in grey.	82
B.1. Descomposición MT, de Mw 6.2 realizada tres configuraciones paramétricas	85
B.2. Fits de Mw 6.2 inversión 1	86
B.3. Fits de Mw 6.2 inversión 2	87
B.4. Fits de Mw 6.2 inversión 3	89
B.5. Descomposición MTs de Mw 6.8 inversiones 1, 2 y 3	90

Capítulo 1

Introducción

1.1. Contexto general

Chile es uno de los países de mayor actividad sísmica del mundo, bajo su suelo se originan terremotos de todo tipo, en su mayoría impulsados por la convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana, cuya dinámica convierte a la región en una de las zonas con mayor ocurrencia de sismicidad del mundo. Los informes históricos reportan magnas devastaciones y daños producidos por terremotos en Chile y testifican el alto potencial destructivo de los sismos en esta región.

En este escenario, donde la placa de Nazca subduce bajo la Sudamericana, a una tasa aproximada de 6.8 cm/año (Vigny et al., 2009; Métois et al. 2012) tuvo lugar el terremoto de Valdivia ($M_w=9.5$), hasta ahora el de mayor magnitud que se encuentra registrado instrumentalmente (Barrientos y Ward, 1990). Estudios recientes proponen que se produce en promedio un evento de magnitud superior a 8.0 cada 10 años (Madariaga, 1998), y la posibilidad de que ocurra en el futuro un evento sísmico importante, lo cual al día de hoy se mantiene un gran interés de la comunidad científica internacional por estudiar la sismicidad de esta zona.

Considerando además que en los últimos años, se ha venido evidenciado tanto en la comunidad geofísica, como en ingeniería, un claro interés por monitorear de forma mas acurada la sismicidad, especialmente en zonas con un alto riesgo sísmico, como el norte de Chile. El despliegue de redes locales, como la instalación de la red IPOC en el norte de Chile (GFZ y CNRS-INSU, 2006), han mejorado el monitoreo sísmico, permitiendo detectar terremotos de menor magnitud, mejorando su localización y estimando los parámetros de las fuentes sísmicas (Sippl et al., 2018). Debido a su capacidad de detectar eventos mas pequeños, estas redes sísmicas han ido produciendo catálogos sísmicos de mayor tamaño. Si bien grandes volúmenes de datos pueden proporcionar información precisa sobre los procesos sísmicos, la información que ofrecen puede resultar difícil de extraer, debido al gran tamaño de estas bases de datos. Afortunadamente el esfuerzo de monitorear mejor la sismicidad ha ido acompañado por el desarrollo de algoritmos automatizados capaces de procesar grandes conjuntos de datos sísmicos (p. ej. Cesca, 2020), que permiten identificar y extraer informaciones importantes y

novedosas sobre las características de la sismicidad en la región.

Los estudios de sismicidad en el norte de Chile se han enfocado mayoritariamente en el análisis de los terremotos de mayor magnitud y de sus secuencias sísmicas, incluyendo algunos casos importantes en las últimas décadas como los terremotos de Tarapacá en 2005 (Delouis y Legrand, 2007), Tocopilla en 2007 (Delouis et al., 2009; Schurr et al., 2012) e Iquique en 2014 (Schurr et al., 2014; Ruiz et al., 2014; Cesca et al., 2016). Algunos estudios recientes han aprovechado la mayor disponibilidad de datos y la ampliación de los catálogos para investigar eventos mas pequeños, y estudiando el carácter mas general de la sismicidad.

Sipl et al. (2018), ha relocalizado la sismicidad en el norte de Chile, discutiendo su distribución espacial, mapeando la geometría de la subducción y las fallas activas con una resolución sin precedentes para la región, desarrollando el catálogo sísmico más detallado de la región, incluyendo todos los eventos con magnitud mayor a 2.0, como resultado del procesamiento de 8 años de datos de forma de onda continua de la red de monitoreo permanente IPOC.

Esto supone un gran avance, considerando que, en su momento, los catálogos globales (p. ej. Brudzinski et al., 2007; Syracuse y Abers, 2006) describían la distribución de sismicidad solo con eventos de magnitud mayor a 4.5, y con una mayor incertidumbre en las localizaciones. Además de confirmar la conocida distribución de la sismicidad en tres bandas de profundidades, Sippl et al. (2018) identifican la presencia de una doble banda de actividad sísmica en la parte superficial de la subducción, que evolucionan en una zona de sismicidad mas difusa a mayores profundidades. El estudio de Sippl et al. (2018) también pone en evidencia la diferencia en la sismicidad cortical en la placa Suramericana, que muestra variaciones significativas para diferentes latitudes. Por otro lado, el despliegue de redes locales sólo proporciona datos para períodos de tiempos limitados (Abers et al., 2006; Protti et al., 1994; Rietbrock y Waldhauser, 2004).

Por ello, este estudio de carácter sismológico busca analizar en detalle la fuente sísmica de los dos terremotos identificados, con la finalidad de determinar las características de las fallas activadas. En detalle, se pretende combinar un análisis espacial y temporal de la sismicidad local en las regiones hipocentrales de estos terremotos, basado en los catálogos sísmicos, con la aplicación de métodos inversos para la estimación de los parámetros de fuente sísmica, como la inversión del tensor momento sísmico (p. ej. Heimann et al., 2018; Cesca, 2011) y el análisis de directividad, basados en el modelado de datos sismológicos (p. ej. Lopez-Comino et al., 2016).

Para ir entendiendo el contexto en el que ocurren los sismos analizados en este estudio, vale mencionar que la literatura (p. ej. Stein y Wysession, 2009), describe la sismicidad de la subducción chilena en términos de las profundidades focales, según sean: superficiales (menos de 70km), intermedios (70-300km) y profundos (sobre 300km), aunque conjuntamente la sismicidad puede producirse también al interior de las placas (intraplaca) o bien en la zona donde las placas se ponen en contacto entre estas (interplaca).

Por su parte, la sismicidad en Chile es mayoritariamente del tipo interplaca tipo thrust e intraplaca de profundidad intermedia (Madariaga, 1998). Los primeros son predominantes en la región y representan un peligro para la población por ser terremotos capaces de generar

tsunamis como el reciente terremoto del Maule 2010 o el megaterremoto de Valdivia 1960 cuyo tsunami se propagaron hasta las costas orientales del Pacífico. Sin embargo, es importante tener en cuenta, que en Chile los terremotos de profundidad intermedia han sido los más destructivos (p. ej. Chillán 1939 Astroza et al., 2005).

Respecto a la información sobre los mecanismos focales en el norte de Chile, los mecanismos inversos a menos de 70 km de profundidad y mecanismos normales para eventos más profundos son predominantes en la región. Se aprecia una segmentación a lo largo del margen de placa, con al menos tres segmentos, marcados por mecanismos focales ligeramente rotados que reflejarían segmentos de subducción con diferentes geometrías (Cesca, 2018). El importante cambio en dirección norte-sur de los mecanismos, sugiere la transición de un régimen extensivo a uno localmente compresivo en la región alrededor de los 21.5° , dejando como discusión, si esta situación pudiera deberse a anomalías en la geometría de la subducción.

Teniendo en vista todos estos antecedentes, asumimos que la observación de estos terremotos de magnitud superior a M_w 6.0 con mecanismos focales anómalos ofrece ahora la posibilidad, por medio de estudio sismológicos enfocados a estos sismos y sus secuencias sísmicas, de confirmar la presencia, geometría y extensión en profundidad de fallas activas que pudieran acomodar movimientos relativos en los diferentes segmentos de subducción. Puesto que estos terremotos tienen una magnitud considerable, un mejor conocimiento de la geometría y extensión de las fallas activadas tiene relevancia también para la estimación del peligro sísmico de la región.



1.2. Entorno Regional

1.2.1. Ubicación del Área de Estudio

Geográficamente, se ubica en el norte de Chile (20.5° a 24.5° S) y se concentra en las zonas aledañas a los terremotos M_w 6.8 y 6.2 que motivan nuestra investigación, es decir, entre las regiones de Antofagasta y de Tarapacá. Más precisamente, el epicentro de terremoto de M_w 6.8, se ubicó a 50 km al SO del poblado San Pedro de Atacama (23.18° S, 68.42° W), al interior de la Región de Antofagasta, mientras que el epicentro del terremoto M_w 6.2, fue ubicado 30 km al interior de la desembocadura del Río Loa (21.40° S, 69.77° W), al sur de la región de Tarapacá (CSN, 2020).

Debido a sus localizaciones geográficas, de hora en adelante, referenciamos estos eventos M_w 6.8 y 6.2, como terremotos de San Pedro y Río Loa respectivamente.

1.2.2. Marco Geológico y Sismotectónico

El área de estudio se localiza sobre un segmento de los Andes centrales, parte del cinturón de fuego del Pacífico, cuya configuración tectónica evidencia los vestigios de la continua subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el margen occidental de la placa Sudamericana. A consecuencia de esto, una megafalla se extiende desde el norte de Colombia hasta la

Península de Taitao en el extremo sur de Chile (Hamilton, 1969; James, 1971), causando una gran liberación de energía sísmica (Sippl et al., 2018).

Este régimen de contacto convergente, ha permanecido activo desde el Jurásico Inferior hasta el presente (Charrier et al., 2007), con una velocidad de subducción media entre 6.3 y 6.8 cm/año en dirección 79° NE (Kendrick et al., 2003; Vigny et al., 2009; Chlieh et al. 2011; Sippl et al., 2018). Otra característica importante, son los $\sim 20^\circ$ hacia el este que promedia el buzamiento, manteniéndose relativamente constante hasta una profundidad $\sim 100 - 120$ km (Cahill y Isacks, 1992; Yuan et al., 2000; Sippl et al., 2018). Según Francois MéGard (1987), la subducción Nazca - Sudamericana persiste desde el período Mesozoico. La edad de la litosfera oceánica subductada en este margen erosivo, tendría una edad aproximada de ~ 46 Ma, siendo la más antigua a lo largo de la costa chilena (Van Keken et al., 2011).

Para esta zona, la fuerza que determina en mayor parte la dinámica entre las placas, es producida por la tracción del slab, originada por el hundimiento de la placa oceánica debido a su menor temperatura y mayor densidad. La fuerza impulsora del movimiento hacia el oeste de la placa continental, es el empuje de la dorsal, debida a la flotabilidad del manto caliente juega un papel clave para el desarrollo de cordones montañosos en los márgenes de placas convergentes como los Andes (Hampel y Pfiffner, 2006; Babeyko y Sobolev, 2008).

Las principales unidades morfotectónicas que se reconocen en la región estudiada, nombradas de oeste a este son: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Domeyko y la depresión Preandina (Mpodozis y Ramos, 1990; Gonzalez et al., 2006; Cortés-Aranda et al., 2021). Entre los 19° y 23° S, las principales estructuras geológicas que se reconocen próximas a las regiones epicentrales son: el Sistema de Fallas Domeyko para el terremoto de San Pedro, y el Sistema de Fallas de Chomache respecto al terremoto del Río Loa. Ambas estructuras conformarían parte del complejo Sistema de Fallas de Atacama.

La Cordillera de la Costa en el norte de Chile es el remanente de un arco magmático que estuvo activo entre los períodos Jurásico y Cretácico temprano de la era Mesozoica, durante el nacimiento de los Andes modernos (Mpodozis y Ramos, 1990). Presenta varios escarpes entre 19° y 21.6° S que golpean perpendicularmente al margen con cinemática de falla inversa, lo que indica un acortamiento paralelo al margen (González, et al., 2003; Allmendinger et al., 2010). Estudios geo-cronológicos sugieren que estos escarpes estuvieron activos durante los períodos Mioceno tardío y Plioceno, no obstante en períodos más recientes, algunas de estas estructuras manifestaron mantenerse activas (González, et al., 2003; Allmendinger et al., 2010).

La estructura más importante en la región, es el Sistema de Fallas de Atacama, que se extiende desde $\sim 21^\circ$ a 29.5° S con fallas de rumbo mayoritariamente paralelas a la fosa, normales y dextrales. Tiene una longitud aproximada de ~ 1000 km y alberga a casi todos los sistemas estructurales de la región (Arabasz, 1971; Delouis et al., 1998; Gonzalez et al., 2003, 2006 2021; Cortés-Aranda et al., 2021). Los terremotos de la corteza que ocurren debajo de la cordillera exhiben una cinemática de falla y dirección de compresión muy similar entre sí (Herrera et al., 2021), lo que revive la discusión sobre estos eventos más someros, podrían ser originados tras la ocurrencia de algún terremoto importante a profundidad intermedia, que desajuste el campo de tensiones corticales y reactive la sismicidad en las fallas (Ranero et al., 2005; Rietbrock y Waldhauser, 2004).

En este contexto, los terremotos anómalos de San Pedro y de Río Loa que analizamos en esta investigación, se emplazan próximos a los sistemas de fallas de Domeyko y Chomache respectivamente. Ambos sistemas estructurales presentan extensión finita, y se mantienen relativamente concordantes a la dirección del margen de subducción (Arabasz, 1971; Delouis et al., 1998; Gonzalez et al., 2006).

El Sistema de Fallas Domeyko, es una estructura de primer orden del Cenozoico, se extiende entre los 20° y 27° S, y se compone de muchas fallas frágiles de rumbo e inversas. Este sistema se encuentra localizado a lo largo del arco volcánico (Cretácico tardío a Eoceno) y se han reportado evidencias de inversión de fallas normales y de movimientos de rumbo dextrales y siniestrales (Charrier et al., 2007).

Por su parte el Sistema de Fallas de Chomache, se extiende por 20 km alrededor de $\sim 21^{\circ}10'$ S, con un rumbo alineado N 42° W / 78° NE. Este sistema de fallas ha presentado actividad reciente de desplazamiento dextral con leve desplazamiento normal (Victor et al., 2018). Algunos estudios paleo-sismológicos, sugieren que al menos dos eventos sísmicos de $M_w \sim 7$ han ocurrido a lo largo de esta falla durante los últimos cuatro mil años, pudiendo haber provocado deslizamientos de 3 a 6 m, sobre un área de ruptura con una longitud no menor a 20 km (González et al., 2003; Masana et al., 2005; Carrizo et al., 2008; Victor et al., 2018; Santibañez et al., 2019). El tiempo de recurrencia para eventos de $M_w \sim 7$ en la región se estima de ~ 2.1 ka (Santibañez et al., 2019).



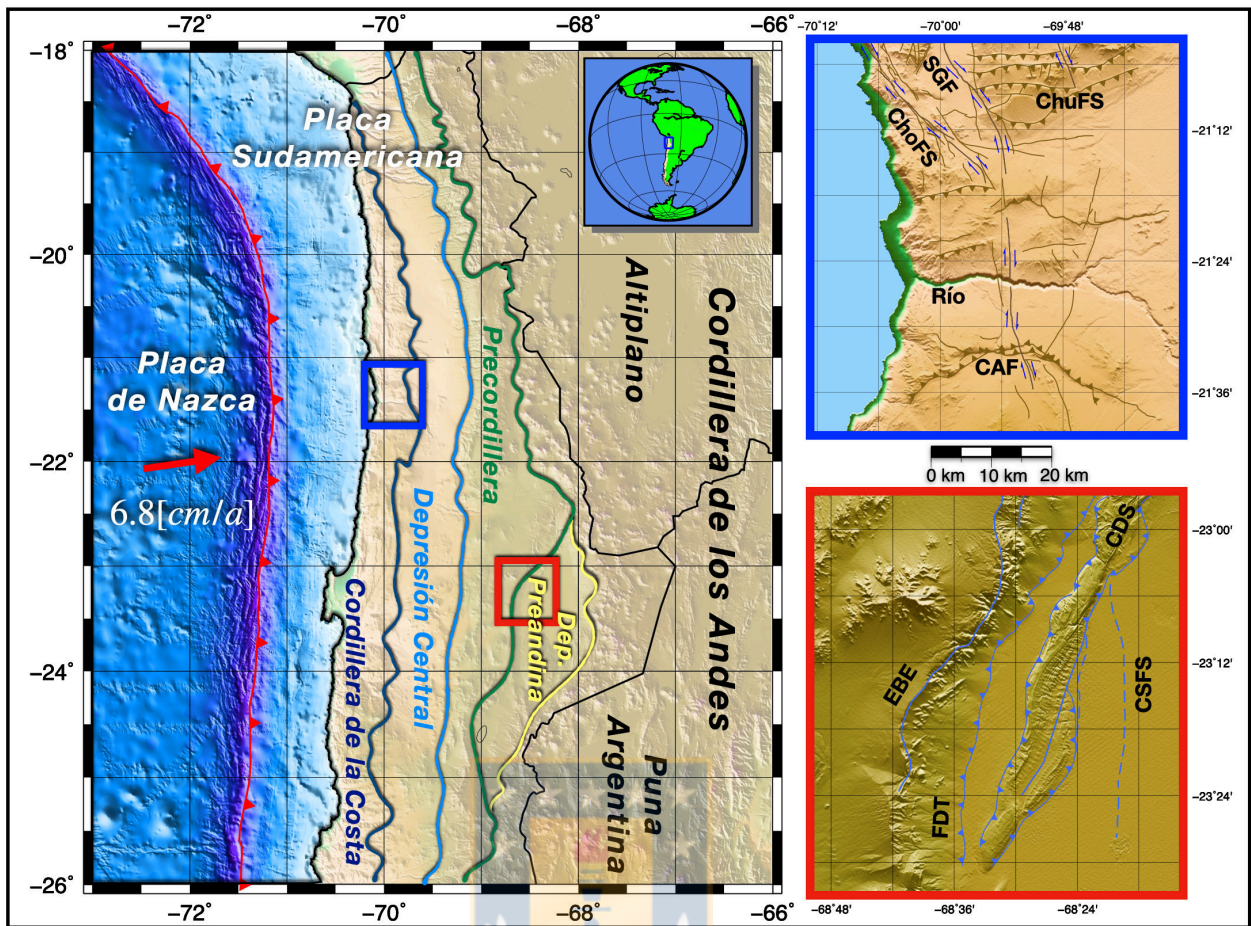


Figura 1.1: Tectónica de los Andes Centrales en el norte de Chile. Línea roja denota un segmento de la fosa de subducción chileno-peruana y la flecha roja representa la dirección de subducción (Vigny et al., 2009; Métois et al. 2012). Líneas coloridas, delimitan las principales unidades tectónicas del norte de Chile (Mpodozis et al., 2005). Los recuadros azul y rojo, definen las áreas de los terremotos estudiados de Río Loa y San Pedro respectivamente, y algunos sistemas de fallas presentes en la zona de estudio (Mittelstädt y Victor, 2020). Figura de elaboración propia.

1.2.3. Identificación de la Sismicidad Regional

Determinar las características de la fuente sísmica es sin duda una tarea compleja, pero la tarea se facilita, gracias a la interrelación de distintas técnicas sismológicas de análisis. Por su parte los catálogos de terremotos, cada vez más acurados, reportan con gran precisión cientos de miles de eventos en la corteza continental, con una gran resolución para el estudio de la distribución espacio-temporal de la sismicidad en la región.

Así es como Wadati en 1935, estudiando la distribución de la profundidad a la que ocurren los sismos, pudo reconocer una franja donde se albergaba el origen de la sismicidad, mediante la cual pudo inferir la geometría del margen donde interactúan las placas tectónicas, al día de hoy denominada zona de Wadati-Benioff. Más tarde, en 1976 Barazangi e Isacks estudiaron la distribución de la sismicidad a lo largo de la subducción chileno-peruana, logrando reconocer cinco segmentos, en los que la sismicidad presenta variaciones en los ángulos de buzamiento.

En efecto, la distribución de la sismicidad regional ha sido estudiada al fin de revelar la geometría de las fallas activas y su potencial sismogénico, así como para discutir las irregularidades en los procesos de ruptura a lo largo de la subducción (Cesca et al. 2013, Cesca, 2018; Sippl et al., 2018, 2019). Si bien la presencia y la geometría de estructuras de primer orden están bien establecidas en la actualidad, su relación con el origen y el mecanismo físico responsable de la sismicidad cercana, aún son ampliamente debatidos (Gonzalez et al., 2013, 2021; Sippl et al., 2019).

En igual forma, creemos importante identificar en la región de estudio, tanto las zonas donde se concentra la sismicidad y los tipos de mecanismos que la originan, como así también, las zonas con menor sismicidad, su relación con el acoplamiento y su potencial futuro sísmico.

Para el reconocimiento de la sismicidad presente en la región, nos basamos en catálogos actuales de sismicidad regional (p. ej. Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN); IPOC; Sippl et al., 2018; Cesca, 2018), asumiendo la clasificación por profundidad hipocentral de Stein y Wysession (2009). Dentro de este marco, el reconocimiento de la sismicidad en la región lo describimos a partir de su distribución espacial, mecanismos focales y zonas de acoplamiento.

Distribución Espacial

Respecto al esparcimiento de la sismicidad en esta zona, considerando datos recopilados a partir del 2004, distinguimos cuatro regiones de interés, que se aprecian en la figura 1.2 y se describen como:

- **Terremotos intraplaca superficiales**, también conocidos como corticales. Se originan al interior de la placa continental, no suelen tener profundidades superiores a 30 km. Los cercanos a la superficie se asocian principalmente por la activación de fallas cordilleranas y precordilleranas. Esta sismicidad se manifiesta activamente a lo largo de la Cordillera de la Costa en forma difusa, dejando ver algunas zonas que parecen ser asísmicas (Sippl et al., 2018). Entre ~ 21 y 21.5° S se aprecian algunos cúmulos con importante actividad superficial. Sippl et al. (2018), tras un análisis temporal detectó que gran parte de los sismos superficiales tiene origen a la misma hora del día, asociando esto a las explosiones de industrias mineras. Sin embargo, aislando la sismicidad inducida, se puede apreciar la que la actividad tectónica se concentra en regiones próximas a los sistemas de fallas de Chomache y de Atacama los que mantienen latente la posibilidad de generar terremotos $M_w > 7$ (González et al., 2006; González et al., 2021).
- **Terremotos intraplaca de profundidad intermedia con origen a grandes profundidades (Desde 70 a 300 km) al interior de la placa oceánica.** Como ocurre en otros sistemas de subducción alrededor del mundo, Esta sismicidad se distribuye marcando dos bandas paralelas entre sí y separadas por 15–35 km (Comte et al., 1999; Peacock, 2001; Brudzinski et al., 2007). Peacock en 2001, había demostrado que la banda inferior de la sismicidad está claramente situado dentro de la litosfera del manto oceánico, sin embargo, no hay mayor certeza sobre la banda superior de sismicidad, ya que pudiese tener origen en el borde inferior de la corteza continental o bien en el

borde superior de la corteza oceánica, posiblemente dependiendo del estado térmico de la zona de subducción (Abers et al., 2013; Sippl et al., 2019). Si bien a primer orden, la ubicación y la geometría de estas bandas de alta sismicidad, en la actualidad están mejor descritas, la fuente de esta sismicidad aún es todavía discutida, aunque varios investigadores aceptan que la deshidratación al interior de la placa subductante, tiene relación con esta actividad sísmica, para tampoco son concluyentes los mecanismos físicos que producen tal deshidratación (Sippl et al., 2018 y 2019).

- **Terremotos intraplaca de profundidad intermedia con origen al interior de la placa Sudamericana.** En su mayoría, estos terremotos se localizan bajo la Cordillera de la Costa, con hipocentros que varían desde los 30 a los 50 km de profundidad (Delouis et al., 1996; Madariaga, 1998; Comte et al., 1999; Husen et al., 1999). En la parte interior de este segmento no se aprecia mayor sismicidad de fondo, mientras que la actividad del segmento más costero se concentra muy próxima a la interfase, y claramente agrupada en zonas cercanas a las rupturas de los terremotos Mw 7.7 2007 , Mw 8.1 2014 y Mw 7.6 2014 (Sippl et al., 2018).
- **Terremotos interplaca,** que se originan a lo largo de la interfase de subducción. Esta sismicidad se manifiesta mayoritariamente en terremotos de tipo thrust (falla inversa con buzamiento suave), que se originan cuando los esfuerzos acumulados en la interfase de contacto se liberan tras largos períodos de acoplamiento (Métois et al., 2012). Son de especial interés, pues se originan terremotos de gran magnitud y potenciales generadores de tsunamis destructivos, p. ej. el Mw 9.5 de Valdivia en 1960 (Astiz y Kanamori, 1986; Barrientos y Ward, 1960), el Mw 8.8 del Maule en 2010 (Moreno et al., 2010; Delouis et al., 2010), el Mw 8.1 de Iquique en 2014 (Hayes et al., 2014; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014; Duputel et al. 2015; Cesca et al., 2016) o Mw 8.3 de Illapel en 2015 (Tilmann et al., 2016).

Otros estudios (p. ej. Bloch et al., 2014; Sippl et al., 2018 y 2019) entregan mayores detalles sobre la distribución de la sismicidad a lo largo del contacto en la subducción. Sus estudios distinguen tres planos paralelos a la interfase, el superior traza la interfase entre placas, otro intermedio ubicado más cerca del Moho en la placa oceánica y un plano inferior ~ 30 km por debajo en el manto oceánico. Los dos planos inferiores se fusionan, formando una zona con alta sismicidad debajo del arco magmático a una profundidad de ~ 100 km (Comte y Suarez, 1994; Rietbrock y Waldhauser, 2004), apreciándose un anchamiento transversal de la sismicidad que pudiese servir de fuente para terremotos Mw 7–8 con profundidad intermedia (Delouis y Legrand, 2007; Kausel y Campos, 1992; Peyrat et al., 2006).

Meneses (2014) analizó la sismicidad del norte de Chile, utilizando registros de la red sismológica temporal Iquique Local Network y PicArray (p. ej. Cesca, 2018). Estimó hipocentros, magnitudes (Ml y Mw) y mecanismos focales para 366 eventos entre enero 2011 y mayo 2013, concluyendo que un 87 % de los eventos analizados son intraplaca de profundidad intermedia, con profundidades superiores a 60 km.

Distribución de Mecanismos Focales

Los mecanismos focales que se identifican en la región, son una manera de comprender las fuerzas tectónicas que actúan en esta. Los primeros estudios en esta materia, reconocieron un conjunto extendido que no supera los 50km de profundidad, que en función de su deslizamiento la mayoría responde a un fallamiento tipo thrust (Comte et al., 1999; Delouis et al., 1996) argumentando que es un efecto común a causa de la interfaz de de subducción. Contrario a lo anterior, a mayor profundidad se marca una clara diferencia por la presencia de mecanismos asociados a fallamientos normales (Comte et al., 1999; Delouis et al., 1996; Rietbrock y Waldhauser, 2004). En términos generales, lo anterior sentó las bases sobre la cual comenzaron a desarrollarse nuevas hipótesis que explican la actividad sísmica de la corteza en el antearco andino.

El escenario tectónico donde se emplaza la región de estudio, los mecanismos muestran un importante cambio en dirección norte-sur, sugiriendo una eventual transición, de un régimen extensivo a uno localmente compresivo, alrededor de los 21.5° S (Meneses, 2014), lo que da pie para discutir sobre ciertas anomalías a partir de la geometría que presente en la subducción.

En este sentido Cesca (2018) ha propiciado para el norte de Chile (~18° - 25° S) un catálogo con más de 1500 tensores momento calculados, extendiendo en gran medida la información sobre los mecanismos focales en la región. En este catálogo se confirma la predominancia de terremotos con mecanismos inversos a profundidades menores que 70 km, y la predominancia de mecanismos normales en eventos más profundos. Además, hace evidente una segmentación a lo largo del margen de placa con al menos tres segmentos que se alinean de norte sur, marcados por mecanismos focales ligeramente rotados, que reflejarían las diferentes geometrías con que interactúa la subducción.

Por otra parte, el campo de tensiones de la corteza continental del norte de Chile, manifiesta claras diferencias de estrés entre las regiones costeras y otras más precordilleranas. En términos generales, la distribución de mecanismos focales a lo largo de la costa (p. ej. Cesca, 2018), permite inferir un estado de compresión de la corteza predominante en dirección paralela al margen de subducción, especialmente bajo de la Cordillera de la Costa. Sin embargo, en la parte más cordillerana de la región, la compresión manifiesta más alineada al desplazamiento de convergencia (Herrera et al., 2021), sentando una discusión sobre si este cambio en la dirección de la compresión, podría deberse principalmente a las tensiones locales que actúan en las regiones de mayor topografía, sobre todo en zonas donde los terremotos ocurren en fallas casi verticales y en cuyos deslizamientos se observa una componente en dirección horizontal (Gonzalez et al.; Herrera et al., 2021). Por el contrario, la compresión más hacia la costa se deba a la flexión en el antearco de esta región, en combinación con el bloqueo en la interfaz de placas entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana.

La losa está bajo tensión, lo que se debe a que el campo de tensión está dominado por la tracción de la losa del lado del manto.

Zonas de Acoplamiento

La gran diversidad de formas en que se presenta y distribuye espacialmente la sismicidad en la región, se ha podido reconocer utilizando datos telesísmicos (p. ej. Syracuse y Abers (2006); Brudzinski et al., (2007)), y regionales (p. ej. IPOC Cesca et al., (2018); Sippl et al., (2018)), Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN). Como se detalló anteriormente, los catálogos reportan variadas formas de sismicidad presentes en la región de estudio, permitiendo detallar con mayor precisión el descenso de la litosfera oceánica bajo la placa continental, la interfase de contacto (Wadati-Benioff) y el delineado de las zonas con mayor deformación superficial.

Sin embargo, otros estudios utilizan la información de los catálogos, para detectar zonas en las que se note la ausencia de sismicidad y relacionar esto con el acoplamiento intersísmico de la región. Algunos estudios (p. ej. Chlieh et al., 2011; Béjar-Pizarro et al., 2013) confirman un elevado potencial sísmico en el norte de Chile. Debido a estos resultados, Métois et al. (2013) propusieron una segmentación de la región en función de este acoplamiento. Los resultados de su estudio, resaltan zonas de bajo acoplamiento próximas a las costas de Iquique y Mejillones, sobre lo que se podría discutir si esto reduce o no, la potencial ocurrencia de un megaterremoto que abarque todo el segmento Arica - Antofagasta. Los terremotos tipo thrust que ocurren en la interfase, representan eventos de desacoplamiento localizados capaces de liberar alta energía sísmica acumulada en la placa (Schurr et al., 2012).

La marcada separación entre el régimen compresional y el extensional ampliamente discutida (p. ej. Schurr et al., 2012; Menese, 2014; Cesca, 2018; Sippl et al., 2019, Herrera et al., 2021) ocurre debajo de la sismicidad interplaca, lo que pareciera ser el extremo inferior del acoplamiento (Bloch et al., 2018). En consecuencia, la parte superior de la placa que subducta al estar sometida al régimen de convergencia sufre una fuerte compresión, que le genera un período de acoplamiento intersísmico, afectando posteriormente a toda la corteza oceánica (Chlieh et al., 2011; Béjar-Pizarro et al., 2013). Por su parte, el continente sudamericano al impedir el deslizamiento, es también afectado por la tensión entre las placas (Bloch et al., 2018). Efecto de lo anterior, es la ausencia de sismicidad apreciada en largos segmentos de la interfase. Se ha podido reconocer, que el acoplamiento no se logra más allá de la zona sismogénica en la interfase, lo que limitaría la extensión máxima de una eventual ruptura y por lo tanto la magnitud máxima del potencial terremoto (Métois et al., 2013; Bloch et al., 2018). Un aspecto interesante que ocurre debajo de algunas zonas de acoplamiento entre placas, es que la sismicidad asociada a mecanismos normales se vuelven ubicuas.

1.2.4. Revisión de la Sismicidad Histórica

La sismicidad histórica ha permitido a los sismólogos, estimar cierta periodicidad con la que ocurren los grandes terremotos y delinear las regiones de mayor potencial sismogénico. De los varios megaterremotos tipo thrust, con magnitud > 8.4 ocurridos en el segmento de subducción chileno-peruano antes del último registrado en 1868 de magnitud ~ 8.8 , se discutía que el tiempo de recurrencia promedia los 130 años (Dorbath et al., 1990). Los testimonios reportados proponen que el terremoto de 1868 habría generado una ruptura que se extendió entre los 16.5° S y los 19° S (Kausel, 1986).

Para el norte de Chile, los registros históricos con datos concluyentes son escasos, sin embargo, confirman la ocurrencia de un megaterremoto $M \sim 8.9$ ocurrido en 1877 cuya ruptura abarcó entre los $\sim 19^\circ$ y $\sim 22.5^\circ$ S, aproximadamente desde Arica hasta la Península de Mejillones (Kausel, 1986; Dorbath et al., 1990; Comte y Pardo, 1991). A partir de ahí, el segmento occidental de los Andes Centrales, específicamente entre los 15° y 24° S, genera mucha expectación entre sismólogos de todo el mundo, por la reconocida brecha sísmica del norte de Chile (Kelleher, 1972; Nishenko, 1985; Comte y Pardo, 1991; Lomnitz, 2004; Métois et al. 2013; Ruiz y Madariaga, 2018).

Ante las expectativas de que ocurra un sismo de similares características en la región, Dorbath et al. en 1990, propusieron que el tiempo de recurrencia para estos megaterremotos ($M_w > 8$) promedia los 130 años, mientras que Comte y Pardo (1991) estiman una recurrencia de 111 ± 33 años. En el pasado reciente, tres grandes terremotos $M_w > 7.5$ se han originado a lo largo de la mencionada brecha sísmica, Antofagasta en 1995 (Ruegg et al., 1996), Tocopilla en 2007 (Delouis et al., 2009, Schurr et al., 2012) e Iquique en 2014 (Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014; Cesca et al., 2016).

El terremoto de Antofagasta rompió el extremo sur de la brecha de 1877, y alcanzó una magnitud M_w 8.1. El epicentro localizado al sur de la Península de Mejillones y el foco a profundidad de ~ 36 km a partir del cual rompe cerca de 180km hacia el sur, además los mecanismos focales muestran que el vector de deslizamiento era esencialmente paralelo a la dirección de convergencia (Ruegg et al., 1996).

El Terremoto de Tocopilla con M_w 7.7, cuyo epicentro se registró a unos 25 km al sur de la ciudad de Tocopilla, rompiendo el extremo sur de la brecha sísmica histórica, en la parte más profunda del contacto (35-50 km) por un largo de ~ 150 km (Peyrat et al., 2010; Schurr et al., 2012), propagándose al norte y al sur hasta la península de Mejillones sin tener mayor efecto sobre la ruptura del gap sísmico histórico del norte de Chile.

El Terremoto de Iquique con M_w 8.1, con epicentro ~ 94 km al noroeste de Iquique, tuvo un largo ~ 100 km ($19^\circ 30'$ - $20^\circ 30'$ S), rompió 1/3 de la brecha sísmica histórica, dejando intactos aún grandes segmentos de esta, conservándose hasta el momento el potencial riesgo sísmico en la región (Ruiz et al., 2014; Kato y Nakagawa, 2014; Lay et al., 2014, Cesca et al., 2016). De acuerdo con los modelos de deslizamientos propuestos (p. ej. Ruiz et al., 2014; Lay et al., 2014; Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015), describen que la fuente del terremoto comenzó la ruptura ~ 20 km de profundidad propagándose hasta los ~ 40 km, rompiendo la parte superficial del contacto.

En este trabajo ponemos en discusión todos estos antecedentes, para entender si los terremotos estudiados presentan una situación anómala que responde a la geometría de la subducción, o verdaderamente corresponde a fallas activas que pudieran acomodar movimientos relativos en los diferentes segmentos de la subducción.

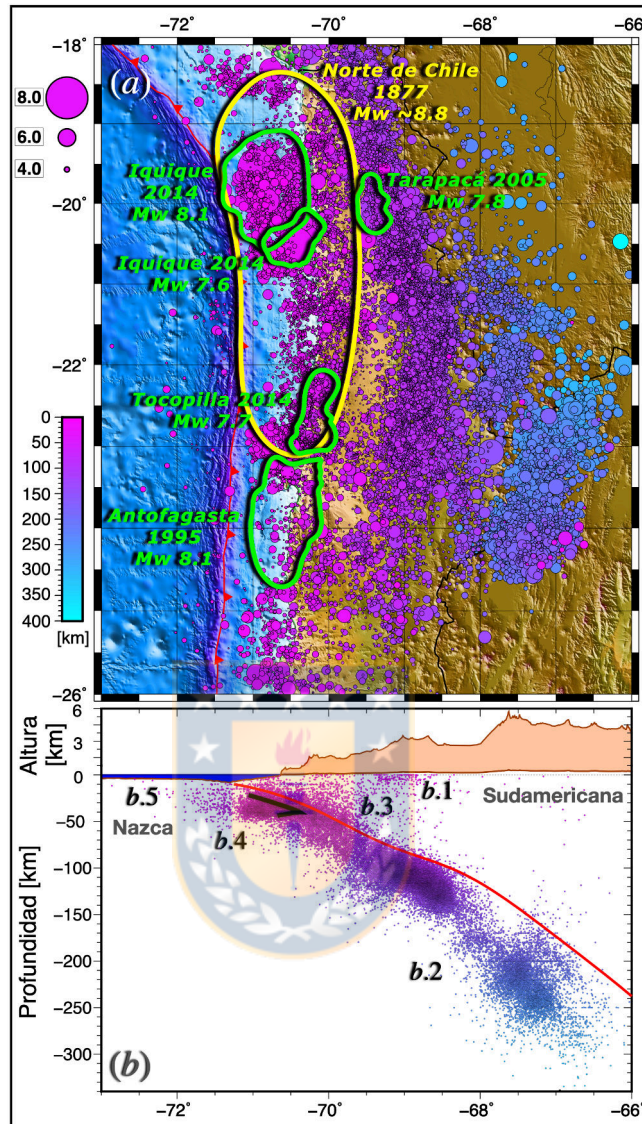


Figura 1.2: Panel (a). Distribución epicentral de la sismicidad en la macrozona norte de Chile. Los puntos se diferencian por tamaño según magnitud y el color acorde a la profundidad del hipocentro. Líneas verdes denotan la extensión espacial de las rupturas de los mayores terremotos ocurridos en la zona dentro de las últimas décadas (Cesca, 2018). En amarillo el terremoto histórico de 1877 (Comte y Pardo, 1991). Panel (b). (arriba) Elevación promedio exagerada del área de estudio. (abajo) Perfil de sismicidad distribuida según profundidad hipocentral (Stein y Wysession, 2009), en la que reconocemos los grupos: (b.1) intraplaca superficial (corticales 0-30 km), (b.2) intraplaca intermedia con origen profundo en la placa oceánica (70-300 km), (b.3) intraplaca intermedia con origen en la placa Sudamericana (30-50 km), (b.4) interplaca de tipo thrust que se originan en la interfase con bajo ángulo de subducción y (b.5) la sismicidad outer rise. La línea roja continua representa el modelo Slab 2.0 (Hayes et al., 2018). Figura de elaboración propia.

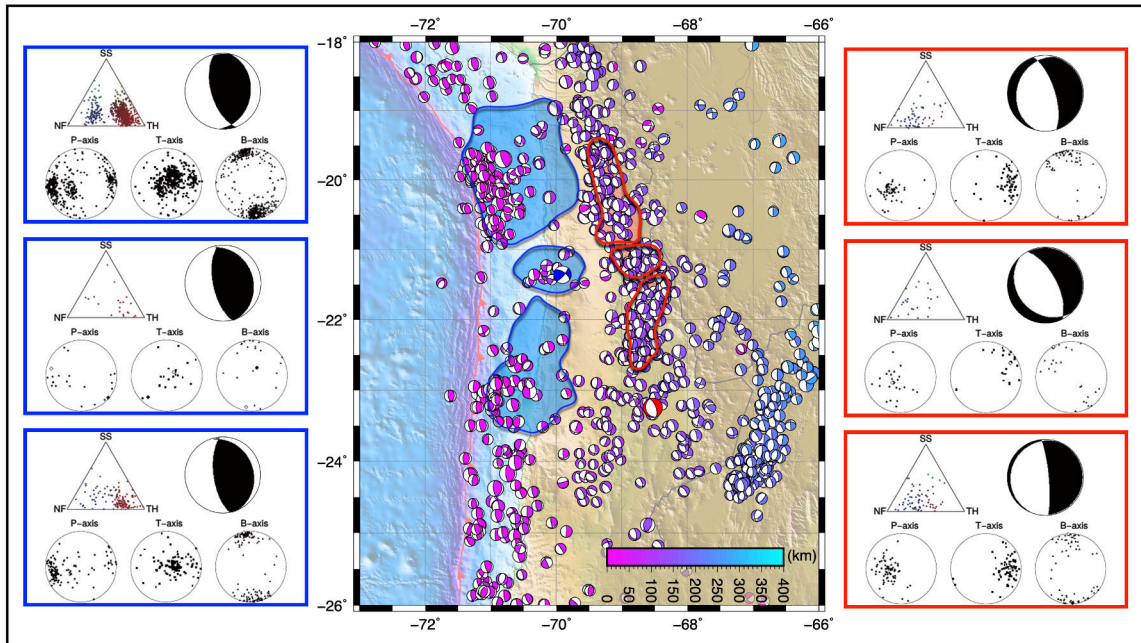


Figura 1.3: Figura adaptada de Cesca (2018). En el centro, mapa en planta con la distribución de mecanismos focales en la macro zona norte de Chile, para diferentes segmentos a lo largo de la subducción, que abarca una ventana de sismicidad entre 2004 y 2020. La sismicidad superficial segmentada en tres regiones azules, y la intermedia en tres regiones rojas. A los costados recuadros con resúmenes de mecanismos focales mediante diagramas de Frohlich (1992). A la izquierda, sismicidad superficial con una clara tendencia en los tres grupos hacia el tipo Thrust. A la derecha, sismicidad intermedia con tendencia, en los tres grupos, a un fallamiento Normal.

1.3. Estado del Arte

¿Cómo podemos averiguar qué sucedió dentro de la tierra durante un terremoto en particular? Por supuesto, no podemos observar el terremoto directamente. Incluso si pudiéramos hacer una película del terremoto, exactamente de cómo su ruptura se abrió camino a través de la superficie, aún no estaríamos seguros de lo que sucedió debajo. En muchos casos, lo mejor que podemos obtener son sismogramas, es decir, los registros del movimiento del suelo, medidos a varios kilómetros del epicentro.

En esta sección contextualizamos los sistemas de monitoreo instalados en la región de estudio, a partir de algunos antecedentes históricos y su impacto sobre el desarrollo de nuevos conocimientos sismotectónicos regionales. Así también hacemos referencia a las técnicas sismológicas de análisis modernas, que permiten resolver de la manera más completa posible, el mecanismo y la geometría que caracterizan una fuente sísmica.

Pese a la escasa documentación sobre la historia sísmica disponible del norte de Chile, al día de hoy son bien reconocidos grandes segmentos del margen de subducción chileno-peruano en evidente silencio sísmico, con posibilidad liberar la energía sísmica equivalente a un megaterremoto $M_w > 9$, lo que es traducido por la comunidad sismológica internacional

como una oportunidad inédita excepcional para estudiar el desarrollo de la actividad tectónica en la zona.

Tras los terremotos de Arequipa 2001 Mw 8.4 y Tarapacá 2005 Mw 7.8, el año 2006 el Observatorio Integrado de Límites de Placas de Chile (IPOC, por sus siglas en inglés) comenzó el despliegue de estaciones sismológicas, con el objetivo de mejorar la comprensión tanto de los mecanismos físicos que subyacen inevitablemente a estos procesos de ruptura como los peligros inducidos sobre la población.

Cabe mencionar que la red sismológica IPOC, se levanta gracias a un esfuerzo internacional que reúne a instituciones alemanas, chilenas y francesas, sin mayores fines que estudiar en forma continua la deformación de la corteza terrestre en el norte de Chile, por el alto riesgo sísmico que exhibe la región, por causa de la interacción entre las placas Nazca y Sudamericana.

A diferencia de los observatorios convencionales que sólo registran formas de onda como señales sísmicas, las estaciones sismológicas de IPOC permiten capturar una amplia gama de procesos de deformación, permitiendo la interrelación de diferentes métodos de observación geofísica y geológica (sismómetros, acelerómetros, GPS, magnetómetros, medidores de deformación e inclinación, INSAR, etc.).

La red sísmica IPOC es de carácter permanente, y sus registros continuos (banda ancha) se almacenan en servidores de la oficina Archivos de Datos Sísmicos (GEOFON) del GFZ, con el código de red CX y se publican con un identificador de objeto digital (DOI) para Redes Sísmicas (<http://doi.org/10.14470/PK615318>). Uno de los productos más icónicos de esta red, ha sido el catálogo de terremotos publicado por Sippl, et al. (2018), en el cual se relocalizaron los hipocentros de terremotos para el norte de Chile a partir de estaciones sísmicas del IPOC (más auxiliares). Servicios de datos de GFZ, doi.org/10.5880/GFZ.4.1.2018.001

En definitiva, para la comunidad geológica y geofísica en general, contar con registros multiparamétricos, no sólo ha significado avanzar en la comprensión de los procesos físicos de los terremotos, sino también ha inspirado el desarrollo de:

- Instrumentación tecnológica más precisas, simples, eficientes y robustas para el monitoreo de la sismicidad en tiempo real.
- Técnicas sismológicas automatizadas de análisis, evaluación y predicción de los peligros sísmicos asociados.

En relación a esto último, se están aprovechando lenguajes de programación de fuente abierta, para diseñar softwares de análisis sísmico automatizado, no supervisado y disponibles toda la comunidad. Estos programas, agilizan considerablemente los análisis de grandes bases de datos sísmicos, propiciando soluciones de calidad a problemas sin precedentes. La biblioteca Pyrocko basada en lenguaje Python, ofrece una amplia gama de software que se pueden aplicar a la resolución de problemas en varias áreas de la sismología (Heimann et al., 2018, <https://doi.org/10.5880/GFZ.2.1.2018.003>). Dentro de este estudio hacemos referencia a Grond y a Seiscloud. El primero ofrece un marco probabilístico, de código abierto, para la inversión de la fuente sísmica a partir de una combinación de la formas de onda registradas

durante el sismo (Heimann et al., 2018), mientras que el segundo es un potente algoritmo capaz de extraer datos de grandes catálogos sísmicos (Cesca, 2020).

Si bien, para el año 2014, a partir de dos redes sísmicas locales temporales Bloch et al. habían logrado relocalizar 5500 terremotos con $M_I > 0.5$, eligiendo en forma manual los tiempos de llegada de las ondas P y S , consiguió uno de los primeros catálogos con buena resolución de la sismicidad en un segmento de subducción entre las ciudades de Iquique y Tocopilla en el norte de Chile ($\sim 21^\circ$ S) durante el períodos 2005 - 2009 y 2010 - 2012. Entre los resultados que se obtuvieron, se destaca la identificación de dos bandas bien marcadas donde se conglomeran la actividad sísmica. Una banda de las bandas, se encuentra en la interfaz de placas mientras que la segunda se distancia unos 25 km más profunda, cayendo al interior de la placa oceánica. Ambas bandas muestran una geometría similar a la interfaz, y a medida que penetran hacia el este la ambas se compenetran formando una única franja de unos 50 km de espesor a los ~ 100 km de profundidad.

Por otra parte, Sippl et al. (2018) aprovechó las formas de onda registradas durante 8 años (2007-2014) por la red IPOC, logrando relocalizar más de cien mil eventos con de magnitud superior a 2, que le permitieron representar en amplia resolución la sismicidad del antearco de la zona de subducción entre $\sim 18^\circ$ y 25° S. Si bien este estudio abarca una región más amplia que el abarcado por Bloch et al. (2014), los resultados para la región $\sim 20^\circ$ S son concordantes. Una de las características más destacadas del estudio, es el reconocimiento de una gran banda de sismicidad a profundidad intermedia en dirección Norte-Sur (profundidades hipocentrales entre 80 y 140 km), sobre la cual se refleja el $\sim 60\%$ de los terremotos localizados (Sippl et al., 2018). Sin embargo, llama aún más la atención una aparente torcedura de esta banda, cuya desviación ocurre próxima a los $\sim 21^\circ$ S desde donde se observa un corrimiento hacia el este de la sismicidad.

En consecuencia a esto mismo, Cesca (2018) realizó un análisis detallado de los mecanismos focales de la sismicidad en el período 2004-2018 con una claridad sin precedentes, centrando la discusión en una posible segmentación de la interfaz de subducción a lo largo del margen de placa en el norte de Chile (18° S - 24° S). La sismicidad se distribuyó en seis grupos, en los tres correspondientes a terremotos superficiales, se observa un claro predominio de mecanismos inversos orientados en dirección Norte-Sur, cuya geometría de falla es compatible con la interfaz. Desde una perspectiva general, los tres grupos de terremotos intermedios también tienen un patrón típico, caracterizado por fallas normales, con la misma orientación Norte-Sur, no obstante, es posible distinguir en el grupo intermedio $\sim 21^\circ$ S una leve desviación respecto de los vecinos.

Lo anterior permitió la detección de dos terremotos ocurridos en 2020 en el norte de Chile con mecanismos focales que muestran una clara diferencia de los patrones regionales típicos, y que son el motivo de este estudio. El sismo intermedio de magnitud M_w 6.8 del 3.6.2020, con mecanismo normal, es interesante por su orientación, inclinada respecto a la del margen de placa. El sismo superficial de magnitud M_w 6.2, del 11.9.2020, en cambio tiene un mecanismo de strike-slip, donde típicamente se observan mecanismos reversos.

1.4. Motivación del Estudio

Los terremotos representan una amenaza continua para las personas en muchas regiones de nuestro planeta. En el período de 40 años entre 1968 y 2008 hubo 1,1 millones de muertes documentadas por terremotos directamente debido a causas relacionadas con los temblores y 0,3 millones adicionales debido a efectos secundarios, principalmente tsunamis y deslizamientos de tierra (Marano et al., 2009).

Después de cada terremoto severo surge la pregunta: ¿Se pueden predecir los terremotos? Según nuestro conocimiento actual, es imposible dar una respuesta precisa sobre cuándo ocurrirá un terremoto con determinado tamaño y en algún lugar específico. Lamentablemente, es poco probable que esto cambie en el futuro cercano, sin embargo, es motivo de numerosas investigaciones, con la esperanza en que las futuras nos proporcionen conocimientos sorprendentes y sustancialmente nuevos sobre los mecanismos que originan los terremotos. Al día de hoy, muchos aspectos característicos de los terremotos se conocen bien. Sismólogos de todo el mundo, durante las últimas décadas han proporcionado estadísticas exhaustivas, gracias al análisis de grandes volúmenes de datos acumulados, que ofrecen información donde podrían ocurrir futuros terremotos, cuáles son los mecanismos de las fuentes y las aceleraciones que podrían producir en la superficie. El creciente conocimiento sobre la estructura de la corteza terrestre, junto con un monitoreo continuo de la actividad sísmica y tectónica, nos permite ofrecer declaraciones cada vez más precisas sobre el riesgo sísmico actual y futuro de cualquier región en particular.

Aunque la sismología no pueda predecir el instante exacto en que se originará un gran terremoto, podremos dar respuestas bastante precisas sobre dónde ocurrirá un gran terremoto, qué tan fuerte podría llegar a ser, qué efectos tendrá sobre el medio ambiente circundante y la amenaza a la que se exponen personas y edificaciones. El monitoreo casi en tiempo real incluso nos permite tomar medidas poco después de que se inicie un terremoto, emitir alertas y alarmas para preventivas en caso de tsunamis y brindar a las fuerzas de protección civil y a los gobiernos una imagen del daño que se espera y de los riesgos secundarios inmediatamente después de un evento.

Un papel clave en el marco del monitoreo de terremotos y la evaluación de peligros recae en los métodos que pueden determinar de manera rápida y confiable las propiedades de los terremotos y sus características tsunamigénicas. Hoy en día, son varios los servicios internacionales que determinan de forma rutinaria la ubicación, su magnitud y el mecanismo focal de los terremotos. Los catálogos de terremotos que surgieron de estos esfuerzos se han convertido en recursos indispensables para la investigación sismológica. Sin embargo, todavía no es estándar determinar otros parámetros del terremoto, como su extensión lateral, la geometría de la superficie de ruptura o la dirección y velocidad de ruptura, que comúnmente se conocen como parámetros cinemáticos, basados en el movimiento inferido de modelos dinámicos, que intentan integrar las causas del movimiento y la física del proceso de ruptura en la fuente del terremoto.

Este trabajo es un intento emocionante de profundizar en el problema de la estimación y análisis de los parámetros de las fuentes sísmicas y contribuir a la comprensión del comportamiento sísmico de la zona donde ocurren los eventos anómalos estudiados, aportando

información precisa acerca de sus fuentes, mecanismos, tamaños y distribución espacio temporal de eventos precursoros y réplicas. A modo de resumen, el sismo Mw 6.8, del 03 de junio 2020 es interesante por su condición de falla normal con strike diferente al trench. Por su parte, el sismo Mw 6.2, del 11 de septiembre 2020 es un strike-slip y ocurre en una zona donde es poco probable que ocurra este tipo de sismicidad, además que produjo altas aceleraciones en la superficie.

Además de aportar al entendimiento de la sismicidad local del norte de Chile, estos dos terremotos alcanzan una magnitud considerable, por lo que sus análisis son también relevantes para la estimación del riesgo sísmico de la región.

Otro punto que agregamos a la motivación, es la condición del norte de Chile como una región sísmicamente activa, sin embargo el segmento del margen de placa en el norte de Chile se ha considerado como un gap sísmico desde la ocurrencia de grandes terremotos al final del siglo XIX. En 2014, el terremoto de Iquique, con magnitud Mw 8.1 - 8.2, afectó al segmento central de este gap sísmico, dejando a la fecha de esta investigación, gap menores hacia el norte y el sur, manteniéndose una alta probabilidad de que ocurra un gran terremoto en alguno de estos segmentos del norte de Chile.

1.5. Objetivos e Hipótesis

1.5.1. Objetivos Generales

Caracterizar la fuente sísmica de dos terremotos con Mw 6.8 y 6.2 ocurridos durante el 2020 en el norte de Chile, en el marco de la sismicidad típica de la región que reportan los catálogos globales, mediante la determinación del tensor momento, parámetros de fuente finita, así como su interpretación de forma conjunta con la distribución espacial de sus réplicas, para identificar la geometría de los planos de fallas y discutir sus implicaciones en la sismicidad local.

1.5.2. Objetivos Específicos

- Analizar y caracterizar la distribución espacial y evolución temporal de la sismicidad superficial e intermedia en el norte de Chile, específicamente en las regiones hipocentrales de los terremotos Mw 6.8 y 6.2 ocurridos el 2020 y sus secuencias sísmicas.
- Aplicar modelos de inversión del tensor de momento y métodos de funciones de Green empíricas para la determinación de la directividad.
- Comprender el origen y causa de los terremotos Mw 6.8 y 6.2 descritos, a partir de la interpretación conjunta de la directividad y los tensores momentos, calculados por la distribución espacial de la sismicidad en las áreas de ruptura.

1.5.3. Hipótesis

La diferencia observada del cambio en la orientación de los mecanismos focales de los terremotos Mw 6.8 y 6.2, ocurridos durante el 2020 en el norte de Chile, podría explicarse a causa de una segmentación de la subducción y/o heterogeneidades en la corteza, que se manifiesta como sismicidad con deslizamientos atípicos.

1.6. Marco Teórico

1.6.1. Introducción

Los desplazamientos que ocurren en el suelo y la caracterización de los procesos que lo originan, son algunos de los principales temas de estudio abordados en sismología. Convenimos que el arribo de las ondas elásticas originadas por algún tipo de sismicidad (inducida o natural) causan el campo de desplazamientos del suelo. En un sentido directo, resolver el movimiento del suelo se consigue a partir de los parámetros característicos de la fuente sísmica y del medio por donde se propagarán las ondas elásticas que se irradian de la fuente.

Para analizar la fuente sísmica de los terremotos anómalos que estudiamos, consideraremos el modelo de rebote elástico de Reid (1911), según el cual, las deformaciones elásticas se van acumulando en las rocas hasta superar el umbral de resistencia del material, produciéndose una dislocación súbita sobre un segmento de corteza y la liberación espontánea de la energía elástica acumulada, originándose un terremoto tectónico. Por consiguiente, durante la liberación de esta energía serán irradiadas ondas elásticas de cuerpo P y S , y superficiales Love y Rayleigh alrededor de la región focal. Estas se propagan hasta la superficie y causan el movimiento repentino del suelo el cual percibimos como terremoto. Si bien la radiación de estas ondas no es uniforme, siguen un patrón determinado por la orientación del plano de fractura (falla) y la dirección del deslizamiento relativo de los bloques en contacto, que es posible reconocer estudiando los sismogramas registrados durante el evento sísmico.

En sentido metodológico inverso, a partir de las formas de onda que registran el campo de los desplazamientos observado en los sismogramas, podemos determinar el mecanismo focal con que se llevó a cabo el proceso de ruptura, la orientación del plano de falla, la dirección de desplazamiento relativo entre los bloques fracturados y también otros aspectos como la historia temporal de la liberación de energía. Sin embargo, llevar a cabo la inversión no es trivial, considerando que las ondas sísmicas se propagan a través de medios no homogéneos, expuestos a cambios de presiones y/o temperaturas que hacen variar las propiedades reológicas de la corteza al interior de la Tierra. Así mismo, la corteza presenta discontinuidades ocasionadas por la diversidad de estructuras geológicas, que actúan como interfaces de reflexión y refracción para las ondas sísmicas e incorporan mayor complejidad a las formas de onda registradas. Estas ondas irradiadas durante un terremoto permiten reconocer parámetros característicos de la fuente como el tamaño y la orientación de la falla, e inferir propiedades del comportamiento tectónico en la zona hipocentral.

Por su parte, la aplicación de algoritmos de agrupación sobre catálogos sísmicos regionales,

permite identificar la geometría, orientación y extensión de regiones sismogénicas confinadas y su relación con fallas potencialmente activas. Como sabemos, es natural que tras la ocurrencia de un terremoto la región focal manifieste, durante un tiempo acotado, un aumento en la actividad sísmica, conocida comúnmente como réplicas cuya distribución espacial tiende a estar distribuida sobre la falla activada. Respecto a esto último, las técnicas de agrupamiento permiten estudiar la distribución espacio-temporal de la sismicidad, comprender la evolución temporal de la sismicidad, reconocer los patrones de la fuente sísmica en réplicas o enjambres sísmicos y definir períodos de recurrencia asociados a la activación de zonas sismogénicas entre muchas otras aplicaciones.

El conocimiento de los mecanismos focales presentes en una región, es clave para sentar las bases de cualquier estudio sismotectónico, al mismo tiempo que permite comprender los regímenes de actividad sísmica cercanos a la región hipocentral, evaluar el riesgo sísmico y el potencial tsunamigénico de una región con miras a mitigar sus consecuencias.

En esta sección, buscamos expandir la base teórica en la que se sustentan los métodos abordados en este trabajo, mediante una resumida representación de los principios físicos y matemáticos, pero que dan validez a las soluciones, que por lo pronto son imposibles de verificar en la realidad.

Para lograr caracterización de ambas fuentes sísmicas, nos apoyamos en la aplicación de:

- algoritmos de agrupamiento, para el análisis espacio - temporal de la sismicidad cercana a las regiones hipocentrales (p. ej. Cesca, 2020), registrada en catálogos locales actuales (p. ej Sippl (2018) y CSN).
- métodos inversos para la estimación de los parámetros de fuente sísmica, como la inversión del tensor momento sísmico (p. ej. Heimann et al., 2018; Cesca, 2011), utilizando formas de onda sísmica de datos regionales (p. ej. IPOC GFZ y CNRS-INSU, 2006) y funciones de Green precalculadas (p. ej. Heimann et al., 2017).
- análisis de directividad, basados en el modelado de datos sismológicos (p. ej. Lopez-Comino et al. 2016).

Afortunadamente el esfuerzo por aumentar el conocimiento sobre el origen los terremotos, ha venido acompañado por el desarrollo de algoritmos automatizados capaces de procesar grandes conjuntos de datos sísmicos (p. ej. Cesca, 2011; Lopez-Comino et al.,2016; Heimann et al., 2018).

1.6.2. Fuentes de Sismicidad

Una manifestación de la ira divina, “Pneumas” exhalados desde cavernas subterráneas, o bien, la acción desatada del “Qi”, son algunas de las variadas ideas que se han usado a lo largo de la historia para justificar el origen de los terremotos (Agnew et al., 2002). En un sentido amplio, una fuente sísmica representa al mecanismo mediante el cual una porción de la corteza terrestre, en relativo equilibrio estático, reacciona de manera súbita ante una perturbación, causando la propagación de un continuo tren ondas mecánicas teóricamente

esféricas denominadas ondas sísmicas, cuya energía es irradiada en todas las direcciones y que percibimos como terremoto. Esencialmente hay dos factores que son fuente de terremotos, uno de carácter **inducido** y otro de orden **natural**.

Como **fuentes sísmicas inducidas**, se consideran las actividades antrópicas capaces de originar deformaciones en la corteza, que se reflejan como eventos de magnitud relativamente pequeña $\sim M 3$ que se desarrollan en tiempos casi instantáneos. Normalmente, estos sismos no generan peligro, ya que las actividades suelen estar controladas y previamente estudiadas para no ocasionar riesgo alguno (Simpson et al., 1988 y Redmayne, 1988). Una clara evidencia son las actividades de extracción de minerales, pues zonas sin registros de sismicidad entran en actividad en conjunto con la operación minera (p. ej. Kim, 2013; Foulger et al., 2018).

Como **fuentes sísmicas naturales**, se reconocen el impacto de un meteorito contra la corteza (ocurren muy rara vez) y los propios mecanismos originados por los procesos dinámicos de la litósfera. Estos últimos se clasifican en tres tipos: tectónicos, volcánicos y de hundimiento o colapso. Para cada uno de estos tipos de terremotos, existen contundentes estudios bien argumentados que los detallan y caracterizan. En esta sección sólo abordaremos algunos detalles de los terremotos tectónicos.

Vale mencionar las veces en que la parte más superficial de la corteza se ve obligada a adelantar el curso natural de los esfuerzos, a causa de actividades antrópicas capaces de gatillar el desacoplamiento de fallas tectónicas cercanas que originen terremotos de mayor magnitud (Gupta, 2002; Mekkawi et al., 2004). Procesos como este se describen como mecanismos de sismicidad activada (p. ej. Eagar et al., 2006), donde las actividades humanas causan la inestabilidad de su entorno tectónico, detonando el fallamiento del mismo con alto potencial de originar terremotos mayores y más peligrosos para zonas urbanas cercanas.

1.6.3. Terremotos Tectónicos

Los terremotos tectónicos son de interés global, debido a que aproximadamente el 90 % de la sismicidad mundial es originado por la actividad tectónica. Pueden originarse en escenarios de alto riesgo sísmico, cercanos a zonas de alta vulnerabilidad propensa a sufrir resultados catastróficos para la población. Precisamente los megaterremotos de Valdivia en 1960 (Barrientos y Ward, 1990) y del Maule 2010 (Moreno et al., 2012), por nombrar algunos, son ejemplos de lo que pueden llegar a ser los terremotos tectónicos.

La descripción teórica de la interacción esfuerzo-deformación en las rocas, comienza a ampliarse con los estudios de Hooke (1678). Sobre la idea de interacción elástica de Hooke, más tarde, se formuló un modelo más elaborado de fuente sísmica publicado por Harry Reid (1910). Este modelo resume el proceso de ruptura de un terremoto tectónico, en forma análoga a la dinámica de interacciones elásticas razón por la que se denominó **Modelo del Rebote Elástico** (Reid, 1910). Más tarde los trabajos de Griffith (1921 y 1924), sentaron las primeras formulaciones físico-teóricas sobre las fractura y/o dislocación de materiales frágiles sometidos a esfuerzos. De allí que los primeros entendimientos sobre la fuente de un sismo, concuerden en que los **terremotos tectónicos** ocurren cuando los esfuerzos al interior de la litósfera acumulan la suficiente energía potencial capaz de forzar la deformación de un material a un súbito desplazamiento relativo de los bloques en torno a una falla tectónica

pre-existente (p. ej. Honda, 1962; Pollard y Aydin, 1988; Madariaga, 1994; Rueg, 1994; Udías, 1994; Agnew et al., 2002).

En el campo de la geología estructural, se establece que el comportamiento elastodinámico de las rocas al interior de la Tierra, está regido principalmente por interacciones tectónicas y/o gravitacionales. La mayoría de los regímenes de esfuerzos que forjan la deformación de las rocas al interior de la litósfera y los desplazamientos tras la activación de fallas, son impulsados por la actividad tectónica (Ramsa, 1967; Broek, 1982; Pollard y Aydin, 1988; Patton y Watkinson 2019). En este sentido, convengamos que un esfuerzo (stress) idealiza grosso modo una fuerza capaz de propiciar la deformación de la roca, por causa de la presión ejercida. Por supuesto que el concepto deformación (strain) es importante, pues describe los cambios que ocurren en rocas sometidas a esfuerzos. Los cambios pueden modificar el volumen, la forma, o bien ambas características de la roca simultáneamente. Otras características que influyen en la dinámica del proceso de deformación de la corteza, son obviamente las propiedades mecánicas de los esfuerzos, como así también, de las propias condiciones del medio o entorno tectónico como, presión humedad y temperatura (p. ej. Ramsay, 1967; Broek, 1982). Para describir el mecanismo fuente de un terremoto, se ha convenido, que la dinámica del proceso de deformación de la corteza terrestre es análogo al de una roca sometida a presión (p. ej. Honda, 1962; Maruyama, 1963; Ramsay, 1967; Patton y Watkinson 2019), es decir, los esfuerzos que interactúan sobre la corteza inducirán su deformación hasta conseguir su fractura, como se aprecia en la figura 1.4(a).

Durante el tiempo que perdure el deslizamiento de los bloques en contacto sobre la falla, se propagarán ondas sísmicas en todas las direcciones alrededor de la región hipocentral que harán vibrar la superficie de la Tierra, liberando parcialmente la energía acumulada, mientras que la otra parte de la energía se disipa en calor por acción de la fricción en el contacto. La misma fricción de contacto hará que los bloques vuelvan a su estado de reposo, acoplándose nuevamente en torno a la falla y comenzando un nuevo proceso de deformación. El proceso que caracteriza a un terremoto tectónico es denominado **Stick-Slip**, pues cuando la falla se encuentra en relativo equilibrio estático, los bloques están acoplados o adheridos (stick), luego, una vez que la tensión alcance su nivel crítico de fricción los bloques se vuelven a dislocar, es decir, se desacoplan y comienzan a deslizarse (slip) por la superficie de falla produciendo el terremoto. En la figura 1.4(a) la gráfica en rojo, interpreta las etapas del proceso Stick-Slip, entre los períodos de acumulación de energía y su posterior liberación en forma de terremoto.

La clasificación del proceso de deformación se resume a: “**elástico**” si la roca recupera su estado y forma inicial; “**dúctil**” si la deformación del material perdura sin sufrir fracturamiento; o “**frágil**” si los esfuerzos superan el límite elástico inducen el fracturamiento del material. De acuerdo a esto, en el proceso de deformación dúctil la energía potencial elástica se va acumulando hasta el instante en que la deformación sea frágil, originándose de este modo un terremoto tectónico. Al punto donde se produce el inicio de la ruptura se le denomina *hipocentro*, desde aquí las tensiones activan el desplazamiento relativo de los bloques dislocados en dirección paralela a la discontinuidad del material. La geometría de la discontinuidad generalmente es una superficie plana se conoce como **plano de falla** (fault of plane), cuya área abarca toda la región de fallamiento comúnmente es denominada falla geológica. El **epicentro** es un punto referencial que se utiliza para caracterizar la localización del terremoto, se corresponde con una proyección del hipocentro en la superficie terrestre.

Estos conceptos se aprecian gráficamente en la figura 1.4(b). Cabe mencionar, que las rocas en ambientes tectónicos donde las temperaturas y presiones son bajas tienden a ser quebradizas, por ende, más expuestas a sufrir deformaciones frágiles. Las mayores concentraciones de tensiones se producen a lo largo de los límites de contacto entre las placas o bien en su interior. Generalmente en las zonas de contacto entre placas, las tensiones actúan durante muchos años lo que les permite alcanzar altos niveles de energía, y por ende estas zonas tienen abundancia de terremotos tectónicos con grandes magnitudes; por otra parte, los terremotos que ocurren al interior de las placas, en su mayoría son originados por la reactivación de una falla incrustada en la corteza.

Cupla de Fuerzas y Par de Cuplas

Evidentemente la ocurrencia de un terremoto está asociada a la interacción de fuerzas. Estas interactúan provocando el rompimiento de la roca o bien reactivando el deslizamiento de fallas preexistentes. En su mayoría, estas fuerzas tienen raíz en la dinámica de placas tectónicas (Ramsay, 1967; Broek, 1982; Pollard y Aydin, 1988; Patton y Watkinson 2019). En la figura 1.4(b) apreciamos las fuerzas de compresión (**P** flecha azul) actuando verticalmente, mientras que las fuerzas de tensión (**T** flecha roja) horizontalmente sobre la roca. Previo al rompimiento, la roca durante la etapa de deformación se contraerá en la dirección de la compresión, mientras que se elongará en la dirección de la tensión. Cuando la acción de estas fuerzas logra romper el material, el fallamiento ocurre de manera tal, que el deslizamiento se produce en dirección oblicua a la línea de acción de las fuerzas (Maruyama, 1963; Ramsay, 1967; Patton y Watkinson 2019).

La solución del mecanismo de la fuente consiste en determinar los procesos físico-mecánicos de la región hipocentral, y luego a partir de ahí, inferir el campo de esfuerzos que lo activó (Aki y Richards, 1980, 2002; Buforn, 1994). En 1963, Takuo Maruyama demostró que la mejor representación gráfica del mecanismo focal para un terremoto es una doble cupla, al estudiar los arribos de las ondas P y S de los sismogramas. Este resultado se consigue resolviendo un problema inverso y observando los arribos de las ondas, de lo cual se infiere que efectivamente la fuente sísmica se reduce a una doble cupla, pero sin posibilidad de distinguir entre las dos soluciones posibles (p.ej. Maruyama, 1963; Buforn y Pro, 2006; Pro et al., 2007). De lo contrario, si sólo actuase una cupla de fuerzas, tendría que resultar una “rotación”, prácticamente sin deslizar en la dirección de fallamiento (ver figura 1.4(c)).

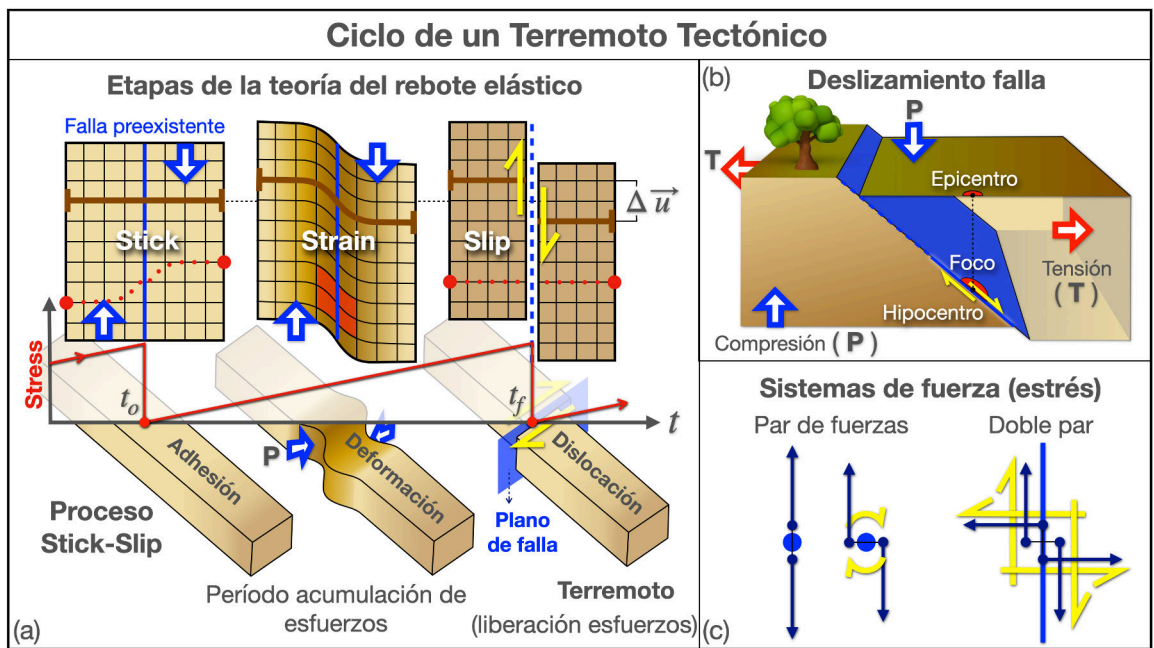


Figura 1.4: Origen de un terremoto tectónico, según etapas de la teoría del rebote elástico (Reid, 1991). Panel (a). Idealiza las etapas del proceso cuando los esfuerzos actúan sobre los bloques de corteza desde que se encuentran adheridos en una falla preexistente, luego deformándose, hasta sufrir el súbito deslizamiento en torno a la falla, habiendo una ruptura a lo largo del límite y se libera la tensión. Panel (b). Muestra un esquema con las características de un terremoto tectónico, como su localización, deslizamiento aparente, compresiones (P) y tensiones (T) que actúan sobre los bloques. Panel (c). Modelos que representan la interacción de las fuerzas. A la izquierda, una cupla; ya la derecha una doble cupla. Figura de elaboración propia.

Fallas Tectónicas

Como se vio anteriormente, los terremotos tectónicos ocurren cuando la tensión que actúa sobre las rocas de la corteza induce una deformación frágil del material rocoso, produciéndole una dislocación, o bien impulsando el desplazamiento de los bloques en contacto de una falla preexistente. Una “falla geológica” es considerada como una fractura plana o suavemente curvada que divide las rocas de la corteza terrestre en dos bloques, ambos comúnmente diferenciados como bloque techo (hanging-wall) o bloque piso (foot-wall), en caso de encontrarse por sobre o por debajo del contacto de fallamiento respectivamente. La longitud de una falla varía desde unos pocos centímetros hasta unos cuantos cientos o miles de kilómetros, como ocurre en los límites de las placas tectónicas.

Las fallas al interior de la corteza pueden posicionarse en forma vertical, horizontal o más comúnmente inclinada. El ángulo de inclinación tiende a ser relativamente uniforme, sin embargo, a lo largo de una misma falla puede diferir notablemente de un lugar a otro. Más precisamente, la orientación espacial de una falla queda descrita por la geometría del rumbo y su buzamiento. El “rumbo” de una falla (fault strike) o acimut ϕ , es el ángulo medido entre el norte geográfico y la traza de la falla (siempre en sentido horario), siendo la traza la recta generada por la intersección del plano de falla con un plano horizontal imaginario, paralelo

a la superficie de la Tierra. En acuerdo con esto, el rumbo indica la dirección con que se extiende horizontalmente la falla. Por su parte, llamaremos línea de buzamiento a la recta generada por la intersección de un plano imaginario vertical perpendicular a la traza de falla con el mismo plano de falla, de modo que el “buzamiento” de la falla (fault dip) o manteo δ es el ángulo vertical medido entre el plano horizontal que contiene al rumbo y la línea de buzamiento (siempre medido hacia abajo).

Por otra parte, la dinámica de una falla responderá según las fuerzas de compresión o tensión a las que esté sometida. Cuando una roca presenta vestigios claros de haberse deformado en forma dúctil, es decir sin fracturamiento, se denomina **pliegue**. Por lo demás, el potencial será suficiente para provocar que los bloques se fracturen o desacoplen, generándose el desplazamiento entre estos. Habrán veces en que el desplazamiento será de apenas unos centímetros, y en otras abarcará largas distancias a lo largo del plano de falla. Esto último, es otro parámetro característico de una falla, conocido como vector desplazamiento $\Delta\vec{u}$, el cual describe el cambio de posición del bloque techo relativo a un sistema referencial horizontal fijo sobre el bloque piso. Cabe mencionar que el extremo de este vector apuntará hacia donde se haya movió aquel punto del bloque techo, que inicialmente se encontraba adyacente al punto de referencia. Así mismo, el “desplazamiento” de la falla (fault rake) se describe como el ángulo, con vértice en el origen del sistema referencial, que barre el vector de desplazamiento $\Delta\vec{u}$ sobre el plano de falla a partir de un eje horizontal como se puede apreciar en la figura 1.5.

El deslizamiento de los bloques, es relativo entre sí y con aparente sentido contrario. Los distintos tipos de fallamiento que se pueden reconocer son:

- Los tipo Dip-Slip, que ocurren cuando el desplazamiento no tiene componente a lo largo del strike. Esto porque los bloques sólo se desplazan en la dirección del buzamiento. El caso donde el bloque techo parece elevarse por sobre el bloque piso deslizándose hacia arriba, se reconoce como fallamiento de tipo **inverso** (figura 1.5 a.2), cuyos bloques se hayan sometidos a fuerzas de presión. Cuando el fallamiento inverso es de bajo ángulo, se denomina de tipo **thrust**. Contrario a lo anterior, si el bloque techo parece hundirse deslizándose hacia abajo por el plano de falla, se reconoce como fallamiento **normal** (figura 1.5 a.3), cuyos bloques están bajo la acción de tensiones (fuerzas de tracción o extensional).
- Los tipo Strike-Slip o Desgarre, ocurre cuando el desplazamiento sólo tiene componente en la dirección del rumbo, es decir los bloques tienden a desplazarse horizontalmente. Los casos que se dan en este tipo de fallamiento pueden ser **sinistral** o **dextral**. Para el reconocimiento visual de este tipo de fallamiento, consideremos un observador sobre alguno de los bloques, mirando de frente a la traza de la falla, luego, si se observa que el bloque del frente aparentemente avanza hacia la izquierda, se dice que la falla es de rumbo sinistral, de lo contrario será de rumbo dextral.
- Las tipo Mixtas u Oblicuas, ocurren cuando el desplazamiento tiene componentes en las direcciones del rumbo y buzamiento.

Los rangos de variación que asumen los parámetros característicos de una falla, se indican en la tabla 1.1.

Ángulo	Rango
strike	$0 \leq \phi < 360^\circ$
dip	$0 \leq \delta \leq 90^\circ$
rake	$0 \leq \lambda < 360^\circ$

Tabla 1.1: Rangos de variación de los ángulos que definen la orientación ϕ , δ y la dirección del desplazamiento λ

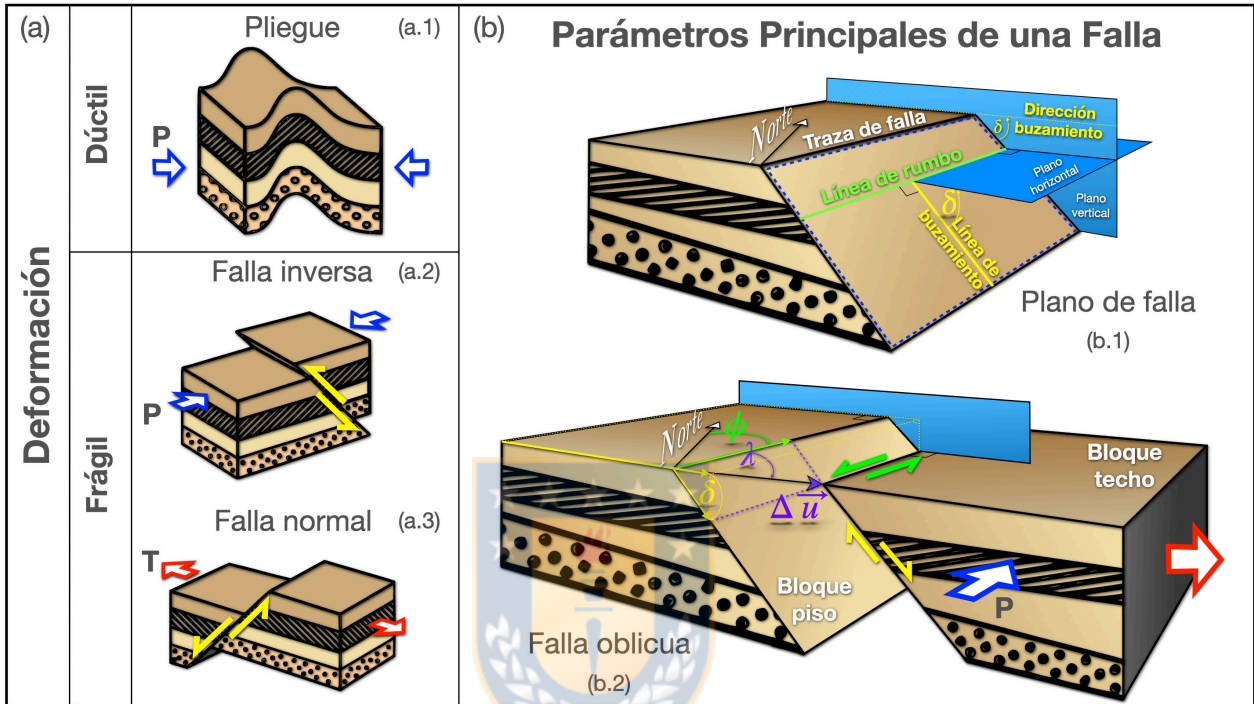


Figura 1.5: Representación de la deformación y los parámetros característicos de fallamiento. Las flechas azules y rojas representan el campo de estrés, mientras que las amarillas indican dirección y sentido del deslizamiento relativo. Panel (a). Modelo simplificado de corteza, con capas horizontales sometido a un campo de estrés. En a.1 la reacción dúctil formando un pliegue. La deformación frágil puede ser causada por fuerzas compresivas o extensionales, que inducen fallamientos inversos (a.2) o normales (a.3) respectivamente. Panel (b). Parámetros característicos de una falla. Mediante b.1 se representa un esquema simplificado del plano de falla, la dislocación y las referencias que describen los parámetros característicos de la falla. Los ángulos δ , λ y ϕ corresponden a medidas de buzamiento (dip), deslizamiento (rake) y acimut (strike) respectivamente. $\Delta \vec{u}$ es el vector desplazamiento idealizado, cuyas componentes strike-slip y normal-slip, se representan mediante las flechas verde y amarilla. Figura de elaboración propia.

Ondas Sísmicas

Durante un terremoto, un amplio espectro de ondas sísmicas es irradiado desde la fuente, y se relacionan intrínsecamente con la dirección de la fuerza que causó el terremoto. Estudiando la distribución de los desplazamientos de las ondas P y S registrados en distintos puntos de observación, es posible determinar el mecanismo de la fuente (p.ej. Maruyama, 1963; Buforn

y Pro, 2006; Pro et al., 2007). Sin embargo, a medida que estas se propagan por el interior de la Tierra van guardando información de la estructura terrestre interior, como la distribución de densidad de los estratos, sus propiedades elasto-mecánicas, entre otras características que dependen del medio por donde se propagan. Por lo tanto, a medida que las ondas sísmicas se propagan, la información que traían de la fuente, va incorporando ruido debido a factores propios de la naturaleza mecánica de los estratos a través de los cuales se propaga. Así mismo, sus velocidades de propagación varían según las características del entorno tectónico. Las características de los estratos que forman el subsuelo, pueden ser inferidas también estudiando las amplitudes y observando los tiempos de viaje en los sismogramas registrados.

El espectro de ondas sísmicas se resume a tres tipos de ondas, que se diferencian por la velocidad a la que se propagan pero principalmente por el tipo de vibración. El grupo de mayor velocidad, y por tanto las primeras en ser registradas, son las llamadas ondas **P** de naturaleza longitudinal. El segundo grupo en arribar son las ondas **S** de naturaleza transversal. Un tercer grupo, más rezagado en arribar se propaga en dos modalidades **Rayleigh** con polarización vertical-radial y **Love** con polaridad transversal.

El estudio de estas ondas se realiza mediante las leyes de la reflexión y refracción, pudiendo asumir que la Tierra está formada por capas de distinto material y espesor. Sus trayectorias y tiempos de llegada se determinan, en el caso simple considerando capas planas con o sin gradiente de velocidad, o bien considerando la Tierra esférica.

Desplazamiento de las Ondas P y S

Las expresiones que describen los desplazamientos u de las ondas P y S según la teoría de ondas planas (Aki y Richards, 2002) son:

$$u_k^P = A_k e^{i(\kappa_\alpha(\hat{v}\cdot\vec{r}-\alpha t)+\varepsilon)} \quad (1.1)$$

$$u_k^S = B_k e^{i(\kappa_\beta(\hat{v}\cdot\vec{r}-\beta t)+\eta)} \quad (1.2)$$

donde \hat{v} es un vector unitario que apunta hacia la dirección de propagación de las ondas, A_k y B_k son componentes de sus amplitudes, κ_α y κ_β los números de onda, α y β sus respectivas velocidades de fase, donde es sabido que $\alpha > \beta$ además tanto ε como η se asumen constantes de desfase.

Consideremos el potencial escalar ϕ y el potencial vectorial $\vec{\psi}$, los desplazamientos descritos en función de estos será:

$$\vec{u} = \nabla\phi + \nabla \times \vec{\psi} \quad (1.3)$$

en la que se cumple $\nabla \cdot \vec{\psi} = 0$, forman una aplicación del teorema de Helmholtz, siendo válido para cualquier campo vectorial.

En este contexto, ambos potenciales definen en sí una onda, siempre que sean soluciones de la ecuación diferencial de onda, es decir, se cumplan:

$$\nabla^2\phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} \quad ; \quad \nabla^2\vec{\psi} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\vec{\psi}}{\partial t^2}. \quad (1.4)$$

La demostración de esto es posible utilizando la siguiente ecuación, conocida como Navier en función de los desplazamientos:

$$(\lambda + \mu)\nabla(\nabla \cdot \vec{u}) + \mu\nabla^2\vec{u} = \rho\frac{\partial^2\vec{u}}{\partial t^2}. \quad (1.5)$$

Por otra parte, si se asume cierta dependencia armónica en ϕ y ψ , para un tiempo fijo tendremos que $\psi(\vec{r}, t_o) = \psi(\vec{r}e^{i(\omega t_o)})$ y análogamente para ϕ , luego bastará remplazar en la ecuación 1.4 y se obtienen las ecuaciones de Helmholtz en sus formas atemporales:

$$(\nabla^2 + \kappa_\alpha^2)\phi = 0 \quad ; \quad (\nabla^2 + \kappa_\beta^2)\vec{\psi} = \vec{0}. \quad (1.6)$$

Considerando lo anterior, la solución para el caso de ondas planas que se propagan en dirección \hat{v} , nos permite asumir que

$$\nabla\phi = Ae^{i(k_\alpha(\hat{v}\cdot\vec{r}-\alpha t)+\varepsilon)} = \vec{u}^P \quad (1.7)$$

$$\nabla \times \vec{\psi} = \vec{B}e^{i(k_\beta(\hat{v}\cdot\vec{r}-\beta t)+\eta)} = \vec{u}^S \quad (1.8)$$

notamos que un potencial escalar describe la onda P , mientras que la onda S es descrita por un potencial vectorial, de este modo la ecuación 1.3 puede reescribirse según:

$$\vec{u} = \vec{u}^P + \vec{u}^S. \quad (1.9)$$

A partir de las expresiones 1.7, 1.8 y 1.9, es posible deducir la naturaleza longitudinal y transversal de las ondas P y S respectivamente. Tras un terremoto, las primeras ondas en arribar son las longitudinales (primarias). Estas se propagan en forma de onda “compresiva” similar a como se propagan los sonidos. Luego arriban las ondas transversales (secundarias), o también denominadas ondas de “torsión”, porque el medio oscila perpendicularmente a la propagación. Las ondas transversales no se transmiten por fluidos, pues un fluido no tiene la capacidad de transmitir la vibración a las partículas vecinas. Se debe tomar en cuenta que la velocidad de las ondas transversales alcanza apenas un 60 ó 70 % de la velocidad de viaje de las ondas longitudinales.

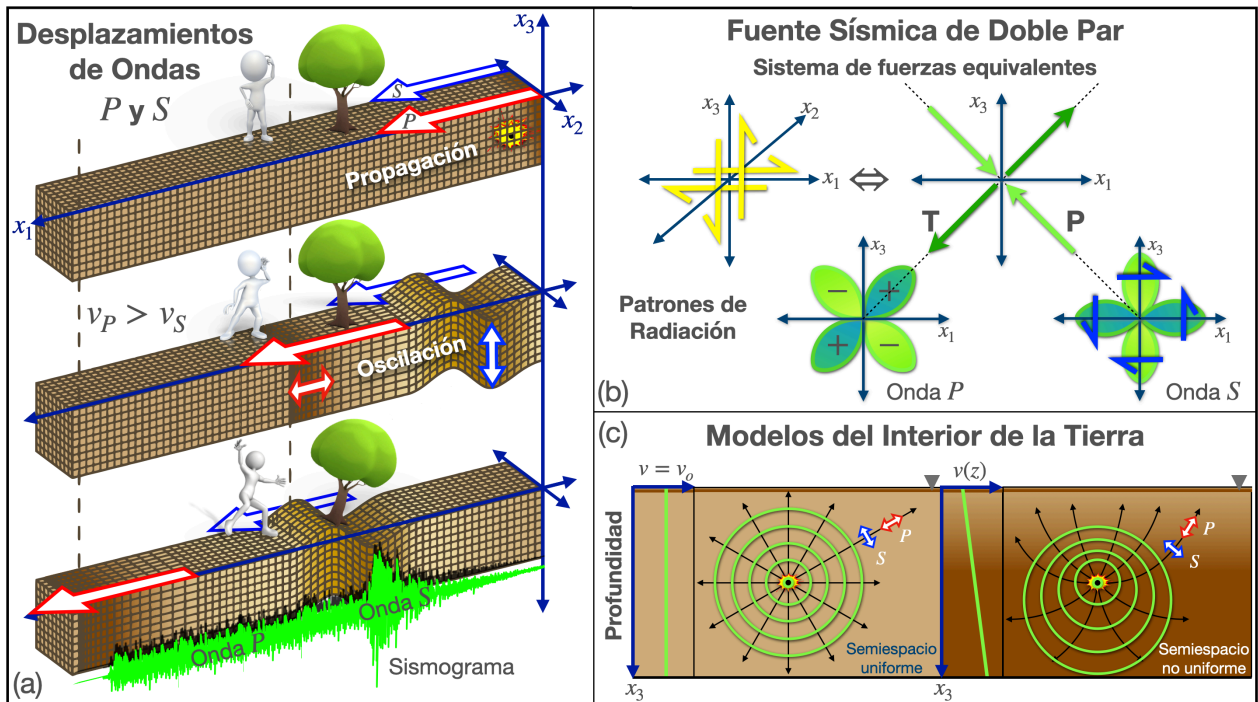


Figura 1.6: Representación simplificada de la propagación de ondas sísmicas. Panel (a). Diferentes tipos de vibración causados por un terremoto. En azul ondas P longitudinales y en rojo ondas S transversales. En el sismograma, se aprecia que las ondas P viajan a mayor velocidad que las S . Panel (b). Mecanismo de doble cupla y su sistema de fuerzas equivalentes. Los cuatro lóbulos que describen los patrones de radiación de onda P y onda S , que responden a un mecanismo fuente de doble par. Panel (c). Modelos de corteza con rapidez de propagación varía en función de la profundidad. A la izquierda, los frentes de onda son concéntricos respecto al foco del sismo, recorriendo trayectorias radiales. A la derecha, modelo donde la rapidez de un frente de onda varía linealmente, obligadas a curvar su trayectoria por el parámetro de rayo. Figura de elaboración propia.

Mecanismo Focal

La solución del mecanismo focal consiste en determinar los procesos físicos que han tenido lugar en la región hipocentral de un terremoto, permitiendo conocer el estado de los esfuerzos que lo produjeron, en este sentido, su caracterización nos permite conocer el tiempo de origen, la ubicación del epicentro, la profundidad del foco, el momento sísmico, la magnitud del terremoto y la orientación espacial de las 9 componentes del tensor de momento. (Aki y Richards, 1980; Buforn y Pro, 2006; Stein y Wysession, 2009; Bormann y Wendt, 2013).

Por su parte, la geometría del fallamiento se describe mediante la representación gráfica del mecanismo focal, el cual puede ser obtenido de forma aproximada a partir del arribo de las fases de onda P o S que registran los sismogramas, proporcionando información sobre la distribución de las dilataciones y compresiones de las partículas del medio por donde se propagan, luego a partir de un modelo compuesto por un doble par de fuerzas, una esfera sísmica unitaria mediante proyección estereográfica. A la distribución de fuerzas se le conoce como una doble cupla, ya que se compone de dos pares de fuerzas que actúan en forma

simultánea (Bufo y Pro, 2006; Stein y Wysession, 2009; Bormann y Wendt, 2013).

Para calcular dicha distribución existen básicamente dos aproximaciones:

- a) El método de Polaridades de Ondas P.
- b) El método del Tensor de Momento Sísmico.

El diagrama de la solución del mecanismo focal se denomina “esfera sísmica”, donde se expresa el plano de falla junto a las demás características de las ondas sísmicas emitidas (la dirección de la onda sísmica inicial) en torno a una esfera. A partir de la solución del mecanismo focal, es posible obtener dos planos de falla diferentes, pero no es posible saber cuál es el verdadero plano de falla y para saber de qué lado está el plano de falla, es necesario investigar la distribución de las réplicas y los movimientos de la corteza.

Sabemos que los terremotos (o movimientos de fallas) son causados por dos conjuntos de fuerzas ortogonales de presión y tensión. Las direcciones de estas fuerzas están a 45 grados de los dos planos nodales que determina la solución del mecanismo focal (uno de los cuales es el plano de falla) según el de movimiento inicial de onda P .

El mecanismo focal se describe en términos de los tres ejes ortogonales del esfuerzo: eje P compresivo, eje T de tensión y eje N nulo; y los tres ángulos característicos del plano de falla: Strike, Dip y Rake (Stein y Wysession, 2009). El plano de falla es de interés para la geología estructural, por esta razón, la aplicación de los resultados de los mecanismos focales son de utilidad tanto en tectónica regional como para el conocimiento de las estructuras locales (Bufo y Pro, 2006).

La solución del mecanismo focal de los terremotos considera dos planos nodales descritos por los ángulos de acimut (ϕ), buzamiento (δ) y deslizamiento (λ), además de los ejes principales de esfuerzos Tensión (T) y Presión (P), orientados mediante los ángulos Ω (ángulo que forma el eje con la vertical o plunge) y Φ (con el norte o acimut) (Bufo, 1994). La selección del plano de falla para cada evento se hizo a partir de la información de la geología estructural de la región, en especial de los mapas de fallas activas (París et al., 1992; París et al., 2000; Montes y Sandoval, 2001; Nivia, 2001), luego se realizó la representación gráfica del mecanismo focal de acuerdo a los ángulos del plano de falla seleccionado. La herramienta usada para este propósito es “Focal Mechanisms” que se encuentra en línea en la página de George Helffrich (<http://www1.gly.bris.ac.uk/~george/focmec.html>) en la cual solo es necesario ingresar los ángulos de la orientación del plano. La interpretación del tipo de solución del plano de falla se hizo a partir del ángulo de deslizamiento (rake of slip) acorde con los criterios establecidos por Cronin (2010).

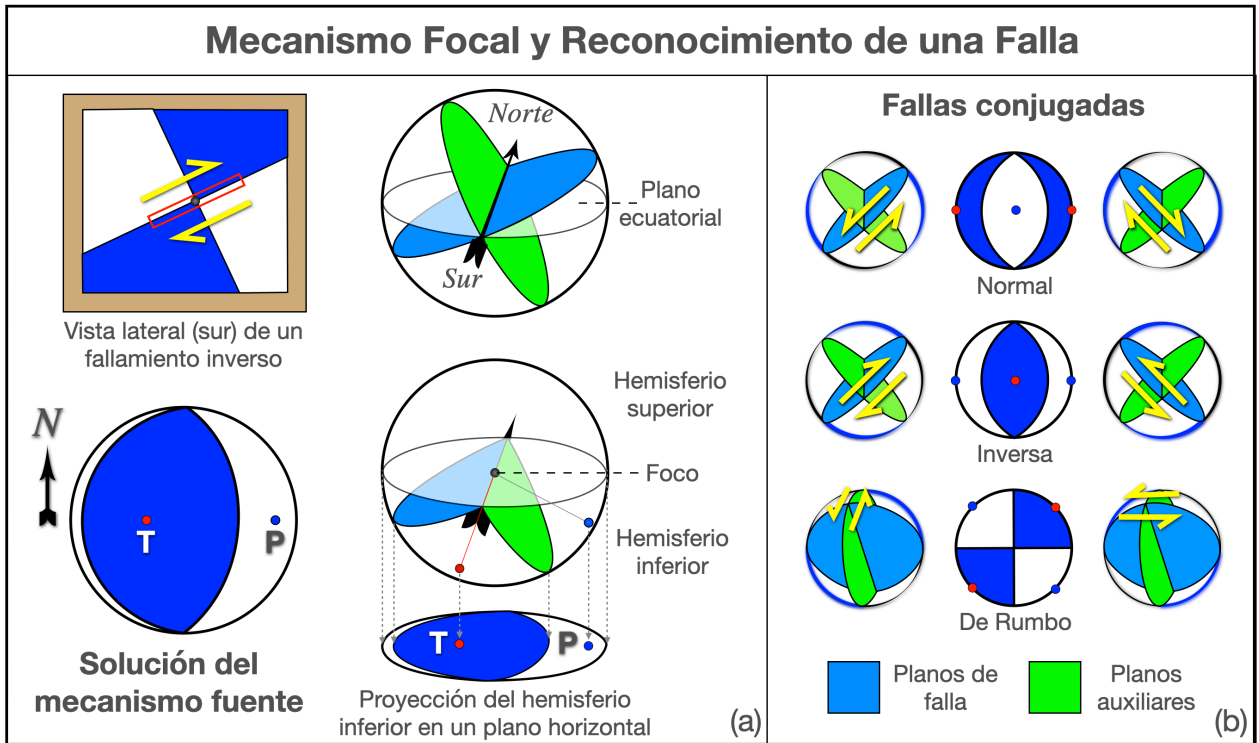


Figura 1.7: Panel (a). Arriba. Una vista lateral del fallamiento en un bloque, dividido en cuatro cuadrantes por los planos nodales. Cuadrantes azules representan zonas de contracción, y cuadrantes blancos zonas de dilatación. Esfera focal centrada en el hipocentro con los planos de falla y auxiliar, proyectados y orientados. Abajo. A la derecha la proyección estereográfica de la esfera focal. A la izquierda, la representación esquematizada (pelota de playa clásica) que soluciona el mecanismo focal. Panel (b). Algunas situaciones típicas de ruptura, representadas mediante diagramas que relacionan el deslizamiento de la falla y el mecanismo de la fuente sísmica. Aunque los mecanismos focales se ven diferentes, reflejan el mismo patrón de radiación de onda P de cuatro lóbulos, por lo que siempre habrán soluciones ambiguas. Figura de elaboración propia.

1.6.4. Tensor de Momento Sísmico

El momento sísmico de un terremoto, es una representación simple de la fuente de un terremoto, la cual permite un tipo determinado de ruptura, y ha sido utilizado para obtener el mecanismo focal de un terremoto fundamentalmente a partir de la inversión, tanto a partir de oscilaciones libres de la Tierra (Gilbert y Dziewonski, 1975), ondas de período largo (Strelitz, 1980; Sipkin, 1982), ondas superficiales (Dziewonski y Woodhouse, 1983; Sipkin, 1987; Sipkin y Needham, 1994) y ondas registradas a distancias regionales (Dreger y Helmberger, 1993; Mao et al., 1994; Ichinose et al., 1998).

El tensor momento sísmico M_{ij} se describe mediante el producto de un término constante, el momento escalar M_0 por un tensor densidad de momento, m_{ij} , donde M_0 se representa mediante la ecuación:

$$M_0 = \mu A \Delta u \quad (1.10)$$

dependiente del coeficiente rigidez μ , del área de la ruptura A y del deslizamiento Δu .

La dependencia temporal del tensor momento sísmico, se representa mediante una función temporal de la fuente o STF (source time function). Esta función temporal describe el itinerario del deslizamiento en la región de ruptura. En la inversión del tensor momento sísmico se suele asumir una fuente temporal simple de duración breve (fuente impulsiva). Sin embargo, para el estudio de la directividad se suele estimar la duración aparente de esta fuente temporal usando datos sísmicos en diferentes estaciones.

Si representamos la función temporal como $f(t)$, el momento sísmico, dependiente del tiempo, resulta de la ecuación:

$$M_{ij}(t) = M_0 \cdot m_{ij} \cdot f(t) \quad (1.11)$$

El tensor momento sísmico puede expresarse como la suma de un tensor momento isotrópico, que describe variaciones de volumen en la fuente sísmica, y un tensor momento deviatórico. A su vez el término deviatórico suele descomponerse en un modelo de doble par, que describe el desplazamiento a lo largo de un plano de falla (descrito geoméricamente por los ángulos strike, dip y rake), y un término adicional (CLVD, compensated linear vector dipole).

1.6.5. Modelado directo

En esta sección, se dan las fórmulas para calcular sismogramas sintéticos, a partir de funciones de Green precalculadas para fuentes extendidas en los casos de simetría esférica/cilíndrica. Se busca también reducir a diez los 18 términos requeridos para componer la función de Green de sismogramas asociados al tensor de momento para una fuente puntual.

En coordenadas cartesianas, el campo de desplazamientos u_n debido al tensor densidad de momento sísmico m_{pq} distribuido sobre la superficie que delimita la región de ruptura Σ es

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \iint_{\Sigma} m_{pq}(\mathbf{x}') * G_{np,q}(\mathbf{x}, \mathbf{x}', t) d\Sigma \quad \mathbf{x}' \in \Sigma, \quad (1.12)$$

con $n, p, q \in \{x, y, z\}$, donde $G_{np,q}$ es el tensor de Green y el asterisco denota la convolución temporal (p. ej. Aki y Richards, 2002).

Para un modelo terrestre con simetría esférica, el tensor de Green dependerá solamente de los elementos de la fuente y el receptor, la distancia $r'(\mathbf{x}, \mathbf{x}')$ entre ellos y el acimut $\varphi'(\mathbf{x}, \mathbf{x}')$ del receptor respecto al elemento fuente. Esto se puede utilizar para reducir el número de componentes independientes del tensor de Green de dieciocho a diez (p. ej. Müller, 1985).

Un punto fijo en la superficie sobre la fuente sirve como origen de dos sistemas de coordenadas:

- Un sistema de coordenadas cartesianas en el que especificamos la densidad del tensor de momento de la fuente $\mathbf{m}(\mathbf{x}', t)$ (los ejes de este sistema se eligen de modo que apuntan al norte \hat{e}_x , al este \hat{e}_y y en vertical hacia abajo \hat{e}_z).

- Un sistema curvilíneo para ubicar el receptor usando la distancia superficial r , el acimut φ y la profundidad z . Las componentes del desplazamiento en el receptor se medirán radialmente a lo largo de \hat{e}_r , transversalmente a lo largo de \hat{e}_φ y hacia abajo a lo largo de \hat{e}_z .

Considerando estas últimas coordenadas, el desplazamiento 1.12 puede reescribirse según la expresión

$$u_n(r, \varphi, z, t) = \iint_{\Sigma} R_{nn'}(\lambda - \lambda') \cdot [m_{pq}(\mathbf{x}', t) * G_{n'p,q}(z, r', \varphi', z', t)] d\Sigma \quad (1.13)$$

con $n, n' \in \{r, \varphi, z\}$ y $p, q \in \{x, y, z\}$. Aquí, R es una matriz que describe la rotación alrededor de \hat{e}_z , que explica los diferentes acimutes posteriores λ y λ' al punto de origen y al elemento fuente, respectivamente.

Para medios invariantes, una la rotación del elemento fuente en torno a \hat{e}_z , muestra que el tensor de Green $G = G(z, r', \varphi', z', t)$ es posible dar una versión rotada del tensor de Green $G^0 = G(z, r', 0, z', t)$ acimut cero:

$$G_{n'p,q} = R_{pq'}(\varphi') G_{n'p',q'}^0 R_{qp'}(\varphi') \quad (1.14)$$

A continuación, la geometría se reduce a este caso. Con acimut cero, el movimiento $P-SV$ solo puede ser excitado por los componentes del tensor de momento m_{xx} , m_{yy} , m_{zz} , m_{xz} y m_{zx} , debido a las simetrías que se tienen en cuenta. De manera similar, el movimiento SH solo puede salir por los componentes del tensor de momento m_{xy} y m_{yx} allí. Esto reduce G^0 a la forma

$$\begin{aligned} G_r^0 &= \begin{pmatrix} G_{rx,x}^0 & 0 & G_{rx,z}^0 \\ 0 & G_{ry,y}^0 & 0 \\ G_{rz,x}^0 & 0 & G_{rz,z}^0 \end{pmatrix} \\ G_\varphi^0 &= \begin{pmatrix} 0 & G_{\varphi x,y}^0 & 0 \\ G_{\varphi y,x}^0 & 0 & G_{\varphi y,z}^0 \\ 0 & G_{\varphi z,y}^0 & 0 \end{pmatrix} \\ G_z^0 &= \begin{pmatrix} G_{zx,x}^0 & 0 & G_{zx,z}^0 \\ 0 & G_{zy,y}^0 & 0 \\ G_{zz,x}^0 & 0 & G_{zz,z}^0 \end{pmatrix} \end{aligned}$$

Así, con 1.14 la convolución de m con G , como se indica en 1.13, se reduce a

$$\begin{aligned}
[m_{pq} * G_{r'p,q}]_{r'} &= (m_{xx} \cos^2 \varphi + m_{yy} \sin^2 \varphi + m_{xy} \sin 2\varphi) * G_{r'x,x}^0 \\
&\quad + (m_{xx} \sin^2 \varphi + m_{yy} \cos^2 \varphi - m_{xy} \sin 2\varphi) * G_{r'y,y}^0 \\
&\quad + (m_{xz} \cos \varphi + m_{yz} \sin \varphi) * [G_{r'x,z}^0 + G_{r'z,x}^0] \\
&\quad + m_{zz} * G_{r'z,z}^0 \\
[m_{pq} * G_{\varphi'p,q}]_{\varphi'} &= \left(\frac{1}{2} (m_{yy} - m_{xx}) \sin 2\varphi + m_{xy} \cos 2\varphi \right) * [G_{\varphi'x,y}^0 + G_{\varphi'y,x}^0] \\
&\quad + (m_{yz} \cos \varphi - m_{xz} \sin \varphi) * [G_{\varphi'y,z}^0 + G_{\varphi'z,y}^0]
\end{aligned} \tag{1.15}$$

$$\begin{aligned}
[m_{pq} * G_{z'p,q}]_{z'} &= (m_{xx} \cos^2 \varphi + m_{yy} \sin^2 \varphi + m_{xy} \sin 2\varphi) * G_{z'x,x}^0 \\
&\quad + (m_{xx} \sin^2 \varphi + m_{yy} \cos^2 \varphi - m_{xy} \sin 2\varphi) * G_{z'y,y}^0 \\
&\quad + (m_{xz} \cos \varphi + m_{yz} \sin \varphi) * [G_{z'x,z}^0 + G_{z'z,x}^0] \\
&\quad + m_{zz} * G_{z'z,z}^0
\end{aligned}$$

Los componentes del tensor de Green que se necesitan pueden calcularse con cualquier método capaz de generar sismogramas sintéticos a escala regional o global (por ejemplo, Wang, 1999, Friederich y Dalkolmo, 1995).

$$\begin{aligned}
g_1 &= G_{r'x,x}^0 & g_2 &= G_{r'x,z}^0 + G_{r'z,z}^0 & g_3 &= G_{r'z,z}^0 \\
g_4 &= G_{\varphi'x,y}^0 + G_{\varphi'y,x}^0 & g_5 &= G_{\varphi'y,z}^0 + G_{\varphi'z,y}^0 & & \\
g_6 &= G_{z'x,x}^0 & g_7 &= G_{z'x,z}^0 + G_{z'z,x}^0 & g_8 &= G_{z'z,z}^0 \\
g_9 &= G_{r'y,y}^0 & g_{10} &= G_{z'y,y}^0 & &
\end{aligned} \tag{1.16}$$

Se puede establecer una traza sísmica arbitraria para el acimut $\varphi = 0$ como una combinación lineal de g_1 a g_{10} , con las entradas del tensor de momento como factores de ponderación. Por esta razón, pueden interpretarse como sismogramas elementales.

Los componentes g_9 y g_{10} contienen solo términos de campo cercano (Muller, 1985), por lo que pueden despreciarse para aplicaciones de campo lejano, como es nuestro caso.

1.6.6. Directividad

La representación puntual de la fuente sísmica, por ejemplo mediante el tensor momento sísmico, es válida en el campo lejano y cuando se ajusten longitudes de ondas más grandes que la dimensión de la ruptura (modelando los sismogramas en baja frecuencia).

Sin embargo, los sismogramas en altas frecuencias proporcionan información sobre la falla finita, por ejemplo para determinar la dimensión de la ruptura, su forma, velocidad de ruptura y una dirección preferente del proceso de ruptura, lo que se llama directividad.

Podemos diferenciar entre rupturas unilaterales, que empiezan en un extremo del área de ruptura y propagan unilateralmente hacia el otro extremo, y rupturas bilaterales, donde la ruptura empieza del centro del área de ruptura y se propaga hacia los lados.

A causa de la directividad los sismogramas registrados en estaciones localizadas por delante de la dirección de ruptura tienen amplitudes y frecuencias mayores respecto a los registrados por estaciones localizadas en la dirección opuesta (Cesca et al., 2011). Cesca et al. (2011) ha demostrado como determinar patrones unilaterales y bilaterales de directividad a partir de la distribución acimutal de las duraciones aparentes de la fuente sísmica (ASTF, apparent source time function), que se definen como las funciones temporales de la fuente sísmica determinadas a partir de los datos de una sola estación.

Por ejemplo, para una ruptura unilateral, vale la siguiente ecuación:

$$\Delta t(\varphi) = t_r + \frac{L}{v_R} - \frac{L}{v_p} \cos(\varphi) \quad (1.17)$$

Donde φ es el acimut, Δt es la duración aparente, L es la longitud de ruptura, t_r es la duración de emisión de radiación sísmica en cada punto de la fuente (rise time), v_R es la velocidad de ruptura, y v_p es la velocidad de la onda P en la región focal.

Podemos ver un ejemplo del cálculo de directividad en la figura 1.8, en el cual la cobertura azimutal de estaciones sísmicas regionales es bastante completa. En tal caso se muestran la selección manual del inicio y el final de cada pulso asociado a cada subevento, siempre que estén bien separados, excluyendo aquellas trazas donde estos pulsos se superponen y su tiempo diferencial no se puede resolver con precisión. En la imagen, el pulso representa la función de tasa de momento aparente. El tiempo centroide aparente, se calcula como el tiempo necesario para liberar la mitad del momento escalar. La relación de momento escalar entre los dos subeventos también se puede estimar a partir del área definida debajo de cada pulso de los ASTF, para cuantificar su magnitud y tamaño de ruptura.

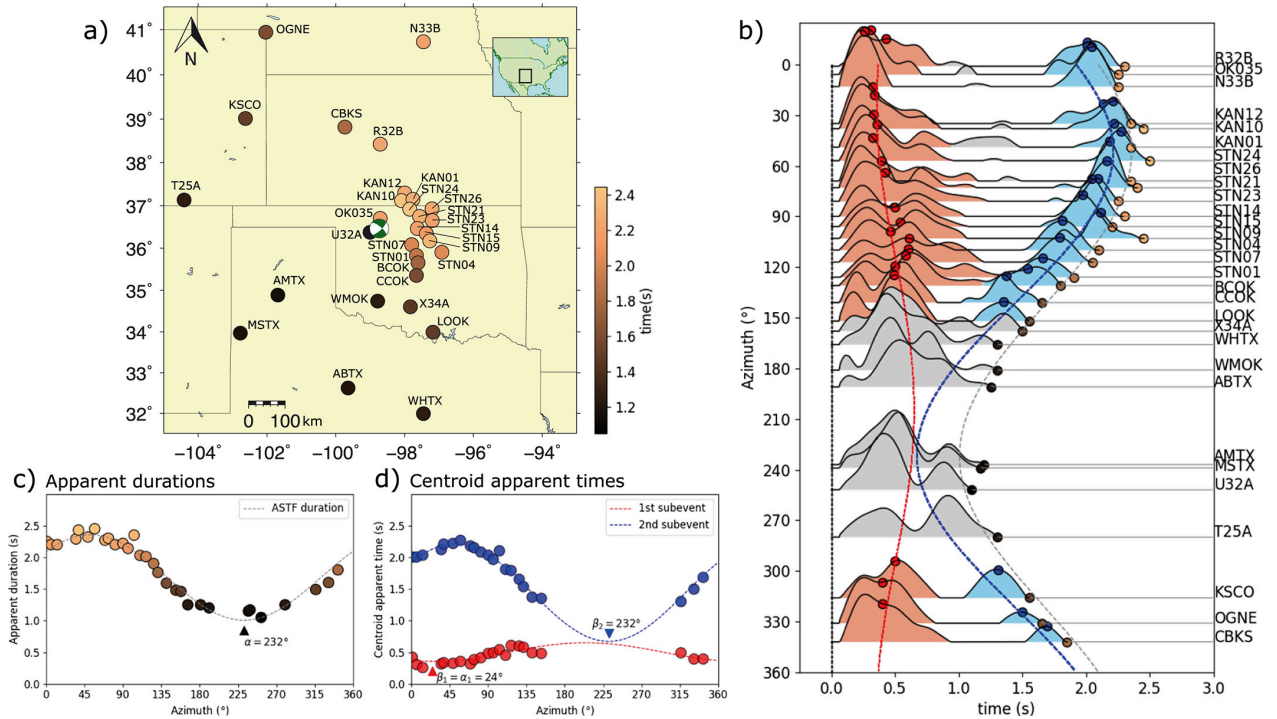


Figura 1.8: Figura tomada de López-Comino et al., (2016). Muestra el análisis de la Función Fuente Temporal Aparente (ASTF) para el terremoto de 2016 Mw 5.1 en Fairview, Oklahoma. a) Mapa regional con las estaciones sísmicas utilizadas (círculos), las duraciones aparentes (barra de color) y el mecanismo del terremoto Mw 5.1. b) ASTF para cada estación sísmica que identifica el pulso asociado con el primer subevento (área roja) y el segundo subevento (área azul), excluyendo las trazas donde estos pulsos se superponen y la contribución de cada subevento no es evidente (área gris). Las duraciones aparentes (círculos según la barra de color en a)) y los tiempos aparentes del centroide para cada subevento (puntos rojos y azules) se muestran a lo largo de los modelos resultantes (líneas discontinuas grises, rojas y azules) de c) y d). c) Inversión de las duraciones aparentes del terremoto de Mw 5.1. Se muestran las duraciones aparentes identificadas en b) (círculos según la barra de color en a)) junto con las predicciones sintéticas para el modelo invertido (líneas discontinuas grises). α indica la directividad de ruptura prevista teniendo en cuenta las duraciones aparentes. d) Inversión de los tiempos aparentes del centroide para cada subevento utilizando una búsqueda de cuadrícula completa. Tiempos aparentes centroides desde el tiempo de origen identificados en b) para el primer subevento (puntos rojos) y el segundo (puntos azules) junto con las predicciones sintéticas para el modelo invertido (líneas discontinuas rojas y azules). β_1 y β_2 indican el acimut del centroide para el primer y segundo subeventos; β_1 también representa la directividad de ruptura predicha para el primer subevento (α_1).

1.6.7. Agrupamiento de la Sismicidad Basado en Densidad

En esta sección, se ofrece una descripción general del algoritmo de agrupamiento basado en densidad incorporado en Seiscloud (Cesca, 2020), desarrollada en base al algoritmo de agrupamiento DBSCAN (Density Based Spatial Clustering of Applications with Noise. Ester et al., 1996).

Las técnicas de agrupamiento, son utilizadas en un espectro muy amplio de disciplinas científicas donde se incluye la sismología (p. ej. Cesca, 2020). La agrupación basada en densidad es uno de los principales métodos aplicados para el análisis de grandes bases de datos. Es el proceso de agrupar según su similitud, clasifica los eventos que forman parte de un mismo grupo según cumplan alguna condición de similaridad en alguno de sus atributos (Kaufman, 1990).

La agrupación de la sismicidad, consiste en dividir un catálogo sísmico $E = \{e_1, e_2, \dots, e_n\}$, y en base a una métrica de control para la similitud entre los eventos e_i formar una colección C_k de grupos (clúster) $C = \{C_1, \dots, C_k\}$, de tal manera que se cumpla:

$$C_i \subseteq E, (i = 1, 2, \dots, k) \begin{cases} \bigcap_{i=1}^k C_i = \emptyset \\ \bigcup_{i=1}^k C_i = E \end{cases} \quad (1.18)$$

La fuente sísmica, en muchos modelos sismológicos se resume a una fuente puntual en el espacio (hipocentro o centroide), así mismo, la duración del proceso de ruptura se asume muy breve (tiempo origen o centroide). De este modo, la descripción espacio-temporal de un sismo puede expresarse en cuatro 4 parámetros: **latitud, longitud, profundidad y tiempo**. Estos son algunos de los atributos elementales reportados en cualquier catálogo sísmico, y por ende, atributos candidatos para ser definidos como condición de similitud. Por consiguiente, una métrica euclidiana, sería una alternativa para cuantificar la similitud espacial, es decir, la distancia entre los hipocentros o epicentros (en el caso de que la profundidad del terremoto no esté disponible o no sea confiable); y en el mismo sentido, el tiempo transcurrido entre los tiempos de origen, describirá la similitud temporal de dos terremotos.

Distancia Entre Hipocentros

El hipocentro de un terremoto, hace referencia a una posición interior de la Tierra donde ocurrió un sismo y sin pérdida de generalidad se puede tratar como un punto tridimensional. Del mismo modo, el epicentro es una proyección del hipocentro en la superficie de la Tierra, y puede ser tratado como un punto bidimensional. Coloquialmente la distancia euclídea entre dos puntos p y q , se define como la longitud del segmento rectilíneo comprendido entre ambos. En coordenadas cartesianas, la distancia euclídea se calcula empleando el teorema de Pitágoras.

Es común que los catálogos se refieran al hipocentro en términos de dos coordenadas epicentrales (longitud y latitud) y una tercera para la profundidad. Análogamente en el espacio cartesiano son representadas por las coordenadas (x, y, z) respectivamente. Luego, para dos eventos cualesquiera del catálogo cuyos hipocentros son $p = (p_x, p_y, p_z)$ y $q = (q_x, q_y, q_z)$, se define una métrica espacial en base a una función distancia euclídea, según:

$$d_{p,q} = \sqrt{(p_x - q_x)^2 + (p_y - q_y)^2 + (p_z - q_z)^2} \quad (1.19)$$

Si bien es cierto, aquí nos hemos referido a la distancia, como medida de la longitud a la que se encuentran separados los hipocentros de dos eventos de un catálogo, el término

distancia tiene una amplia interpretación en el contexto de los algoritmos de agrupamiento. Sin embargo, hay consenso en referirse a la distancia como una métrica de cuantificación para discriminar similitudes o diferencias aplicable a cualquier tipo de atributo. Por ejemplo, en el caso de un catálogo sísmico cada evento es en sí un espacio R dimensional, por lo tanto posee R atributos (variables) asociados. En general, si dos eventos de un catálogo son sometidos a control bajo una misma métrica, sea o no para atributos espaciales, se podrá convenir en que mientras más semejanza se observe, se asumirán más próximos los eventos, de ahí que se emplee el término distancia, aunque el atributo más bien, tenga propiedades temporales.

Características del agrupamiento

Los algoritmos de agrupación basados en densidad (DBSCAN), al escanear extensos catálogos sísmicos, son capaces de reconocer fácilmente similitudes espacio-temporales entre los eventos. Para ello, Seiscloud (Cesca, 2020) resuelve la agrupación configurando condiciones que ajusten la similaridad y la métrica que la cuantifique. Esta última permitirá llevar a cabo un control sobre los eventos de un catálogo en términos de las similaridades que presenten y determinan su agrupación. Grosso modo, la densidad se describe como una relación entre un cierto número eventos similares que se distribuyen en una región determinada.

Para la detección de zonas con alta densidad de eventos, el algoritmo de agrupamiento DBSCAN será ajustado por dos parámetros de entrada:

- ε , fija el radio de máximo alcance en torno a un evento.
- N_{min} , establece el número mínimo de eventos alcanzados por la región de búsqueda.

Ingresados estos parámetros, el algoritmo configura el **límite de densidad** en términos del número mínimo N_{min} de eventos distribuidos al interior de la región que abarca un radio ε . En este sentido, el límite de densidad es el umbral que permite discriminar si una región, en torno a un evento arbitrario, presenta baja o alta ocurrencia de eventos. Para formalizar algunos términos referidos durante el proceso de agrupamiento, es conveniente definir:

- Vecindad de un evento $N\varepsilon(p)$: conjunto formado por la unión de todos de eventos los eventos individuales.
- Evento núcleo i : evento centrado en un entorno de alta densidad, o que a lo menos, alcanza el límite de densidad.
- Evento alcanzado por densidad j : evento ubicado al interior del entorno determinado por un evento i .
- Evento alcanzable por densidad: evento que logra ser alcanzado, siguiendo una cadena de eventos j a partir de i .
- Evento conectado por densidad: un evento j que sea alcanzable por densidad desde i será conectado por densidad a cualesquiera otro evento que sea también alcanzable por densidad desde i .

- Evento borde: evento centrado en un entorno que no alcanza el límite de densidad, pero es alcanzado o alcanzable por densidad.
- Evento aislado: evento centrado en un entorno que no alcanza el límite de densidad, sin posibilidad de ser borde.
- Clúster (Grupo) C : es un subconjunto no vacío del catálogo de eventos E , formado por la unión de eventos centrales y de borde.

En general, los clústers cumplen las siguientes propiedades:

1. Vencindad: $\forall i, j$, si $d_{i,j} < \varepsilon$, entonces j es alcanzado por densidad.
2. Maximalidad: $\forall i, j$, si $i \in C$ y j es alcanzado por densidad desde i , entonces $j \in C$.
3. Conectividad: $\forall p, q \in C$, p es conectado por densidad a q .
4. Un clúster $C \subset E$, contiene a lo menos N_{min} eventos.

Algoritmo de agrupamiento

El rendimiento del algoritmo DBSCAN (Density Based Spatial Clustering of Applications with Noise) para agrupar los eventos de un catálogo E , está controlado por los parámetros que controlan el umbral de densidad, N_{min} y ε mencionados anteriormente. Una condición inicial necesaria para crear un clúster C es la existencia de un elemento i , esto implica que al menos un mínimo N_{min} otros elementos j satisfacen una condición de distancia $d_{i,j} < \varepsilon$.

Cumpléndose lo anterior, cada uno de los elementos alcanzados por densidad j será evaluado respecto al cumplimiento del límite de densidad ε para verificar si su entorno se encuentra en una región densamente poblada, por consiguiente, aquellos que logren tener una cantidad suficiente N_{min} de vecinos, pasarán a ser nuevos elementos centrales, mientras que si se encuentran en regiones de menor densidad, serán considerados elementos de borde. Tanto los elementos centrales como los perimetrales, serán asignados al clúster C . Por otra parte, aquellos eventos que no estén ubicados en regiones densamente pobladas, ni sean accesibles por densidad desde un elemento central, será considerado un evento aislado, y será considerado un evento no clusterizado.

Los algoritmos de agrupamiento aplicados a catálogos y/o datos sísmicos, los algoritmos de agrupamiento han sido utilizado para identificar secuencias sísmicas y enjambres (Jacobs et al., 2013) volúmenes sismogénicos con tasas de sismicidad anómalas (p.ej. nidos sísmicos, Cesca et al., 2016; Custódio et al., 2016), terremotos con mecanismos focales parecidos (Cesca et al., 2014) o forma de onda similar (Maurer y Deichmann 1995; Cattaneo et al., 1999; Moriya et al., 2003; Wehling-Benatelli et al., 2013; Cesca et al., 2020).

En este sentido, j es algún evento del catálogo a partir del cual se aplica el algoritmo. Entonces, si j está dentro de la condición límite ε son considerados accesibles por densidad. Según esto:

- Si el número de eventos j , por lo menos, equivale al valor N_{min} se forman un clúster e inmediatamente el algoritmo los considera nuevos potenciales eventos centrales i , continuando la iteración del algoritmo, pero evaluando esta vez, si a partir de ellos $d_{i,j}$ delimita una nueva zona densamente poblada con posibles nuevos eventos alcanzables por densidad. Si en el proceso de iteración, alguno de los nuevos eventos centrales i no cumple las condiciones de una zona densamente poblada, se asume próximo a una región de menor densidad y se define como un evento borde del clúster.
- Al no cumplirse lo anterior, el algoritmo no podría continuar su proceso de iteraciones, pues si la región alrededor del evento central i no llegase a tener los N_{min} eventos j que requiere la densidad, el evento i se define como un evento aislado.

Finalmente, un clúster es formado uniendo eventos centrales y perimetrales. De este modo, los eventos aislados no serán clusterizados, pues según la métrica que defina a la densidad, estos eventos no están ubicados en regiones densamente pobladas, ni son accesibles por densidad. La figura 1.9 ilustra posibles resultados al clusterizar eventos (terremotos) con métricas de agrupamiento espacial, temporal y/o mecanismos focales.



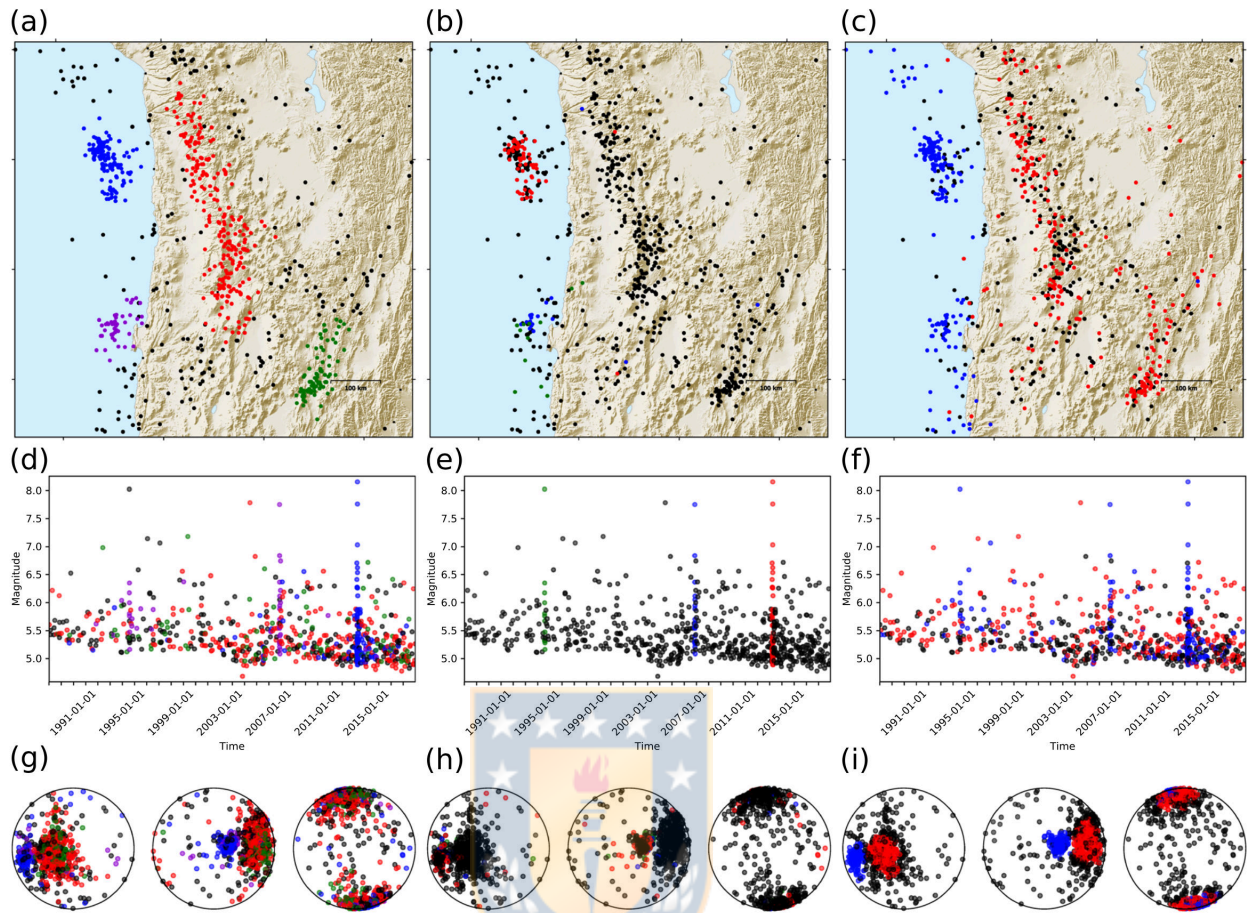


Figura 1.9: Figura tomada de Cesca S., (2020). Ejemplos de clusterización sísmica. Se comparan el uso de métricas espaciales (izquierda), temporales (centro), y mecanismos focales (derecha) aplicadas al catálogo (CMT global entre: latitudes 18–25° S, longitudes 73–65° W, profundidades 0–170 km, desde el 1 de enero de 1989 al 1 de enero de 2019). El agrupamiento espacial se realizó con $N_{min} = 20$ y $\varepsilon = 0,05$ (al menos 20 sismos en 50 km), el agrupamiento temporal con $N_{min} = 10$ y $\varepsilon = 0,02$ (al menos 10 sismos en 7.3 días), y el agrupamiento de mecanismos focales de doble par con $N_{min} = 25$ y $\varepsilon = 0,1$ (al menos 25 terremotos con ángulo Kagan inferior a 12°). Paneles: a, b, c los gráficos muestran ubicaciones hipocentrales vistos en planta; d, e, y f, la evolución temporal de las magnitudes; y g, h, i, la distribución de los ejes principales de DC (ejes de presión, tensión y nulo). Los colores corresponden a los clúster identificados en cada enfoque (rojo y azul para los dos grupos más grandes, otros colores, cuando están presentes, para clústers más pequeños y negro para eventos no agrupados). La clusterización espacial identifica cuatro agrupamientos: dos someros, detectando las secuencias Iquique (azul) y Antofagasta y Tocopilla (morado), y dos con sismicidad de profundidad intermedia (rojo, verde). El agrupamiento temporal identifica las secuencias más grandes de la región: Iquique 2014 (rojo), Tocopilla 2007 (azul) y Antofagasta 1995 (verde). El agrupamiento del mecanismo focal identifica dos familias principales: cabalgamiento paralelo al margen de la placa a poca profundidad (azul) y fallas normales con la misma orientación a profundidades intermedias (rojo).

1.7. Datos

Para llevar a cabo el análisis de la fuente sísmica de los terremotos de San Pedro y Río Loa, fueron utilizados registros de forma de onda provistos por agencias de monitoreo continuo de la sismicidad, y catálogos actualizados que detallan en forma acurada la distribución espacio-temporal de la actividad sísmica en la región. Ambas formas serán detalladas posteriormente.

Así mismo se dispuso de datos que permitieron referenciar la geometría del slab mediante el modelo Slab2 (Hayes et al., 2018) y algunas fallas corticales con evidencia de actividad neotectónica aledañas a las regiones epicentrales (p. ej. Melnick et al., 2020; Mittelstädt y Victor, 2020).

1.7.1. Formas de Onda

Para este estudio se han utilizado datos sismológicos de 31 estaciones de banda ancha, que se detallan en la Tabla S1 del material suplementario. Las estaciones pertenecen a las siguientes redes sísmicas: C, C1 (Barrientos, 2018), CX (GFZ y CNRS-INSU, 2006), GE (GEOFON Data Centre, 1993) y GT (Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS, 1993). Datos sísmicos e informaciones sobre las instalaciones y la instrumentación (metadatos) se han obtenido mediante los web services de IRIS (<http://ds.iris.edu/SeismiQuery/>) y GEOFON vía EIDA web services (<https://geofon.gfz-potsdam.de/>).

1.7.2. Catálogos Sísmicos

Por otro lado, para nuestro estudio se contó con dos catálogos de sismicidad de carácter regional, uno de ellos perteneciente al Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), para el intervalo de tiempo entre 2004-2020, accesible desde <http://www.sismologia.cl/catalogo.html>, y otro catálogo, obtenido en el estudio de Sippl et al. (2018b) y disponible como material suplementario, para el período entre 2007 y 2014. Además se utilizó el catálogo sismológico de Global CMT (Ekström et al., 2012), que proporciona información sobre los mecanismos focales para eventos globales.

1.8. Procesamiento de Datos

1.8.1. Grond: Inversión del Tensor de Momento Sísmico

El tensor momento sísmico ofrece la representación general de la fuente sísmica, cuando suponemos una aproximación de fuente puntual. Matemáticamente hablando, es un tensor simétrico de segundo orden y está completamente descrito por sus seis componentes independientes (Aki y Richards, 1980). De manera similar, Tape y Tape (2012) concuerdan que los autovalores del tensor, en términos de una matriz simétrica de 3x3, expresan tanto el tamaño

como el tipo de fuente en un terremoto, y los autovectores expresan su orientación (Tape y Tape, 2012).

El cálculo del mecanismo focal de un terremoto ofrece información sobre el momento sísmico y orientación de las fallas activadas, favorece la estimación de la orientación del campo de esfuerzos, y permite discutir sobre los procesos físicos ocurridos en la región hipocentral (Aki and Richards, 1980; Buforn, 1994; Udías y Mezcuca, 1997; Baumbach and Grosser, 2009; Bormann and Wendt, 2013). Esto último, se ajusta perfectamente a nuestra necesidad de estudio, pues buscamos comprender orientación de las fallas activas y un mayor conocimiento de los procesos físicos que provocan la anomalía de la sismicidad en nuestra zona de estudio.

Para el análisis de la fuente de los terremotos anómalos, combinamos la inversión del tensor de momento (MT) y el análisis de similitud de formas de onda para investigar más a fondo los procesos que originaron a ambos terremotos.

Realizamos una inversión del tensor de momento, basada en datos sísmicos, tomados de las bases de datos de GEOFON e IRIS. La búsqueda de resultados, se llevó a cabo, utilizando el algoritmo de inversión de fuente sísmica probabilística Grond (Heimann et al., 2018 ; Kühn et al., 2020). Grond permite ajustar simultáneamente los datos sísmicos disponibles en diferentes rangos de frecuencia, utilizando diferentes modelos de velocidad e implementando diferentes definiciones de desajuste, tanto en los dominios de tiempo como de frecuencia.

Se tomaron las siguientes precauciones para asegurar soluciones precisas y sólidas: a) confiamos en una gamma amplia de observaciones sísmicas, contando con 12 registros de estaciones sísmicas, para el evento Mw 6.2, y con 21 registros para el evento Mw 6.8, ambos casos chequeados manualmente. b) para cada evento se adoptó un modelo de velocidad regional y se consideraron sus profundidades hipocentrales.

La optimización del algoritmo de inversión comienza con una búsqueda aleatoria de los parámetros y luego los escanea progresivamente acercándose al rango de soluciones con mejor ajuste. Las incertidumbres de los parámetros se estiman mediante desde el arranque, formulando configuraciones de simulaciones para datos diferentes.

Teniendo como objetivos la confirmación y ampliación de los resultados, con una buena estimación de los tensores de momento, Gond aplica a las señales técnicas de preprocesamiento, que consisten en eliminar la respuesta instrumental de las señales, eliminar la media, filtrar en el rango de frecuencias seleccionado para finalmente recortar las señales en un ventana de tiempo dado en torno a la onda P . De este modo la inversión MT de los terremotos, consideró un número suficiente de estaciones regionales con una buena relación señal-ruido de su registros. Sus señales son llevadas al campo de desplazamientos de la forma de onda completa y discutimos solo soluciones de alta calidad de acuerdo a lo definido en Cesca et al. (2010).

Para este estudio, elegimos modelar simultáneamente formas de onda completas utilizando datos de la red permanente IPOC Seismic Network (Integrated Plate boundary Observatory Chile) con base de datos en GEOFON según el código PB, además la red permanente Chilean National Seismic Network, con base de datos en IRIS y código C.

Para la inversión, se seleccionaron estaciones ubicadas dentro de un radio de 900 km a partir del epicentro, sin embargo, aquellas más cercanas, es decir a menos de 20 km del epicentro no fueron consideradas. La construcción de sismogramas sintéticos se realizó utilizando un modelo de velocidad regional. Las funciones de green precalculadas utilizadas para el sismo Mw 6.8 fue **chile_70km_crust** disponible en la base de datos Fomosto Kinherd, mientras que para el Mw 6.2, se utilizó **nchile** la cual fue patrocinada por Cesca S. La inversión realizada, para ambos eventos, se configuró para ajustar simultáneamente diferentes conjuntos de datos, utilizando siempre las 3 componentes de los datos en la banda de frecuencia 0.02 - 0.05 Hz, de la siguiente manera:

1. Variables Inversión 1

duración: fija en 1 segundo.

tipo de mt: full.

2. Variables Inversión 2

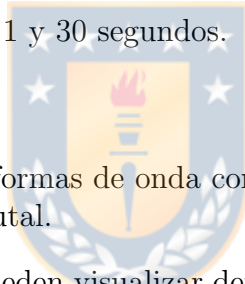
duración: variable entre 1 y 30 segundos.

tipo de mt: full.

3. Variables Inversión 3

duración: variable entre 1 y 30 segundos.

tipo de mt: deviatórica



Las ventanas de tiempo para las formas de onda completa, son variables para cada estación según distancia epicentral o acimutal.

En la sección de Anexos, se pueden visualizar detalles de los resultados para cada una de las inversiones, y para cada uno de los eventos.

Es el software que utilizamos en esta investigación para el modelado directo de datos sintéticos $\mathbf{d}_{\text{raw, synth}}$ sin procesar. Los modelos de fuentes sísmicas requieren una función de Green (GF) que represente un modelo la señal los puntos de origen y las posiciones de los receptores involucrados, con base en un modelo de velocidad media. En el problema general de la fuente sísmica, las posiciones de las fuentes cambian durante la optimización porque el desajuste se calcula para muchas configuraciones diferentes de fuente-receptor. El cálculo de los GF para cada par fuente-receptor específico, es computacionalmente costoso y sería una contribución significativa a la duración computacional total de una optimización. Por lo tanto, Grond utiliza GF precalculados, almacenados en una base de datos llamada Pyrocko GF store. Tales GF Stores se pueden crear con Fomosto, una herramienta de gestión de GF de Pyrocko (Heimann et al., 2017).

Diferentes aplicaciones necesitan diferentes tipos de GF. Para efectos del modelado directo en Grond, tenemos que distinguir entre GF para formas de onda sísmicas dinámicas y GF para desplazamiento estático de campo cercano. Hay GF globales para varios modelos de corteza terrestre estandarizados. Las GF personalizadas se pueden crear utilizando la herramienta Fomosto de la librería Pyrocko y una elección adecuada del método numérico para calcular los GF (back-end de Fomosto) (Heimann et al., 2017).

1.8.2. Directividad a partir de la distribución acimutal de las duraciones aparentes

Este procesamiento consistió en la aplicación de dos pasos principales.

1. Determinación de las ASTFs. Para determinar la duración aparente de las funciones temporales en cada estación, se ha integrado dos veces la señal de la onda P (a partir del sismograma en velocidad), que representa una aproximación de la ASTF. En este proceso se han visualizado todas las trazas para eliminar los registros afectados por ruido sísmico. Las ASTFs se normalizaron de acuerdo a su área (momento sísmico).
2. Modelado de la distribución acimutal de las ASTFs. En este paso se consideraron, para cada terremoto, los dos posibles planos de falla (a partir del tensor momento sísmico), y diferentes procesos de rupturas, unilaterales y bilaterales, con el fin de encontrar el modelo que explica mejor la distribución acimutal de las ASTFs.

1.8.3. Seiscloud: Agrupamiento de la sismicidad

Para aplicar el software Seiscloud, se siguieron los pasos siguientes:

1. Preparación de un fichero de configuración, donde se definen, por ejemplo, la métrica a utilizar, los parámetros de clústering y el catálogo sísmico.
2. Generación de la carpeta de proyecto, donde se guarda toda la información necesaria para reproducir los resultados.
3. Cálculo de la matriz de similaridad, una matriz cuadrada y simétrica de la dimensión del catálogo, en la que se evalúa la similaridad entre cada pareja de terremotos.
4. Agrupamiento de la sismicidad mediante la que se determinan la existencia y cantidad de clústers y los terremotos que los componen.
5. Generación de los catálogos para cada clúster y de las figuras que describen los resultados.

Capítulo 2

Seismic Source Analysis of two Anomalous Earthquakes in Northern Chile

Carlos Tassara^{1,2}, Simone Cesca³, Matthew Miller², José Ángel López-Comino^{4,5}, Christian Sippl⁶, Joaquín Cortés-Aranda⁷, Bernd Schurr³

Author affiliations:

1. Facultad de Ciencias, Universidad Arturo Prat, Iquique, Chile
2. Programa Magíster en Geofísica, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
3. Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany
4. Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, Granada, Spain.
5. Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Granada, Spain.
6. The Institute of Geophysics, Czech Academy of Sciences, Prague, Czech Republic
7. Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

Corresponding author:

Carlos Tassara
Universidad Arturo Prat
Facultad de Ciencias
Iquique – Chile

2.1. Abstract

Northern Chile is a seismically very active region driven by subduction of the Nazca plate beneath the South American plate. Anomalous focal mechanisms were reported by interna-

tional agencies for two recent earthquakes with magnitudes larger than Mw 6. The September 11, 2020, Mw 6.2 Loa River earthquake occurred in the forearc under the Coastal Cordillera and had a strike-slip mechanism, while most common regional seismicity is characterised by NS-oriented, trench-parallel, thrust mechanisms, consistent with the subduction geometry. The June 3, 2020, Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake occurred at intermediate depth with a normal faulting mechanism. In this case, the anomalous behavior involves the NW-SE striking of the focal mechanism, which deviate from the typical NS orientation in the region. In this study we reconstruct the rupture geometry for these two earthquakes by means of moment tensor inversion, rupture directivity analysis and aftershock distribution. Seismological results are discussed in the frame of the spatial and temporal distribution of local seismicity, which are analyzed using clustering techniques. Our results show that both earthquakes reveal the activation of seismogenic structures in the continental crust or within the subducting oceanic crust close to the subduction interface. The Loa River earthquake occurred at the base of the continental crust, at the contact with the slab. This finding highlights the role of seismicity associated with crustal faults in the South American plate, which poses a secondary seismic hazard for the region, alongside the seismicity directly associated with the subduction zone. The San Pedro de Atacama earthquake, in turn, occurred within the subducting slab. Its anomalous mechanism may indicate a local anomaly in the geometry of the subducting slab. **Keywords:** moment tensor inversion, rupture directivity, earthquake clustering, Northern Chile.

2.2. Introduction



Chile is among the most seismically active countries on Earth. Seismicity is mainly driven by the convergence of Nazca and South American plates ($\sim 6,8$ cm/year; Métois et al., 2012; Vigny et al., 2009), causing megathrust earthquakes such as the Mw 9.5 Valdivia earthquake, the largest instrumentally-recorded earthquake to date (Barrientos and Ward, 1990). According to Madariaga (1998), the Chilean subduction zone hosts in average one event with magnitude above 8.0 every 10 years. The possibility that this region will see large earthquakes in the next few years (Hayes et al., 2014) justifies the high scientific interest from the international scientific community to study and understand the seismicity in this region.

The deployment of local and regional networks, such as those run by IPOC (Integrated Plate Boundary Observatory Chile, GFZ and CNRS-INSU, 2006) improved substantially the seismic monitoring, allowing the detection of low magnitude earthquakes, improving the location accuracy and estimating seismic source parameters (Cesca, 2018; Sippl et al., 2018; 2019; Soto et al., 2019). The good network coverage has reduced the magnitude of completeness, so that regional seismic catalogues grown substantially in size. However, large datasets can make it difficult to identify and extract the most useful information contained within them. The development of algorithms able to process large seismic datasets (e.g., Cesca, 2020; Sippl et al., 2018; Soto et al., 2019; Soto and Schurr, 2021) and automatically identify and extract information about seismicity patterns, offers the opportunity to reveal seismic processes in great detail.

The regional seismicity along the Chilean subduction zone is often described according

to its depth range, considering shallow (depth of less than 70 km), intermediate (70-300 km depth) and deep (more than 300 km) seismicity (Stein and Wysession, 2009). Seismicity can further occur within a tectonic plate (intraplate, upper or lower plate) or at the contact among plates (interplate). The seismicity of Chile is predominantly interplate, with thrust mechanisms, at shallow depths; then intraplate, with extensional mechanisms, at intermediate depths (Madariaga, 1998; Sippl et al., 2019). Interplate earthquakes are predominant in this region and, given their shallow depth, potentially large magnitudes and tsunamigenic potential, represent a major threat for the local population with consequences similar to the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake (Ruegg et al., 2009; Moreno et al., 2012) or the 1960 Valdivia megathrust (Cifuentes 1989; Barrientos and Ward, 1990; Madariaga, 1998) whose tsunami propagated to the Eastern coast of the Pacific. In Northern Chile, the last large magnitude earthquake occurred in Iquique in 2014 (Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014; Cesca et al., 2016), with a magnitude of 8.1-8.2. However, it is also worth noting that intermediate depth earthquakes in Chile and neighboring regions have been among the most destructive (e.g. the 1939 Chillán earthquake, Astroza et al., 2005, and the 1993 Deep Bolivian earthquake, Myers et al. 1995). Shallow crustal seismicity was also reported in the continental crust, associated with active faulting (Bloch et al. 2014, Metclaff and Kapp 2015).

Previous seismicity studies in Northern Chile focused mostly on the analysis of larger magnitude earthquakes and their sequences, such as the Tarapacá earthquake in 2005 (Delouis y Legrand, 2007), the Tocopilla earthquake in 2007 (Delouis et al., 2009; Schurr et al., 2012) and the Iquique earthquake in 2014 (Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014; Cesca et al., 2016). Some more recent studies took advantage of the densification of the regional network, and more complete seismic catalogues, to investigate smaller earthquakes and the local seismicity patterns that they create. For example, Sippl et al. (2018; 2019) relocated 101.601 earthquakes thanks to the continuous seismic records of the IPOC monitoring network (GFZ and CNRS-INSU, 2006). This study discussed the spatial distribution of seismicity and mapped the geometry of the subduction zone and some active faults with unprecedented accuracy and resolution for the region. The study provides a detailed description of the regional seismicity, the generated seismic catalogue for the study region being complete above magnitude 2.0. However, the catalogue is limited to the period of 8 years from 2007 to 2014. Local and regional seismic catalogues, such as the one from Sippl et al. (2018) and the one elaborated by the National Seismological Centre (CSN), provide a substantial improvement compared to global catalogues (e.g. Brudzinski et al., 2007; Syracuse and Abers, 2006), which only collect information on larger earthquakes in this region (magnitude above 4.5) and present greater location uncertainties. As well as highlighting the depth distribution pattern, with the seismicity distributed over the three aforementioned depth ranges (2.1), Sippl et al. (2018) identified a double seismicity band in the shallower part of the subduction zone, which evolves into a more diffuse seismicity pattern at greater depths (Sippl et al. 2019). Sippl et al. (2018) also details the heterogeneity of the crustal seismicity in the South American plate, which varies significantly at different latitudes (2.2). On the other hand, the limited temporal coverage of the catalogue is testimony to how temporary networks can only offer accurate data only within their limited installation period (Abers et al., 2006; Protti et al., 1994; Rietbrock and Waldhauser, 2004). Bloch et al. (2014) recorded weak crustal seismicity north of 22.5°S, while Sippl et al. (2018) show the existence of shallow outer forearc seismicity at 22.5°S to 23°S, although many shallow seismicity clusters may correspond to explosions or induced seismicity at pit mines.

Cesca (2018) extended the information on focal mechanisms in Northern Chile, producing a catalogue with more than 1,500 moment tensors corresponding to intraplate events. This study confirms the predominance of reverse mechanisms at less than 70 km depth, as well as the predominance of normal faulting mechanisms for deeper events. The latter was also confirmed by Sippl et al. (2019) from 620 moment tensors of intraplate events. Furthermore, it suggests a segmentation along the plate margin with at least three segments, from North to South, marked by slightly-rotated focal mechanisms (??), which may reflect subduction segments with different geometries or stress field. Metcalf and Kapp (2015) focused on shallow crustal seismicity and determined extensional focal mechanisms in the outer forearc between 22°S and 25°S. Some of these focal mechanisms have geometries consistent with mapped scarps produced by active faults. Meneses (2014) analyzed the seismicity of Northern Chile between January 2011 and May 2013 using records from temporary installations such as the Iquique Local Network and PicArray (Cesca et al., 2018). Besides estimating hypocenters and magnitudes (Ml and Mw), this study resolved focal mechanisms for 366 events. Results demonstrate the importance of intermediate-depth intraplate seismicity and highlight how focal mechanisms show an important change in the North-South direction, suggesting a transition from an extensive regime to a locally compressive one around 21.5°, and leaving for discussion whether this situation could be due to anomalies in the subduction zone.

In 2020, Northern Chile was struck by two earthquakes with a magnitude greater than Mw 6.0 (2.1), which caused some slight damage to neighbouring populated areas (diarioUchile 2020). One occurred on June 3, with magnitude Mw 6.8, epicentre 50 km SW of San Pedro de Atacama with coordinates 23.18°S, 68.42°W and a depth of 98 km. According to global catalogues (GEOFON, Global CMT), the focal mechanism corresponded to normal faulting with NW-SE orientation of its nodal planes (GEOFON catalogue), which slightly differs from the average strike of intermediate depth earthquakes in Northern Chile, which is rather NNW-SSE (Fig. S1). The second earthquake occurred on September 11, with magnitude Mw 6.2, epicentre close to the mouth of the Loa River (21.40°S, 69.77°W) and a depth of 47 km. In this case, the reported strike-slip mechanism (GEOFON and Global CMT catalogues) is unusual in an area where N-S oriented reverse mechanisms are predominant. Due to their geographic locations, from now on we refer to these events as the San Pedro and Loa River earthquakes, respectively.

By investigating the details of their rupture processes and seismic sequences, we aim to resolve the geometry and extension of seismogenic structures and active faults that could accommodate relative movements in the different subduction segments. Since these two earthquakes have a considerable magnitude, a better knowledge of active faults is also relevant for the estimation of the seismic hazard of the region. We combine a spatial and temporal analysis of the local seismicity in the hypocentral regions of these earthquakes, based on different available seismic catalogues, aftershock relocation, moment tensor inversion using regional data (e.g. Heimann et al., 2018; Cesca et al., 2011) and a directivity analysis (e.g. López-Comino et al., 2016).

2.3. Data and methods

2.3.1. Data: seismic catalogues and waveforms

In this study we consider three reference seismic catalogues. The first reference is the seismic catalogue of the National Seismological Center (CSN) of the University of Chile, considering a time period of 17 years, from 2004 to 2020. Additionally, we consider the Global CMT catalogue (Ekström et al., 2012), which only contains moment tensor information for major events, typically larger than Mw 5.5, but provides information on moment tensors. Finally, the regional catalogue by Sippl et al. (2018) includes the most accurate hypocentral locations, but only covers a time interval of 8 years, between 2007 and 2014. The configuration of the seismological networks that monitor the region changed significantly over time, especially after the 2010 Maule earthquake when a network densification helped to improve the location accuracy (Barrientos, 2018). This also implies a temporal variation of the quality of the locations and the completeness of the seismic catalogues. Our study focuses on the regions surrounding the two target earthquakes, between 23.75 and 22.75 Latitude South and 68.00 and 69.00 Longitude West for the San Pedro earthquake, and 21.75 and 21.00 Latitude South and 69.5 to 70.25 Longitude West for the Loa River earthquake.

Waveforms and instrumental responses were obtained for all open seismic stations within 900 km of the epicentres of the earthquakes (2.1). The data belongs to the stations of the following seismic networks: C, C1 (Barrientos, 2018), CX (GFZ and CNRS-INSU, 2006), GE (GEOFON Data Center, 1993) and GT (Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS, 1993). Seismic data and information on facilities and instrumentation (metadata) were obtained through the IRIS web services (<http://ds.iris.edu/SeismiQuery/>) and GEOFON via EIDA (<https://geofon.gfz-potsdam.de>).

2.3.2. Moment tensor inversion

The moment tensor (MT) inversion allows to resolve the seismic source parameters under a point source approximation. The parameters that can be estimated are the location of the centroid, the orientation of the fault and auxiliary plane, the seismic moment and moment magnitude, and the presence of non-double couple components. In this study, we used the open source software Grond for MT inversions (Heimann et al., 2018; Kühn et al., 2020), which implements Bayesian bootstrapping to estimate source parameter uncertainties. The selection of the frequency band depends on the earthquake magnitude (Ekström et al., 2012). Synthetic seismograms (Heimann et al., 2019) are calculated using Green's functions precomputed with the QSEIS orthonormal propagation algorithm (Wang, 1999). Grond selects the appropriate time window to compare observed and synthetic seismograms, using the theoretical arrival of P or S waves as a reference.

In this study, we adopted a regional velocity model for Northern Chile, which was used in previous studies (Cesca et al., 2016). Synthetic seismograms were calculated for epicentral distances up to 1000 km and depths up to 150 km. For both earthquakes, we perform two inversions: first, we inverted the six independent components of the full moment tensor, and

then we adopted a deviatoric model, imposing no isotropic component. Simultaneously, the seismic moment, location and time of the centroid were solved. We fitted full displacement waveforms rotated in the vertical, radial and transverse components, and applied a bandpass filter between 0.02 and 0.05 Hz, which is usual for the range of target magnitudes (e.g. Cesca et al., 2010). For the estimation of uncertainties using bootstrap, 100 different data configurations were considered. In the optimization process, 22,000 iterations were carried out, which guarantees the good convergence of the seismic source parameters. Prior to inversion, the seismic data were manually displayed, removing a few waveforms, e.g. in the presence of high levels of seismic noise, gaps in the data and/or anomalous amplitudes, which are attributed to errors in the instrumental responses.

2.3.3. Directivity analysis

Rupture directivity, either in the form of a unilateral or bilateral rupture, can help to resolve the ambiguity between fault and auxiliary planes that is intrinsic to a point source model. Rupture directivity can be determined from the observation of different apparent rupture durations at seismic stations located at different azimuths. For example, in the case of a unilateral rupture, shorter durations are observed at stations located in the direction of the rupture, and longer durations in the opposite direction. In this study, we analyzed the rupture directivity for the two earthquakes under study following the method described in López-Comino et al. (2016). Since the foci of the two earthquakes are relatively deep, i.e. greater than 40 km, the initial portion of the P wave is well separated from the subsequent seismic phases. This improves the estimation of the apparent duration of the rupture, and its displacement record at regional distances represents a good approximation of the apparent source time function (see, for example, Beck et al., 1995; Tibi et al., 1999). To estimate the apparent duration from the P wave onset, an automatic process has been used to identify the maximum of the slip function, obtained from the displacement integral, as a proxy for the source time function (STF). In this process, all waveforms are visually evaluated, excluding few seismic records affected by higher seismic noise. The apparent source time functions (ASTF) were normalized according to their area (seismic moment). Finally the azimuthal distribution of the apparent durations were fitted assuming theoretical models for pure unilateral and bilateral ruptures (Cesca et al., 2011).

2.3.4. Aftershock series

We used the same automatic processing routines for event detection, phase picking and relocation as described in detail by Sippl et al. (2018) for the source regions and post-seismic periods of the two studied earthquakes. This includes relocation of the events in a 2D velocity model and relative location using catalog and cross-correlation based differential travel times using the hypoDD algorithm (Waldhauser and Ellsworth, 2000). The latter was done relative to the entire catalog of Sippl et al. (2018), such that comparison against long-term seismic architecture is ensured.

2.3.5. Seismicity clusters

For the detection of earthquake clusters we used the seiscld clustering algorithm (Cesca et al., 2014; Cesca, 2020), which is based on the seismicity density. This method is applied in this study to identify groups of earthquakes with a similar hypocentral location (spatial clustering) or with a similar origin time (temporal clustering). In both cases, the method scans the distribution of the seismic catalogue, searching for regions with a high seismic density, which correspond to seismicity clusters. The boundaries of each cluster are defined according to a predefined density threshold, which is described by two parameters: ε , describing the size of a neighbourhood around a target earthquakes, and N_{min} , describing the number of neighboring events. An earthquake forms a cluster whenever there are at least N_{min} neighboring earthquakes at a distance less than ε (this 'distance' or metric is defined as the hypocentral distance for spatial clustering, and as the time two between earthquakes for temporal clustering). Isolated earthquakes and those located in regions of low seismicity density remain unclustered.

In this study we aimed at simultaneously resolving a limited number of clusters, while reducing the number of unclustered events (Cesca, 2020). For spatial clustering, we used the hypocentral distance as the metric. We originally considered the CSN seismic catalogue for the time period between 2004-2020. We considered two sub-catalogs, corresponding to the regions around the hypocentral location of the two target earthquakes. We considered only events with magnitude $ML > 2.8$. The first sub-catalog includes 1476 events in the San Pedro earthquake region and the second sub-catalogue has 1241 events in the Loa River earthquake region. For spatial clustering we chose the clustering parameters $\varepsilon = 0,01$ and $N_{min} = 30$. This means that a cluster will be identified whenever an earthquake is surrounded by at least 30 other earthquakes within a hypocentral distance of 10 km.

2.4. Results

2.4.1. Moment tensor inversion

In this section we discuss in detail the MT inversion results. The solutions of deviatoric MTs are similar to the corresponding full MTs; they are reported in Table 1. For the San Pedro earthquake we resolved a normal faulting mechanism with NW-SE orientation (Tab. 1, 2.2). We estimated a magnitude M_w of 6.80 ± 0.01 , depth 108 ± 2 km, and duration 8.7 ± 1.6 s. The non-double pair component includes a CLVD component of $10 \pm 4\%$ and an isotropic component of $14 \pm 15\%$. On the other hand, the result of the inversion for the Loa River earthquake (Tab. 1, 2.2), resolved a strike-slip mechanism with nodal planes oriented NE-SW and NW-SE, respectively. Nodal plane 1 has a strike of 41° , dip 77° and rake 28° . The nodal plane 2 has a strike 304° , dip 63° and rake 165° . The estimated M_w is 6.17 ± 0.04 , which is in agreement with global catalogues. The depth (47 ± 3 km) suggests that the earthquake focus was close to the plate interface. The estimated duration was 10.1 ± 3.2 s with a small non-double couple component: CLVD $-2.0 \pm 15.0\%$ and isotropic component $5 \pm 9\%$.

Figure 2 shows the results of the moment tensor inversion for the San Pedro and Loa River earthquakes, respectively. Panels (a) and (d) show the best solution and its decomposition into isotropic, deviatoric, double couple (DC), and compensated linear vector dipole (CLVD) components. Panels (b) and (e) show the representation of the momentum tensor as the P radiation pattern, after superimposing the solutions obtained for each bootstrap chain. In these graphical representations the clear separation of black and white tones, with the best solution marked by thick red lines, confirms the stability of our solutions. Finally, panels (c) and (f) show some examples of fits among the observed and synthetic waveforms for the vertical (Z), radial (R), and transverse (T) components at three stations (all waveform fits are provided in Suppl. Figs. S2 and S3). The good waveform fit (2.2) and the low uncertainties of the seismic source parameters confirm the high quality of the MT solutions for both earthquakes.

2.4.2. Directivity

In the case of the San Pedro earthquake, we estimated apparent durations of the seismic source between ~ 5 and ~ 10 s. The longest apparent durations are found for stations located to the North and to the South of the epicentre. The azimuthal distribution of the apparent source time functions (2.3) can be well fitted, assuming a bilateral rupture propagating to the North and to the South. This direction, however, is not inconsistent with the strike of the two planes and could imply a rupture with a substantial upward or downward component. The source time function (2.3b) showed some complexity: the seismic moment is mainly released in the initial phase of the rupture, in the first 5-6 s. The presence of a second peak in the source time function, which is visible for some azimuths and in correspondence to the longest apparent durations (2.3b), could either reflect the heterogeneity of the slip, but also the presence of at least two sub-events, i.e. the main shock and an early aftershock. For the Loa River earthquake, the directivity study does not provide information on the geometry of the fault plane, since the apparent source time functions have a similar duration at most stations with no clear azimuthal variation.

2.4.3. Aftershock patterns

For the San Pedro event, we detected 120 aftershocks until the end of 2020, and for the Rio Loa event 372 aftershocks for the two weeks following the event. Therefore, the larger San Pedro event produced significantly fewer aftershocks in a longer time period than the smaller Rio Loa event. This is consistent with the low aftershock productivity found by Sippl et al. (2019) for intermediate depth intraplate events in Northern Chile. Both aftershock sequences collapse clearly onto a planar structure (strike $\sim 310^\circ$, dip $\sim 80^\circ$ for the Rio Loa, strike $\sim 340^\circ$, dip $\sim 70^\circ$ for the San Pedro earthquake) when cut at the right angle (2.6).

For the San Pedro earthquake, the steeply NE-dipping plane appears as the fault plane from the aftershock distribution. They define a rupture region of approximately 20 x 20 km inside the slab about 20 km below the slab surface (slab2.0; Hayes et al. 2018). We relocated the mainshock at 122 km depth at the bottom of the aftershock zone, indicating an upward

rupture.

For the Rio Loa earthquake, the NW-striking plane appears as the fault plane in map view (~ 12 km along strike extent) and cross section (2.6). We relocated the mainshock at 56 km depth, a few kilometers below the plate interface modelled by Sippl et al. (2018) for their large catalog (2.6d) and again at the bottom of the aftershock zone. The aftershock series forms a planar cluster reaching steeply for about 10 km into the upper plate, again indicating an upward rupture.

2.4.4. Seismicity clusters

In each of the study regions, the clustering algorithm identified a spatial cluster that includes the main earthquake and a number of smaller magnitude earthquakes (2.4 and 2.5). Applying spatial clustering to the catalogue by Sippl et al., (2018), which refers to the period 2007-2014, prior to the occurrence of the studied earthquakes, we obtained slightly different results (Fig. S4): the spatial cluster is resolved for the Loa River earthquake, but not for the San Pedro de Atacama earthquake.

The spatial clustering procedure identified two seismicity clusters. The largest cluster (628 earthquakes) is located approximately in the region $22.75^\circ - 23.25^\circ$ Lat S and $68.5^\circ - 69.0^\circ$ Lon W, extends along the NNE-SSO direction and corresponds to the longer band of intermediate seismicity which is distributed sub-parallel to the plate margin, with a depth range of ~ 90 -105 km in this region. The second cluster, which is of interest for our study, is located between $23.1^\circ - 23.4^\circ$ Lat S and $68.4^\circ - 68.7^\circ$ Lon W. We refer to this family of earthquakes as the San Pedro cluster, as it includes the earthquake with the same name. The cluster includes 67 earthquakes. It is a compact cluster, extending laterally only ~ 200 km², with a roughly circular shape. At depth, it is located at 98-127 km (90 % confidence interval) over a relatively broad range. The main shock is located in the lower part of the cluster, while other clustered earthquakes, including the 2020 aftershocks, are located shallower. The resolved fault geometry, dipping NE, provide evidence for the upward reactivation of a subducted outer rise fault. The San Pedro cluster was repeatedly active over the last decades (2.4a-c). According to the CSN catalogue, some earthquakes occurred here as early as 2005. A more significant activity, with earthquakes with magnitude larger than Mw 5, took place in 2009 and 2015. However, the cluster presented an abundant activity in 2020, reaching the maximum magnitude of Mw 6.8 (San Pedro earthquake) and a substantial increase of the seismicity rate, with 34 earthquakes within 106 days (June 2 to September 18, 2020), 18 of those in the first 5 days. The increase in seismicity in 2020 at the focal region, compared to previous times, explains why the cluster is not identified using the catalogue by Sippl et al. (2018), which ends in 2014 (Fig. S4a). The temporal evolution of the seismicity in 2020 displays the pattern of a mainshock-aftershock sequence, with the first event having the largest magnitude (Ml 6.9 in the CSN catalogue, Mw 6.8 according to Global CMT).

In the case of the Loa River region, two seismicity clusters are resolved (2.5). The largest one, which we refer to as the Loa River cluster, comprises of 355 events, including the 2020 Loa River Mw 6.2 earthquake. A second smaller and shallower cluster is resolved further to the NW. The Loa River cluster is elongated along the NW-SE direction, with a lateral

extension of approximately 25 km. The same orientation (Fig. S4b) is identified using the catalogue by Sippl et al., (2018). These results reinforce the conclusion that the focal plane of the earthquake is oriented NW-SE with a strike of 304° , consistent with our moment tensor solution (2.2). At depth, the cluster extends between 36 and 59 km (90 % confidence interval), in the vicinity of the subduction interface. The completeness of the catalogue seems to vary over time, with the most complete seismic catalogue starting in 2007. Since then, the cluster has been active in a sustained, albeit discontinuous, manner. Earthquakes of greater magnitude ($M_l \geq 5$) occurred in 2010, 2014 and 2019, exceeding M_l 6 only in the case of the 2020 Loa River earthquake. Temporary increases in the seismicity rate took place in 2016 and 2019. However, the seismicity rate of 2020 (108 earthquakes in the 14 days after the main earthquake) is unprecedented in this region. Also the 2020 Loa River seismic sequence has characteristics of a mainshock-aftershock type sequence. The largest magnitude earthquake (M_w 6.2) occurs at the beginning of the sequence, only preceded by two weak magnitude earthquakes in the previous days.

2.5. Discussion

Our MT results confirm the anomaly in the focal mechanisms of the two earthquakes studied. The normal faulting mechanism of the San Pedro de Atacama earthquake has a strike angle of 334° (NW-SE), which deviates from the average NNW-SSE orientation in Northern Chile, but is common at latitudes between 23° and 25° Lat S (Figs. 4, S1), which could imply a regional anomaly of the subduction geometry at these latitudes. The strike-slip mechanism of the Loa River earthquake is also anomalous, compared to the NS-oriented reverse mechanism, which is typical of the seismicity associated with the shallow part of the subduction in northern Chile. However, also in this case, the observation of a strike-slip mechanism in the region is not unique, and was resolved for smaller magnitude earthquakes of the Loa River cluster occurring inside the upper plate in the past (González et al. 2022). The strike-slip mechanism of the Loa River earthquake is coherent with the kinematics of formerly mapped faults in the area as the Chomache and Salar Grande faults (Carrizo et al. 2008).

Comparing the results of moment tensor, directivity and spatial clustering (2.6) is useful to infer the geometry and extent of the activated seismogenic structures. The location of the centroid places the earthquake in the subducting oceanic crust, at about 108 km depth, roughly in the center of the aftershock zone and above the relocated mainshock hypocenter (122 km depth). For the San Pedro earthquake, the directivity analysis prevents a robust discrimination between the fault and auxiliary plane. However, the joint interpretation of the MT and the aftershock relocation (2.6) suggests that the San Pedro earthquake ruptured along the steeper fault plane, dipping to the Northeast (strike = 334° , dip = 65° , rake = -93°). It is worth noting that the resolved fault plane geometry is different to those of other intermediate depth events in Northern Chile, for which the fault plane is known, e.g. the one proposed for the 2005 M_w 7.8 Tarapacá earthquake (Delouis and Legrand, 2007). An additional extension of the rupture towards the North and South, as inferred by the rupture directivity analysis, suggests an approximate rupture length of 45 km and a rupture speed of 2.8 km/s, which are compatible with typical values found for shallow earthquakes (Chounet et

al., 2018). Finally, we point out the limited lateral extent of the San Pedro cluster (2.6), with a diameter of ~ 20 km, compared to the NS extent of the rupture area of the main shock, estimated from empirical relations (Wells and Coppersmith 1994). This possibly indicates that seismicity is confined within a compact volume, where local temperature and pressure conditions allow a brittle failure. We note that little further SW, a great Mw 8 intraplate event occurred in 1950 (Kausel and Campos, 1992), indicating that the seismogenic plate is nonetheless able to accommodate much larger events.

The moment tensor inversion resolves a strike-slip focal mechanism for the Loa River earthquake, with a fault plane oriented NW-SE and another NE-SW. The directivity analysis does not help to constrain the fault plane orientation, but excludes a strong lateral propagation of the rupture. Conversely, the spatial clustering results and the relocation of aftershocks (2.6) identify a clear geometry of the activated cluster. Its NW-SE orientation, consistent with the strike of one focal plane, constrains the fault plane to the one with strike 304° , dip 63° . The hypocenter location places the start of the rupture at 56 km depth just below the plate interface, which is estimated at a depth 51 km at this location (Hayes et al., 2018), while the location of the centroid and most of the aftershocks are located above the plate interface, in the lower part of the continental crust. Again, the upward migration suggested by the relative locations of mainshock and aftershock partially explain the lack of substantial differences between apparent source time functions estimated at different azimuths. The event occurred near the bottom of the seismogenic part of the plate interface (Sippl et al., 2019), where slab dehydration is thought to cause high fluid pressure inside the oceanic crust and megathrust fault zone (Audet et al., 2009; Behr and Bürgmann, 2021). The Rio Loa event potentially is an expression of fault zone breaching and fluid escape into the upper plate, facilitating rupture of the deepest extent of the continental crust, at a depth that is otherwise considered mostly aseismic. Similar, but smaller scale seismic structures were observed inside the aftershock sequence of the M8 Antofagasta earthquake 1995 slightly further south (Nippres and Rietbrock, 2007). González et al. (2021) suggested similar locations and fault plane geometry, based on the relocation of seismicity. According to empirical relationships (Wells and Coppersmith, 1994), the aftershock zone of the Mw 6.2 of the Loa River earthquake measures an area of $\sim 12 \times 10$ km, which is significantly smaller than the spatial extent of the Loa River cluster. Considering that this cluster extends for about 40 km, this could potentially host a larger magnitude earthquake, which we estimate as Mw 6.7; in this case the rupture would involve the entire extension of the cluster. On the other hand, González et al. (2021) found that North of the Loa River, the kinematics of the NW-SE trending faults in the upper part of the plate are predominantly dextral strike-slips, consistent with that suggested for the 2020 Loa River earthquake, while faults striking Westward see predominantly thrust motion.

Although the tectonic setting in Northern Chile is mainly governed by the subduction of the Nazca plate under the South American plate (Vigny et al., 2009; Ruiz and Madariaga, 2012; Cesca et al., 2016), our study reveals that faults in the continental crust of the South American plate can produce earthquakes of magnitude greater than Mw 6, as is the case of the Loa River earthquake. In particular, strike-slip earthquake mechanisms are consistent with the occurrence of dextral faults in the area, like the Chomache fault (e.g., Carrizo et al., 2008; Allmendinger and González, 2010), thus reinforcing the seismic potential of crustal faults in the Northern Chile Forearc. This type of seismicity is relevant for the seismic hazard assessment. In fact, the peak ground acceleration (PGA) observed after the Rio Loa

earthquake was equal to ~ 0.93 g, even larger than for the Mw 8.1 Iquique earthquake. In the case of the San Pedro earthquake the PGA was lower (~ 0.15 g), due to its larger hypocentral depth. Although our study focuses only on two earthquakes, our results are in agreement with the segmentation of the Northern Chile subduction zone, suggested by previous studies (Cesca et al., 2016; Sippl et al., 2018). Indeed, the average orientation of normal faulting mechanisms is rather NW-SE at latitudes 23° to 25° S, whereas N-S or NNW-SSE orientations are more typical further to the North and South. This range of latitudes also corresponds to morphological anomalies near the coast (Mejillones peninsula) and in the interior of Chile (Puna plateau; Valenzuela Malebrán et al. 2022), coupling anomalies (González et al., 2021), as well as anomalies in the shallow (Kummerow et al., 2010) and deep (Valenzuela et al., submitted) seismicity. This set of observations suggests some variation in the properties of the subduction zone for this range of latitudes.

2.6. Conclusions

In this study, we analysed the seismic sources of two recent earthquakes in Northern Chile, namely the June 3, 2020, Mw 6.8 San Pedro de Atacama and the September 11, 2020, Mw 6.2 Loa River earthquakes. We resolved the geometry of the activated faults. Our seismological study combines seismic source inversion techniques, based on the analysis and modelling of waveforms for the determination of the moment tensor and directivity, with the analysis of their aftershock sequences and the application of clustering techniques to the background seismicity in the two focal regions. The joint interpretation allowed us to reconstruct the geometry of the active faults, discussing the temporal evolution of the seismicity and evaluate their seismogenic potential.

The focal mechanism for the San Pedro earthquake is characterised by normal faulting, as frequently observed for intermediate depth seismicity in Northern Chile. The resolved NW-SE orientation of the fault plane is characteristic of a limited band of latitudes, but deviates from the predominant geometry of the intermediate depth seismicity in Northern Chile (Fig. S1). The centroid location and aftershock series suggests that the San Pedro earthquake occurred within the subducted plate. The aftershocks suggest that the steeply NE dipping nodal plane was the fault plane. The anomalous orientation of the fault plane is interpreted as a local anomaly of the subduction geometry. The Loa River earthquake presents a strike-slip focal mechanism, which confirms also for this earthquake an anomalous mechanism. The regional seismicity here is indeed characterised by NS oriented shallowly dipping thrust mechanisms associated with the Northern Chile subduction zone. The joint analysis of the Loa River earthquake source and the local seismicity suggests the activation of a fault deep in the continental crust, with the seismicity located close to the contact with the plate interface. The temporal evolution of seismicity shows seismic activity in this seismicity cluster for more than 15 years, although discontinuous in time.

These new results have some general implications for the seismicity in Northern Chile. The rotated moment tensor of the San Pedro earthquake and neighboring earthquakes, compared to intermediate depth events to the North and to the South, would support some anomalies in the subduction geometry at these latitudes. On the other hand, the characteristics of the

Loa River earthquake highlight the presence of deep faults in the continental crust, that can produce damaging earthquakes of $M_w > 6$. The two earthquakes were felt. Considering that this type of seismicity is located near the coast, is relatively shallow, and can include earthquakes with magnitudes larger than $M_w 6$ and ruptures of up to 40-50 km, our results point out how such crustal seismicity contributes to the regional seismic hazard, in addition to the predominant seismicity associated with the subduction zone. Therefore, studying these intermediate-depth earthquakes and the corresponding seismogenic structures is essential for an improved understanding of the seismic hazard in Northern Chile.

2.7. Data availability

In this study we used seismological data from 31 broadband stations (Tab. S1). These stations belong to the following seismic networks: **C**, **C1** (Barrientos, 2018), **CX** (GFZ and CNRS-INSU, 2006), **GE** (GEOFON Data Center, 1993) and **GT** (Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS, 1993). Seismic data and metadata have been obtained using **IRIS** web services (<http://ds.iris.edu/SeismiQuery/>) and **GEOFON** web services (<https://geofon.gfz-potsdam.de/>). Additionally, we used two regional seismicity catalogues, one of them belonging to the National Seismological Center of Chile (CSN) for the time interval between 2004-2020, accessible at <http://www.seismologia.cl/catalogo.html>, and another catalogue produced by Sippl et al. (2018) and available as supplementary material, for the period between 2007 and 2014. In addition, we made use of the Global CMT seismological catalog (Ekström, et al., 2012), which provides information on focal mechanisms.

2.8. Acknowledgements

We are thankful to the editor, Dr. Andrés Folguera, and to two anonymous reviewers for constructive suggestions. Research by JCA is funded by the 11180509 Fondecyt Iniciación Project; he is also young researcher of the Millennium Nucleus CYCLO. J.A.L.-C. was financed by the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under the Marie Skłodowska-Curie grant agreement N° 754446 and UGR Research and Knowledge Transfer Found – Athenea3i; and by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation)–Projektnummer (407141557). We are thankful to the National Seismological Center for sharing its seismic catalogue. We are also thankful to all institutions running seismological networks in Northern Chile and making this data available. In particular, this work strongly relies on the seismological data (GFZ German Research Centre for Geosciences and Institut des Sciences de l'Univers-Centre National de la Recherche CNRS-INSU 2006) and network deployed thanks to the Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC) project (<http://www.ipoc-network.org>). Some of the figures were generated using the pyrocko library (Heinmann et al., 2017) and/or GMT 5.4.5 (Wessel et al., 2013).

2.9. Figures

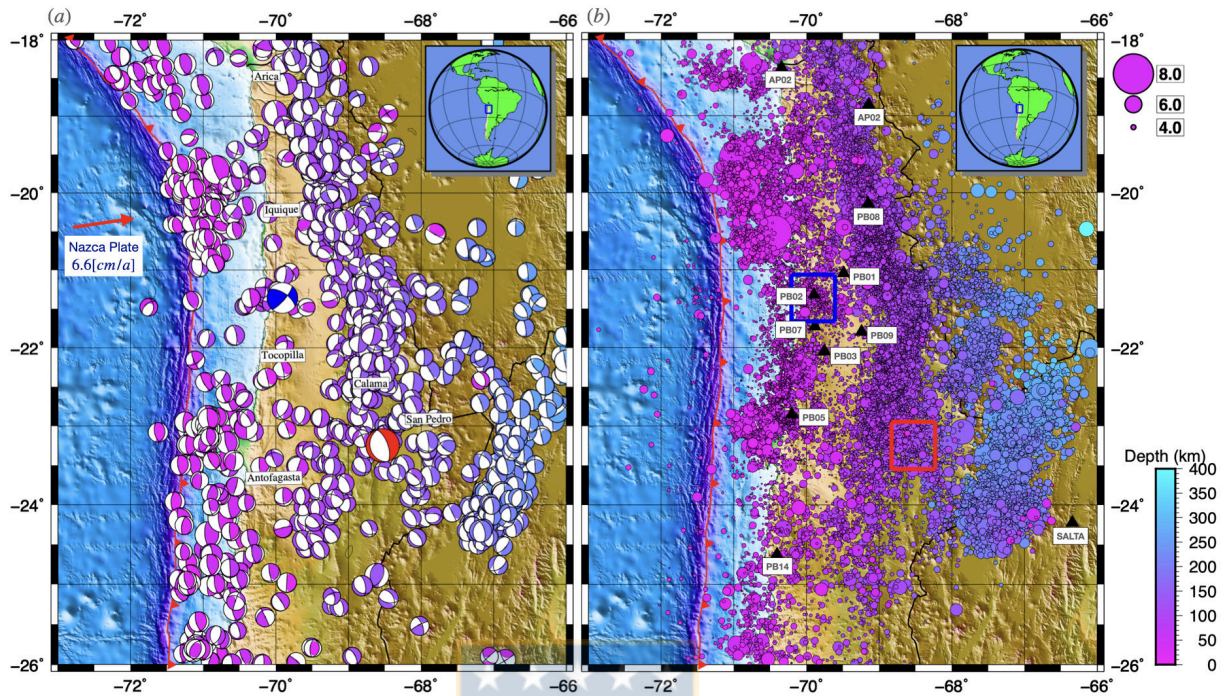


Figura 2.1: Seismicity of Northern Chile. (a) Double couple focal mechanisms (Global CMT catalogue since 1976). Larger focal spheres denoted in red and blue denote the two solutions of the target earthquakes (Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake, red, and Mw 6.2 Loa River earthquake, blue). (b) Epicentral locations (CSN catalogue 2004-2020, limited to magnitudes $M_I \geq 3.5$). The colour bar corresponds to the hypocentral depth, the symbol sizes are proportional to the magnitudes. Black triangles indicate the location of seismic stations used in this work. Blue and red rectangles mark the regions of the two target earthquakes.

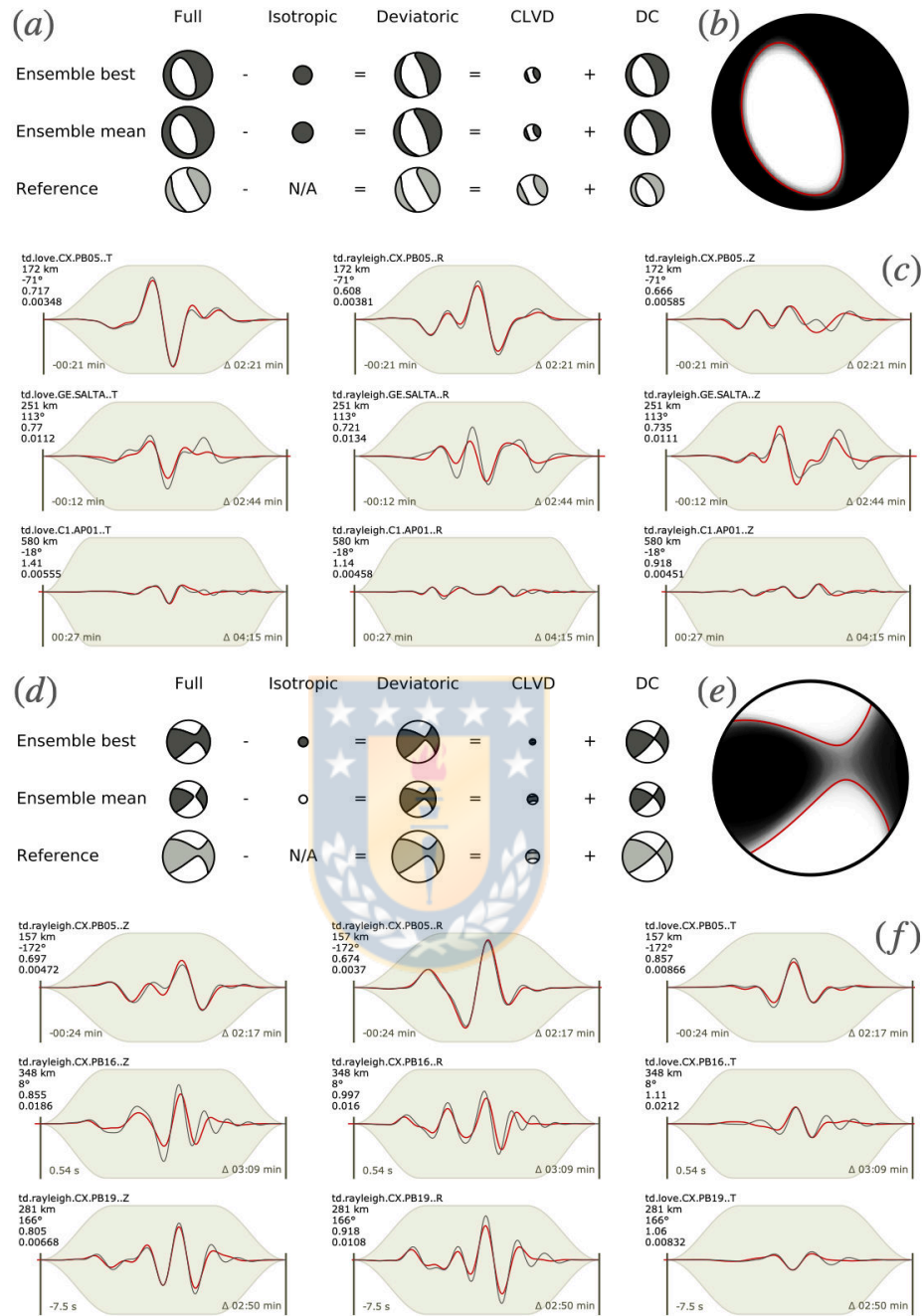


Figure 2.2: Summary of moment tensor inversion results for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake (a,b,c), and the Mw 6.2 Loa River earthquake (d, e, f). The figure shows the best and mean moment tensor solutions, as well as the Global CMT reference, and their decomposition (a, d). Composite focal spheres are obtained by superposing the ensemble of solutions obtained by bootstrap (b, e). Examples of waveform fits (c, f): black seismograms correspond to observations, red ones to synthetics, the text reports the name of the seismic station, spatial component, epicentral distance, azimuth, maximum amplitude and weight of each observation.

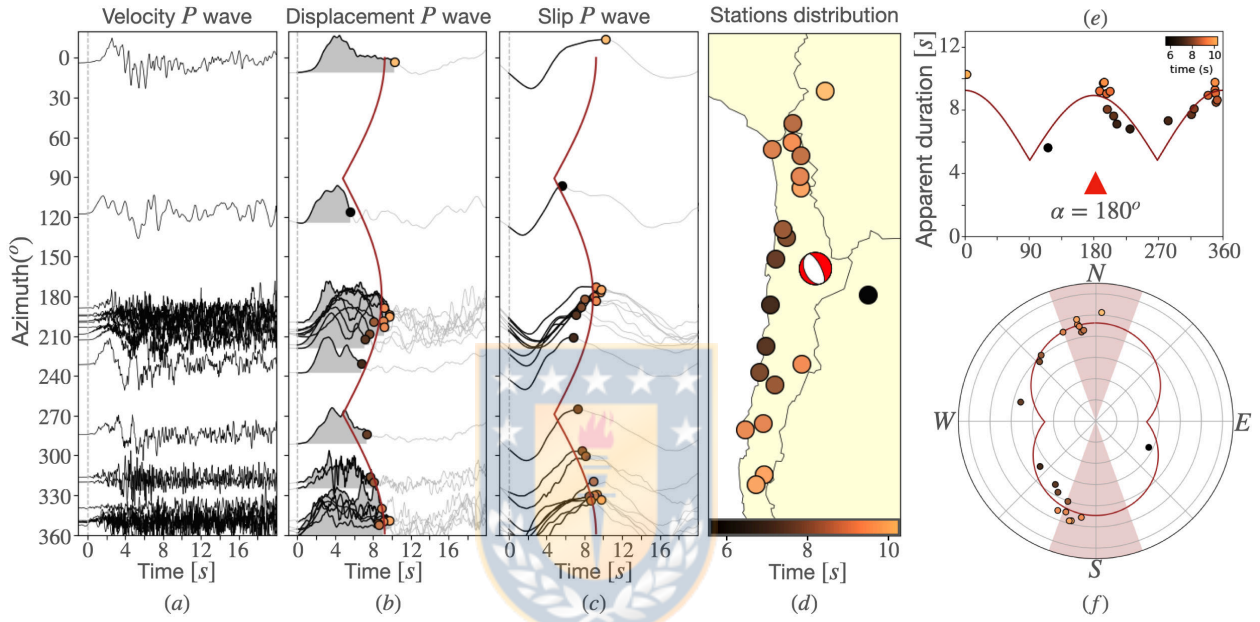


Figure 2.3: Results of the directivity analysis for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake. (a) Seismograms (vertical scale velocity) for the first arrival of the P wave for the vertical components, (b) corresponding seismograms after one integration (displacement); and after two integrations in (c), from which the duration of the seismic source is obtained (circles, with, with colours denoting the apparent duration). (d) Map of the distribution of seismic stations, where the circle colour indicates the apparent duration of the seismic source. The distribution of the apparent durations as a function of azimuth (circles in panels e, f) is consistent with the theoretical model of a bilateral rupture (red lines) and implies a bilateral rupture towards North and South (pink area in the panel f).

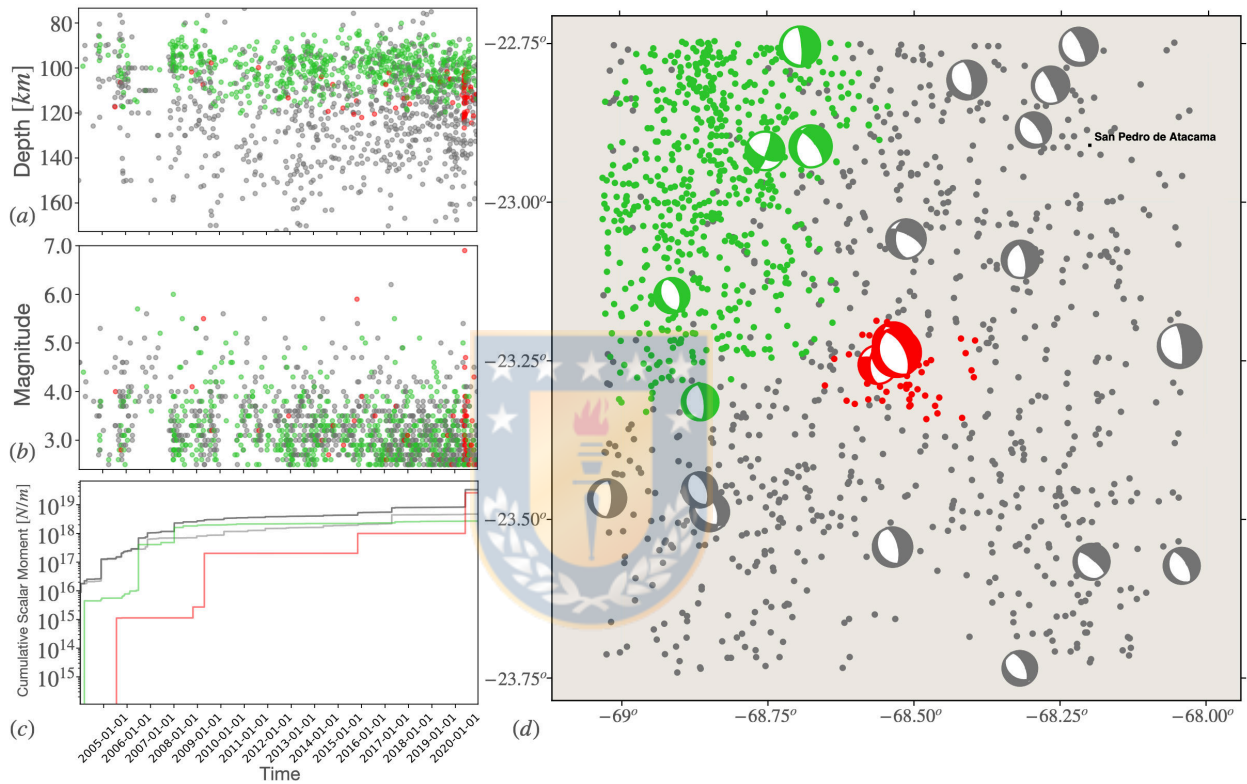


Figura 2.4: Spatial clustering results for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake. (a) Depths, (b) magnitudes and (c) cumulative seismic moment of the local seismicity as a function of time; (d) seismicity map and clustering results. The target cluster is denoted in red, a second cluster in green, and unclustered events in grey.

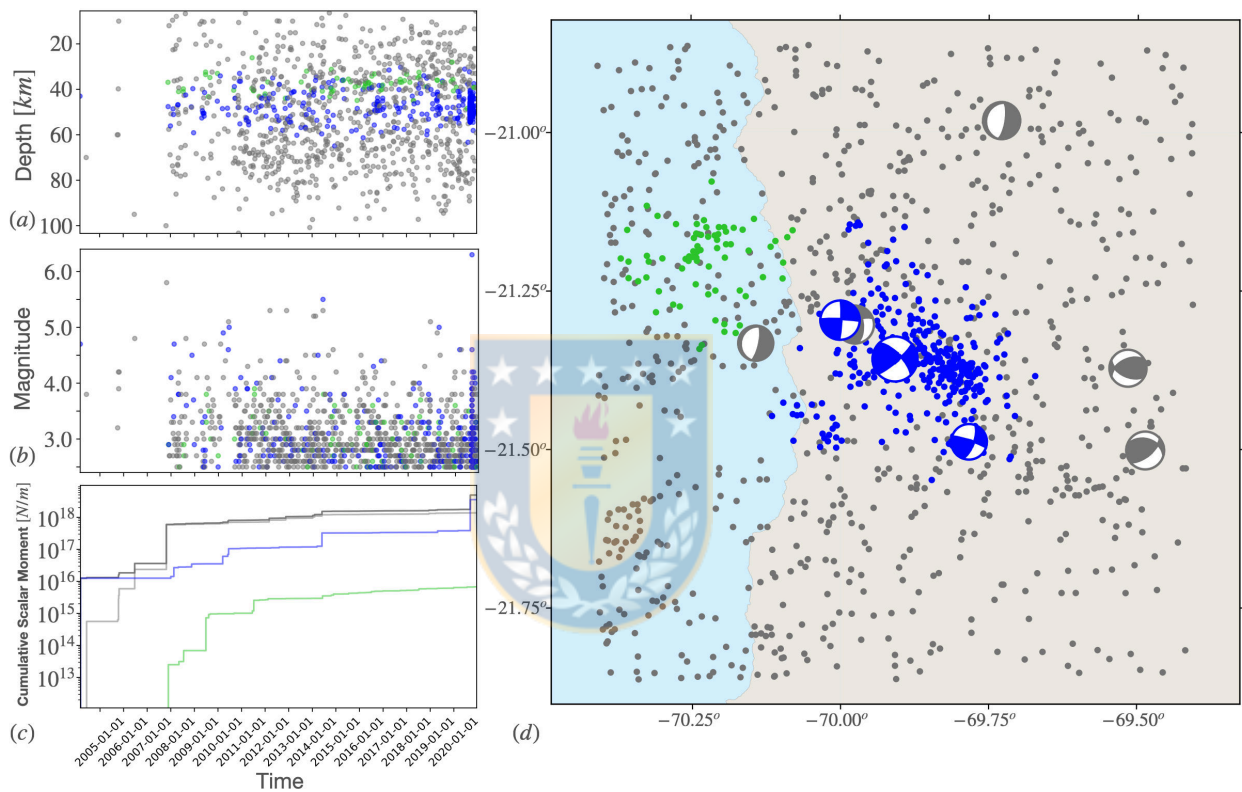


Figure 2.5: Spatial clustering results for the Mw 6.2 Loa River earthquake. (a) Depths, (b) magnitudes and (c) cumulative seismic moment of the local seismicity as a function of time; (d) seismicity map and clustering results. The target cluster is denoted in blue, a second cluster in green, and unclustered events in grey.

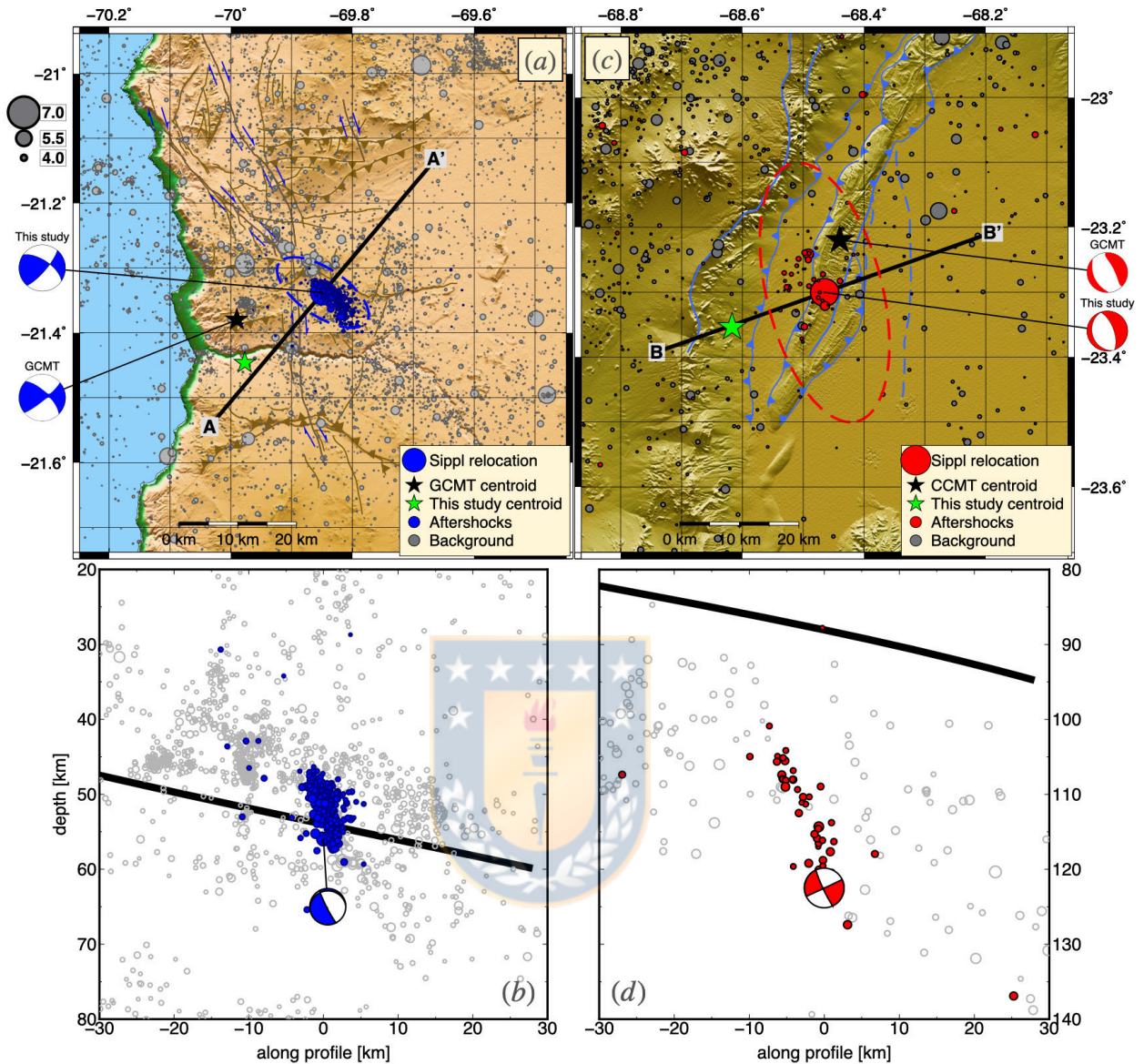


Figure 2.6: Interpretation of the rupture process for the Loa River (a, b) and San Pedro de Atacama (c, d) earthquakes, projected in map view (a, c) and along vertical EW cross sections (b, d). The maps show the locations of seismicity, according to the CSN catalogue. Coloured circles denote clustered hypocentres and stars centroid locations. Colour ellipses (a, c) are the projection of the rupture areas, which size is determined based on the earthquake magnitude, centred at the catalogue hypocentral locations whose size is determined based on the earthquake magnitude, centred at the catalogue hypocentral locations. Orientation and length (black lines) for profiles AA' and BB' plotted in b) and d) is indicated. b) and d) Vertical AA' and BB' profiles through aftershock zones relocated relative to the catalog of Sippl et al. (2018). Thick black lines mark the slab geometry cut along the chosen profiles, according to the slab model of Sippl et al. (2018) in b) and Slab2.0 (Hayes et al., 2018) in d). Brown (panel a) and blue (c) lines represent mapped crustal faults with evidence for neotectonic activity (Mittelstädt and Victor, 2020; Melnick et al., 2020).

Capítulo 3

Discusión y Conclusión

3.1. Discusión

Nuestros resultados de MT evidencian una anomalía en los mecanismos focales de los dos terremotos estudiados. El mecanismo normal del terremoto de San Pedro de Atacama tiene un ángulo de strike de 166° (NO-SE), que se desvía significativamente de la geometría del margen de placa, que es orientado entre NNE-SSO a estas latitudes. Sin embargo, cierto número de tensores momento para terremotos intermedios en esta región muestran una orientación similar, según el catálogo Global CMT (figura 2.4), lo que sugiere una anomalía regional de la geometría de la subducción a estas latitudes. El mecanismo focal de cizalla del terremoto de Río Loa es seguramente anómalo, comparado con el mecanismo reverso orientado NS, que es típico de la sismicidad superficial asociada a la subducción en el norte de Chile. Sin embargo, incluso en este caso, la observación de un mecanismo de cizalla no es única, y ha sido expresada en el pasado por terremotos de menor magnitud del clúster de Río Loa.

La interpretación conjunta de los resultados de MT y directividad, sugiere que el sismo de San Pedro tuvo una ruptura bilateral con una longitud de aproximadamente 45 km. Se estima una velocidad de ruptura de 2.8 km/s, que es compatible con los valores típicos para terremotos superficiales (Chounet et al., 2018). La localización del centroide sitúa el terremoto en la corteza oceánica que subduce, a unos 108 km de profundidad. Identificamos como plano de falla el que buza hacia el Oeste (strike= 166° , dip= 25° , rake= -8°) y por lo tanto buza en dirección opuesta al slab. Esta geometría del plano de falla es compatible con la que se ha determinado para otros terremotos intermedios en el norte de Chile. El caso más emblemático es el del terremoto de Tarapacá de 2005 (Delouis y Legrand, 2007), con una magnitud Mw 7.8. En último lugar, observamos lo compacto que resulta el clúster de San Pedro (figura 2.6), con un diámetro de 20 km, con respecto al área de ruptura estimada para el terremoto principal a partir de relaciones empíricas (Wells y Coppersmith, 1994), posiblemente debido a que el volumen sismogénico es compacto, dependiendo de condiciones locales de temperaturas y presiones que permiten la ocurrencia de terremotos. Una extensión limitada del volumen sismogénico sugiere que difícilmente pueden ocurrir terremotos aún más grandes en esa región.

La inversión del tensor momento, resuelve para el terremoto de Río Loa un mecanismo de cizalla, con un plano orientado NO-SE y otro NE-SO. En este caso el análisis de directividad no ofrece información adicional sobre la orientación del plano de falla o sobre la dirección del proceso de ruptura. Sin embargo, los resultados del clústering identifican una clara geometría del clúster activado. Observamos una concordancia entre la geometría del clúster, que se extiende en dirección NO-SE, y la orientación de un plano focal. Por eso, identificamos como plano de falla el que presenta un strike de 304° y un buzamiento de 63° . La localización del centroide ubica la ruptura en la parte inferior de la corteza continental, muy cerca al interfaz entre las placas. Una conclusión análoga, en términos de geometría y localización de la falla en la corteza continental, se ha hecho a partir de la relocalización de la sismicidad (González et al., 2021). Según relaciones empíricas (Wells y Coppersmith, 1994), la magnitud Mw 6.2 del terremoto de Río Loa se corresponde a un área de ruptura circular con diámetro de 19 km abarcando una área menor que la determinada por la dimensión espacial del propio clúster. Considerando que el clúster de Río Loa se extiende por unos 40 km en la dirección NW-SE, eso implica una amenaza latente en la zona de un terremoto de magnitud Mw 6.7, en el caso de una ruptura que involucre toda la extensión del clúster. Por otra parte, González et al. (2021), evidencian que al norte del Río Loa, la cinemática de las fallas con rumbo NW-SE en la parte superior de la placa está dominada por deslizamientos de rumbo dextral, coherente con el que sugerimos para el terremoto de Río Loa de 2020, mientras que las fallas de la placa superior con rumbo más al oeste están dominadas por fallas inversas.

A pesar de que el entorno tectónico en el norte de Chile se rige principalmente por la subducción de Nazca bajo la Sudamericana (Vigny et al., 2009; Ruiz y Madariaga, 2012; Cesca et al., 2016), nuestro estudio revela que fallas superficiales en la corteza continental de la placa Sudamericana pueden producir terremotos de magnitud superior a Mw 6, como es el caso del terremoto de Río Loa. Por otro lado, nuestro estudio ofrece resultados que soportan la segmentación de la subducción en el norte de Chile, sugerida por estudios anteriores (Cesca et al., 2016; Sippl et al., 2018). En efecto, sea el terremoto de San Pedro de Atacama que otros terremotos intermedios con latitudes entre 26° y 24° Lat. S muestran una geometría anómala, con orientaciones NO-SE, diferentes a la orientación N-S sub-paralela al margen de placa, que es típica más al Norte y más al Sur. Este rango de latitudes también se corresponde a anomalías morfológicas cerca de la costa (Península de Mejillones) y en el interior de Chile (altiplano de Puna), anomalías de acoplamiento (González et al., 2021), así como anomalías en la sismicidad superficial (Kummerow et al., 2010) y profunda (Valenzuela et al., 2022). El conjunto de observaciones sugiere alguna variación en las propiedades de la subducción para este rango de latitudes.

3.2. Conclusión

En este estudio se han analizado con éxito las fuentes sísmicas de dos terremotos recientes, el de San Pedro de Atacama (Mw 6.8, 6.3.2020) y el de Río Loa (Mw 6.2, 9.11.2020), resolviendo la geometría de las fallas activadas. La motivación para el estudio de estos dos terremotos, a parte de su magnitud $M_w > 6$, se debe a los tensores momento elaborados por el catálogo Global CMT (Ekstrom et al, 2012), que sugieren para ambos un mecanismo focal anómalo. El estudio sismológico se ha llevado a cabo combinando técnicas de inversión de la fuente sísmica, basadas en el análisis y modelado de las formas de onda para la determinación del tensor momento y de la directividad, con técnicas de clústering, para la determinación de la distribución espacial de la sismicidad en las dos regiones focales. La interpretación conjunta de los dos resultados nos ha permitido reconstruir la geometría de las fallas activas, discutir la evolución temporal de su sismicidad y evaluar su potencial sismogénico.

El mecanismo focal para el terremoto de San Pedro se caracteriza por una falla normal, como es típico por la sismicidad intermedia en el norte de Chile. Sin embargo el momento tensor que se ha determinado confirma una orientación NO-SE del mecanismo, presenta el plano de falla en una dirección NO-SE, que se desvía significativamente de la geometría típica de la sismicidad regional del margen de placa, normalmente orientado entre NNE-SSO, paralelo al margen de placa. La localización del centroide sugiere que el terremoto de San Pedro ha ocurrido en la subducción. En consecuencia, la orientación NO-SE del plano de falla sugiere una anomalía local de la geometría de la subducción.

Por su parte, el terremoto de Río Loa presenta un mecanismo focal de cizalla. También en este caso, se confirma la anomalía del mecanismo focal, ya que la mayoría de la sismicidad en esa zona muestra un mecanismo inverso orientado NS, compatible con la geometría de la subducción, que es anómalo en una región donde son típicos los mecanismos reversos orientados NS, propio de la sismicidad superficial asociada a la subducción en el norte de Chile. El análisis conjunto del terremoto de Río Loa y de la sismicidad local sugiere la activación de una falla cortical en la corteza continental, con la sismicidad localizada cerca al contacto con la subducción. La evolución temporal de la sismicidad muestra actividad sísmica en este clúster de sismicidad durante más de 15 años, aunque discontinua en el tiempo.

Nuestros nuevos resultados tienen implicaciones generales para la sismicidad en el norte de Chile. Por un lado, se confirma una segmentación regional de la subducción a lo largo del margen de falla, identificando un segmento anómalo para latitudes compatibles con el epicentro del terremoto de San Pedro (26° - 24° Lat S). Por otro lado, las características del terremoto de Río Loa ponen en relieve la presencia de fallas corticales que pueden producir terremotos de $M_w > 6$. Considerando que este tipo de sismicidad se localiza cerca de la costa, tiene hipocentros relativamente superficiales y puede producir terremotos con rupturas de hasta 40-50 km, se pone en relieve como esta sismicidad cortical contribuye al hazard sísmico regional, junto con la sismicidad predominante asociada a la subducción.

Referencias

(s.f.).

- Abers, G., van Keken, P., Kneller, E., Ferris, A., y Stachnik, J. (2006). The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4), 387–397.
- Agnew, D. C., Lee, W., Kanamori, H., Jennings, P., y Kisslinger, C. (2002). History of seismology. *International handbook of earthquake and engineering seismology*, 81(A), 3–11.
- Aki, K., y Richards, P. G. (2002). Quantitative seismology. *Calif: University Science Books*.
- Albuquerque Seismological Laboratory USGS. (1993). *Global telemetered seismograph network (usaf/usgs)*. International Federation of Digital Seismograph Networks. Descargado de <https://www.fdsn.org/networks/detail/GT/> doi: 10.7914/SN/GT
- Allmendinger, R. W., y González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to quaternary tectonics of the coastal cordillera, northern chile. *Tectonophysics*, 495(1-2), 93–110.
- Arabasz Jr, W. J. (1971). *Geological and geophysical studies of the atacama fault zone in northern chile* (Tesis Doctoral no publicada). California Institute of Technology.
- Astroza, M., Sandoval, M., y Kausel, E. (2005). Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia. *IX Jornadas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile*.
- Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., y Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225), 76–78. Descargado de <https://doi.org/10.1038/nature07650> doi: 10.1038/nature07650
- Babeyko, A., y Sobolev, S. V. (2008). High-resolution numerical modeling of stress distribution in visco-elasto-plastic subducting slabs. *Lithos*, 103(1-2), 205–216.
- Barazangi, M., y Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the nazca plate beneath south america. *Geology*, 4(11), 686-692.
- Barrientos, S., y National Seismological Center (CSN) Team. (2018, 02). The seismic network of chile. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 467-474. Descargado de <https://doi.org/10.1785/0220160195> doi: 10.1785/0220160195
- Barrientos, S., y Ward, S. (1990, 12). The 1960 chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3), 589-598. Descargado de <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x> doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x
- Beck, S., Silver, P., Wallace, T., y James, D. (1995). Directivity analysis of the deep bolivian earthquake of june 9, 1994. *Geophysical Research Letters*, 22(16), 2257-2260. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/95GL01089> doi: <https://doi.org/10.1029/95GL01089>
- Behr, W. M., y Bürgmann, R. (2021). What´s down there? the structures, materials and environment of deep-seated slow slip and tremor. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 379(2193), 20200218. Descargado de <https://royalsocietypublishing.org/doi/abs/10.1098/rsta.2020.0218> doi: 10.1098/rsta.2020.0218
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., y Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the north chile subduction zone.

- Nature Geoscience*, 6(6), 462–467.
- Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., y Shapiro, S. (2014). High-resolution image of the north chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, 197(3), 1744–1749.
- Bloch, W., Schurr, B., Kummerow, J., Salazar, P., y Shapiro, S. A. (2018). From slab coupling to slab pull: Stress segmentation in the subducting nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5407–5416. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018GL078793> doi: <https://doi.org/10.1029/2018GL078793>
- Bormann, P., Wendt, S., y DiGiacomo, D. (2013). Seismic sources and source parameters. En *New manual of seismological observatory practice 2 (nmsop2)* (pp. 1–259). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Brudzinski, M., Thurber, C., Hacker, B., y Engdahl, R. (2007). Global prevalence of double benioff zones. *Science*, 316(5830), 1472–1474. Descargado de <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.1139204> doi: 10.1126/science.1139204
- Bufo, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, 6(6).
- Bufo, E., y Pro, C. (2006). Mecanismo focal y sismotectónica: aportación de agustín udías. *Física de la Tierra*, 18, 11–23.
- Cahill, T., y Isacks, B. (s.f.). Seismicity and shape of the subducted nazca plate (1992) j. *Geophys. Res*, 97, 17–503.
- Carrizo, D., Gonzalez, G., y Dunai, T. (2008). Neogene constriction in the northern chilean coastal cordillera: Neotectonics and surface dating using cosmogenic ²¹ne. *Revista geológica de Chile*, 35(1), 01–38.
- Cattaneo, M., Augliera, P., Spallarossa, D., y Lanza, V. (1999). A waveform similarity approach to investigate seismicity patterns. *Natural hazards*, 19(2), 123–138.
- Cesca, S. (2018, 09). Massive regional moment tensor inversion reveals the segmentation of the northern chile subduction. En *36th general assembly of the european seismological commission* (p. 295). (Scientific Sessions)
- Cesca, S. (2020). Seiscloud, a tool for density-based seismicity clustering and visualization. *Journal of Seismology*, 24(3), 443–457. Descargado de <https://doi.org/10.1007/s10950-020-09921-8> doi: 10.1007/s10950-020-09921-8
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., Dahm, T., Kriegerowski, M., Sobiesiak, M., ... Olcay, M. (2016, 02). The mw 8.1 2014 iquique, chile, seismic sequence: a tale of foreshocks and aftershocks. *Geophysical Journal International*, 204(3), 1766–1780. Descargado de <https://doi.org/10.1093/gji/ggv544> doi: 10.1093/gji/ggv544
- Cesca, S., Heimann, S., y Dahm, T. (2011). Rapid directivity detection by azimuthal amplitude spectra inversion. *Journal of Seismology*, 15(1), 147–164. Descargado de <https://doi.org/10.1007/s10950-010-9217-4> doi: 10.1007/s10950-010-9217-4
- Cesca, S., Heimann, S., Stammer, K., y Dahm, T. (2010). Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6). Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009JB006450> doi: <https://doi.org/10.1029/2009JB006450>
- Cesca, S., Sobiesiak, M., Tassara, C., Olcay, M., Günther, E., Mikulla, S., y Dahm, T. (2018). The iquique local network and picarray.
- Cesca, S., Şen, A. T., y Dahm, T. (2013, 12). Seismicity monitoring by cluster analysis of moment tensors. *Geophysical Journal International*, 196(3), 1813–1826. Descargado de <https://doi.org/10.1093/gji/ggt492> doi: 10.1093/gji/ggt492

- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in chile.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., ... Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the central andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Chounet, A., Vallée, M., Causse, M., y Courboux, F. (2018). Global catalog of earthquake rupture velocities shows anticorrelation between stress drop and rupture velocity. *Tectonophysics*, 733, 148-158. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195117304572> (Physics of Earthquake Rupture Propagation) doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.005>
- Cifuentes, I. (1989). The 1960 chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B1), 665-680. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JB094iB01p00665> doi: <https://doi.org/10.1029/JB094iB01p00665>
- Comte, D., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Haessler, H., Rivera, L., ... Meneses, C. (1999). A double-layered seismic zone in arica, northern chile. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1965-1968.
- Comte, D., y Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern chile and southern peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1), 23-44.
- Comte, D., y Suárez, G. (1994). An inverted double seismic zone in chile: Evidence of phase transformation in the subducted slab. *Science*, 263(5144), 212-215.
- Cortés-Aranda, J., González, R., Fernández, V., Astudillo, L., Miller, M., Molina, D., y Oviedo, A. (2021). Neotectonic evidence for late quaternary reverse faulting in the northern chile outer forearc (22.5°s-23°s): Implications for seismic hazard. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103219. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981121000663> doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103219>
- Custódio, S., Lima, V., Vales, D., Cesca, S., y Carrilho, F. (2016). Imaging active faulting in a region of distributed deformation from the joint clustering of focal mechanisms and hypocentres: Application to the azores-western mediterranean region. *Tectonophysics*, 676, 70-89.
- de Chile, U. (2020). Centro sismológico nacional de chile. Descargado de <http://www.sismologia.cl/>
- Delouis, B., Cisternas, A., Dorbath, L., Rivera, L., y Kausel, E. (1996). The andean subduction zone between 22 and 25 s (northern chile): Precise geometry and state of stress. *Tectonophysics*, 259(1-3), 81-100.
- Delouis, B., y Legrand, D. (2007). Mw 7.8 tarapaca intermediate depth earthquake of 13 june 2005 (northern chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 34(1). Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006GL028193> doi: <https://doi.org/10.1029/2006GL028193>
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., y Monfret, T. (2009, 02). The mw 7.7 tocopilla earthquake of 14 november 2007 at the southern edge of the northern chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 87-94. Descargado de <https://doi.org/10.1785/0120080192> doi: 10.1785/0120080192
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., y Cisternas, A. (1998, 02). Recent crustal deformation

- in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2), 302-338. Descargado de <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x> doi: 10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x
- Dorbath, L., Cisternas, A., y Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551-576.
- Eagar, K. C., Pavlis, G. L., y Hamburger, M. W. (2006). Evidence of possible induced seismicity in the Wabash Valley seismic zone from improved microearthquake locations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1718-1728.
- Ekström, G., Nettles, M., y Dziewoński, A. (2012). The global cmt project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1-9. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920112000696> doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Ester, M., Kriegel, H.-P., Sander, J., Xu, X., y cols. (1996). A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise. En *kdd* (Vol. 96, pp. 226-231).
- Foulger, G. R., Wilson, M. P., Gluyas, J. G., Julian, B. R., y Davies, R. J. (2018). Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews*, 178, 438-514. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001282521730003X> doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>
- Frohlich, C. (1992). Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3), 193-198.
- GEOFON Data Centre. (1993). *Geofon seismic network*. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. Descargado de <http://geofon.gfz-potsdam.de/doi/network/GE> doi: <https://doi.org/10.14470/TR560404>
- GFZ German Research Centre For Geosciences, y Institut Des Sciences De L'Univers-Centre National De La Recherche CNRS-INSU. (2006). *IPOC seismic network*. Integrated Plate boundary Observatory Chile - IPOC. Descargado de <http://geofon.gfz-potsdam.de/doi/network/CX> doi: 10.14470/PK615318
- González, G., Pasten-Araya, F., Victor, P., González, Y., Valenzuela, J., y Shrivastava, M. (2021). The role of interplate locking on the seismic reactivation of upper plate faults on the subduction margin of northern Chile. *Scientific Reports*, 11(1), 21444. Descargado de <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00875-6> doi: 10.1038/s41598-021-00875-6
- González L, G., Dunai, T., Carrizo, D., y Allmendinger, R. (2006). Young displacements on the Atacama fault system, northern Chile from field observations and cosmogenic ²¹Ne concentrations. *Tectonics*, 25(3).
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., y Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the coastal cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5), 321-342. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981103001007> doi: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00100-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00100-7)
- Griffith, A. A. (1921). VI. The phenomena of rupture and flow in solids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, containing papers of a mathematical or physical character*, 221(582-593), 163-198.
- Gupta, H. K. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water

- reservoirs with special emphasis on earthquakes in koyna, india. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4), 279–310.
- Hamilton, W. (1969). The volcanic central andes—a modern model for the cretaceous batholiths and tectonics of western north america. *Bull. Ore. St. Dep. Geol. miner. Ind.*, 65, 175–84.
- Hampel, A., y Pfiffner, A. (2006). Relative importance of trenchward upper plate motion and friction along the plate interface for the topographic evolution of subduction-related mountain belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 253(1), 105–115.
- Hayes, G., Herman, M., Barnhart, W., Furlong, K., Riquelme, S., Benz, H., ... Samsonov, S. (2014). Continuing megathrust earthquake potential in chile after the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514), 295–298. Descargado de <https://doi.org/10.1038/nature13677> doi: 10.1038/nature13677
- Hayes, G., Moore, G., Portner, D., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., y Smoczyk, G. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61. Descargado de <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.aat4723> doi: 10.1126/science.aat4723
- Heimann, S., Isken, M., Kühn, D., Sudhaus, H., Steinberg, A., Daout, S., ... Dahm, T. (2018). *Grond : a probabilistic earthquake source inversion framework* (V. 1.0 ed.). Potsdam: GFZ Data Services. doi: 10.5880/GFZ.2.1.2018.003
- Heimann, S., Kriegerowski, M., Isken, M., Cesca, S., Daout, S., Grigoli, F., ... Dahm, T. (2017). *Pyrocko - An open-source seismology toolbox and library* (V. 0.3 ed.). Potsdam: GFZ Data Services. doi: 10.5880/GFZ.2.1.2017.001
- Heimann, S., Vasyura-Bathke, H., Sudhaus, H., Isken, M. P., Kriegerowski, M., Steinberg, A., y Dahm, T. (2019). A python framework for efficient use of pre-computed green's functions in seismological and other physical forward and inverse source problems. *Solid Earth*, 10(6), 1921-1935. Descargado de <https://se.copernicus.org/articles/10/1921/2019/> doi: 10.5194/se-10-1921-2019
- Honda, H. (1962). Earthquake mechanism and seismic waves. *Journal of Physics of the Earth*, 10(2), 1-97. doi: 10.4294/jpe1952.10.2.1
- Hooke, R. (s.f.). Lectures de potentia restitutiva, or, of spring [microform]: Explaining the power of springing bodies: To which are added some collections. *Printed for J. Martyn London, 1678*.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., y Asch, G. (1999). Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting nazca plate in northern chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, 138(3), 687-701.
- Jacobs, K. M., Smith, E. G., Savage, M. K., y Zhuang, J. (2013). Cumulative rate analysis (curate): A clustering algorithm for swarm dominated catalogs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 553–569.
- James, D. (1971). Plate tectonic model for the evolution of the central andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12), 3325–3346.
- Kato, A., y Nakagawa, S. (2014). Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 iquique, chile mw 8.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, 41(15), 5420–5427.
- Kaufman, L., y Rousseeuw, P. J. (1990). Finding groups in data. an introduction to cluster analysis. *Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics. Applied Probability and Statistics*.

- Kausel, E. (1986). Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3(1), 8–13.
- Kausel, E., y Campos, J. (1992). The $m_s = 8$ tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the earth and planetary interiors*, 72(3-4), 220–235.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087–2103.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., y Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.
- Keranen, K. M., Savage, H. M., Abers, G. A., y Cochran, E. S. (2013). Potentially induced earthquakes in Oklahoma, USA: Links between wastewater injection and the 2011 M_w 5.7 earthquake sequence. *Geology*, 41(6), 699–702.
- Kim, W.-Y. (2013). Induced seismicity associated with fluid injection into a deep well in Youngstown, Ohio. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3506–3518.
- Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., Shapiro, S., y Asch, G. (2010). Shallow and deep crustal seismicity under the Precordilleran belt, northern Chile. En *Egu general assembly conference abstracts* (p. 12666).
- Kühn, D., Heimann, S., Isken, M., Ruigrok, E., y Dost, B. (2020, 08). Probabilistic moment tensor inversion for hydrocarbon-induced seismicity in the Groningen gas field, the Netherlands, part 1: Testing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110(5), 2095–2111. Descargado de <https://doi.org/10.1785/0120200099> doi: 10.1785/0120200099
- Kühn, D., Heimann, S., Isken, M., Ruigrok, E., y Dostal, J. (2020). *Moment tensor inversion testing report on hydrocarbon-induced seismicity in the Groningen gas field, the Netherlands*. Potsdam: GFZ Data Services. doi: 10.5880/GFZ.2.1.2020.003
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E. E., y An, C. (2014). The 1 April 2014 Iquique, Chile, M_w 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, 41(11), 3818–3825.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535–1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368–378.
- López-Comino, J., Stich, D., Morales, J., y Ferreira, A. (2016). Resolution of rupture directivity in weak events: 1-d versus 2-d source parameterizations for the 2011, M_w 4.6 and 5.2 Lorca earthquakes, Spain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(9), 6608–6626. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016JB013227> doi: <https://doi.org/10.1002/2016JB013227>
- Madariaga, R. (1994). Dinámica de la fuente sísmica. *Física de la Tierra*, 6, 29–72.
- Madariaga, R. (1998). Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*(10), 221.
- Marano, K. D., Wald, D. J., y Allen, T. I. (2010). Global earthquake casualties due to secondary effects: a quantitative analysis for improving rapid loss analyses. *Natural Hazards*, 52(2), 319–328.
- Maruyama, T. (1963). On the force equivalents of dynamical elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 41, 467–486.
- Masana, E., Santanach, P., Pallás, R., Calvet, J., y Chong, G. (2005). Active tectonics and kinematics of the Chomache fault (Salar Grande, northern Chile). En *International symposium on Andean geodynamics* (pp. 493–496).
- Maurer, H., y Deichmann, N. (1995). Microearthquake cluster detection based on wave-

- form similarities, with an application to the western swiss alps. *Geophysical Journal International*, 123(2), 588–600.
- Mekkawi, M., Grasso, J.-R., y Schnegg, P.-A. (2004). A long-lasting relaxation of seismicity at aswan reservoir, egypt, 1982-2001. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2), 479–492.
- Melnick, D., Maldonado, V., y Contreras, M. (2020). *Database of active and potentially-active continental faults in chile at 1:25,000 scale* [data set]. PANGAEA. Descargado de <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.922241> doi: 10.1594/PANGAEA.922241
- Meneses Provosto, G. E. (2014). *Análisis de la sismicidad y de parámetros de alerta temprana de terremotos para la zona de iquique, norte de chile* (Magíster en Ciencias, Mención Geofísica, Universidad de Chile). Descargado de <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/116165> (Profesor guía: Ruiz Tapia, Sergio Arturo)
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., ... Ortega, I. (2013). Revisiting the north chile seismic gap segmentation using gps-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1283–1294.
- Mittelstädt, J., y Victor, P. (2020). *Active fault database for the atacama fault system (n-chile) as basis for tracking forearc segmentation*. Potsdam: GFZ Data Services. doi: 10.5880/GFZ.4.1.2020.012
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., ... Hase, H. (2012). Toward understanding tectonic control on the mw 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321-322, 152-165. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X12000167> doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.006>
- Moriya, H., Niitsuma, H., y Baria, R. (2003). Multiplet-clustering analysis reveals structural details within the seismic cloud at the soultz geothermal field, france. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(4), 1606–1620.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., y Reich, M. (2005). Late mesozoic to paleogene stratigraphy of the salar de atacama basin, antofagasta, northern chile: implications for the tectonic evolution of the central andes. *Tectonophysics*, 399(1-4), 125–154.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1990). The andes of chile and argentina.
- MéGard, F. (1987). Cordilleran andes and marginal andes: a review of andean geology north of the arica elbow (18(s). En *Circum-pacific orogenic belts and evolution of the pacific ocean basin* (p. 71-95). American Geophysical Union (AGU). Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/GD018p0071> doi: <https://doi.org/10.1029/GD018p0071>
- Métois, M., Socquet, A., y Vigny, C. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3). Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JB008736> doi: <https://doi.org/10.1029/2011JB008736>
- Nippres, S., y Rietbrock, A. (2007). Seismogenic zone high permeability in the central andes inferred from relocations of micro-earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3), 235-245. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X07005511> doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.032>
- Nishenko, S. P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the chilean and southern peruvian margins of south america: a quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B5), 3589–3615.

- Patton, R. L., y Watkinson, A. J. (2020). Structural interpretation of gravity, topography and seismicity. *Geological Society, London, Special Publications*, 487(1), 315–343.
- Peacock, S. M. (2001). Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29(4), 299–302.
- Peyrat, S., Campos, J., de Chabaliér, J.-B., Pérez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., ... others (2006). Tarapacá intermediate-depth earthquake (mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, 33(22).
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn, E., Campos, J., Asch, G., y Vilotte, J. (2010). Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, 182(3), 1411–1430.
- Pollard, D. D., y Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8), 1181–1204.
- Pollard, D. D., y Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. En *Fracture mechanics of rock* (pp. 277–347).
- Protti, M., Gündel, F., y McNally, K. (1994). The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84(1), 271–287. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0031920194900469> doi: [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90046-9)
- Ramsay, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw Hill Book Company*, 568.
- Ranero, C. R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K., y Reichert, C. (2003). Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, 425(6956), 367–373.
- Ranero, C. R., Villaseñor, A., Phipps Morgan, J., y Weinrebe, W. (2005). Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(12).
- Redmayne, D. (1988). Mining induced seismicity in UK coalfields identified on the BGS national seismograph network. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 5(1), 405–413.
- Reid, H. F. (1910). The mechanism of the earthquake, in the California earthquake of April 18, 1906. *Report of the state earthquake investigation commission*, 2, 16–28.
- Richards, P. G., y Aki, K. (1980). *Quantitative seismology: theory and methods* (Vol. 859). Freeman San Francisco, CA.
- Rietbrock, A., y Waldhauser, F. (2004). A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting Nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 31(10). Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004GL019610> doi: <https://doi.org/10.1029/2004GL019610>
- Ruegg, J. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*(6), 201–243.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabaliér, J., Campos, J., ... Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1), 78–85. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920109000399> (Earthquakes in subduction zones: A multidisciplinary approach) doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.015>

- Ruiz, S., y Madariaga, R. (2012). Sismogénesis, proceso de ruptura y réplicas del mega terremoto del maule 2010. En *8.8 : terremoto en chile, 27 de febrero de 2010* (p. 13-30). Santiago de Chile : Universidad de Chile.
- Ruiz, S., y Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, *733*, 37–56.
- Ruiz, S., Métois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., ... Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 iquique mw 8.1 earthquake. *Science*, *345*(6201), 1165-1169. Descargado de <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.1256074> doi: 10.1126/science.1256074
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., ... González, G. (2019). Crustal faults in the chilean andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, *46*(1), 32–65.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., ... Vilotte, J.-P. (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 iquique earthquake. *Nature*, *512*(7514), 299–302. Descargado de <https://doi.org/10.1038/nature13681> doi: 10.1038/nature13681
- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., ... Vilotte, J.-P. (2012). The 2007 m7.7 tocopilla northern chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B5). Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011JB009030> doi: <https://doi.org/10.1029/2011JB009030>
- Simpson, D. W., Leith, W., y Scholz, C. (1988). Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *78*(6), 2025–2040.
- Sipl, C., Schurr, B., Asch, G., y Kummerow, J. (2018a). *Catalogue of earthquake hypocenters for northern chile compiled from ipoc (plus auxiliary) seismic stations*. Potsdam: GFZ Data Services. doi: 10.5880/GFZ.4.1.2018.001
- Sipl, C., Schurr, B., Asch, G., y Kummerow, J. (2018b). Seismicity structure of the northern chile forearc from 100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(5), 4063-4087. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JB015384> doi: <https://doi.org/10.1002/2017JB015384>
- Sipl, C., Schurr, B., John, T., y Hainzl, S. (2019). Filling the gap in a double seismic zone: Intralab seismicity in northern chile. *Lithos*, *346-347*, 105155. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493719303068> doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105155>
- Soto, H., y Schurr, B. (2021, 07). DeepPhasePick: a method for detecting and picking seismic phases from local earthquakes based on highly optimized convolutional and recurrent deep neural networks. *Geophysical Journal International*, *227*(2), 1268-1294. Descargado de <https://doi.org/10.1093/gji/ggab266> doi: 10.1093/gji/ggab266
- Soto, H., Sippl, C., Schurr, B., Kummerow, J., Asch, G., Tilmann, F., ... Oncken, O. (2019). Probing the northern chile megathrust with seismicity: The 2014 m8.1 iquique earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(12), 12935-12954. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JB017794> doi: <https://doi.org/10.1029/2019JB017794>
- Stein, S., y Wysession, M. (2009). An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. En (p. 308). John Wiley & Sons.

- Syracuse, E., y Abers, G. (2006). Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(5). Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005GC001045> doi: <https://doi.org/10.1029/2005GC001045>
- Tape, W., y Tape, C. (2012). A geometric setting for moment tensors. *Geophysical Journal International*, 190(1), 476–498.
- Tibi, R., Estabrook, C., y Bock, G. (1999, 09). The 1996 june 17 flores sea and 1994 march 9 fiji—tonga earthquakes: source processes and deep earthquake mechanisms. *Geophysical Journal International*, 138(3), 625–642. Descargado de <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00879.x> doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00879.x
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., ... others (2016). The 2015 illapel earthquake, central chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*, 43(2), 574–583.
- Udías, A. (1994). Mecanismo de los terremotos: modelos cinemáticos. *Física de la Tierra*, 6, 11–27.
- Universidad de Chile. (2012). *Red sismologica nacional*. International Federation of Digital Seismograph Networks. Descargado de <https://www.fdsn.org/networks/detail/C1/> doi: 10.7914/SN/C1
- Valenzuela-Malebrán, C., Cesca, S., López-Comino, J., Zeckra, M., Krüger, F., y Dahm, T. (2022). Source mechanisms and rupture processes of the jujuy seismic nest, chile-argentina border. *Journal of South American Earth Sciences*, 117, 103887. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981122001766> doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103887>
- van Keken, P. E., Hacker, B. R., Syracuse, E. M., y Abers, G. A. (2011). Subduction factory: 4. depth-dependent flux of h₂o from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B1).
- Victor, P., Oncken, O., Sobiesiak, M., Kemter, M., Gonzalez, G., y Ziegenhagen, T. (2018). Dynamic triggering of shallow slip on forearc faults constrained by monitoring surface displacement with the ipoc creepmeter array. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, 57–73. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X18305120> doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.046>
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., y Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by gps in the coquimbo gap, chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1), 86–95. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920109000375> (Earthquakes in subduction zones: A multidisciplinary approach) doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.013>
- Wadati, K. (1935). On the activity of deep focus earthquakes and in the japan island and neighbourhoods. *Geophys. Mag.*, 8, 305–325.
- Wang, R. (1991). Tidal deformations on a rotating, spherically asymmetric, viscoelastic and laterally heterogeneous earth. *PhD Thesis. Peter Lange, Frankfurt am Main..* Descargado de <https://ci.nii.ac.jp/naid/10007393569/en/>
- Wang, R. (1999, 06). A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of green's functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3), 733–741. Descargado de <https://doi.org/10.1785/BSSA0890030733> doi: 10.1785/BSSA0890030733
- Wehling-Benatelli, S., Becker, D., Bischoff, M., Friederich, W., y Meier, T. (2013). Indications for different types of brittle failure due to active coal mining using waveform similarities

- of induced seismic events. *Solid Earth*, 4(2), 405–422.
- Wells, D., y Coppersmith, K. (1994, 08). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002. Descargado de <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974> doi: 10.1785/BSSA0840040974
- Wessel, P., Smith, W., Scharroo, R., Luis, J., y Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: Improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409-410. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013EO450001> doi: <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., ... others (2000). Subduction and collision processes in the central andes constrained by converted seismic phases. *Nature*, 408(6815), 958–961.



Apéndice A

Supplementary Material

This document includes supplementary material, complementing the main document. The supplementary material consists of 4 figures and 1 table.

Fig. S1 shows the variation of the average strike of intermediate depth normal faulting solutions of the Global CMT catalogue, from North to South. Anomalous NW-SE oriented focal mechanisms are found between -25° and -23° Lat N.

Figs. S2 y S3 enhance Fig. 2, showing the waveform fits for all seismograms used for the moment tensor inversion for the San Pedro de Atacama (Fig. S2) and Loa River (Fig. S3) earthquakes.

Fig. S4 shows the spatial clustering results, similar to those in Figs. 4 and 5, but done using the seismic catalog by Sippl et al. (2018). We used the same clustering parameters ($\varepsilon = 0,01$ and $Nmin = 30$) for the San Pedro de Atacama region (Fig. S4a), and a slightly modified $\varepsilon = 0,01$ and $Nmin = 35$ for the Loa River region (Fig. S4b). These parameters were chosen based on those used to analyze the CSN catalog, maintaining the same ε value ($\varepsilon = 0,01$) and a value for $Nmin$ which is proportional to the catalog size (we increased $Nmin$ to 35 for the Loa River region due to the fact that the Sippl et al. (2018) catalogue lists a larger number of earthquakes in this region, compared to the CSN one).

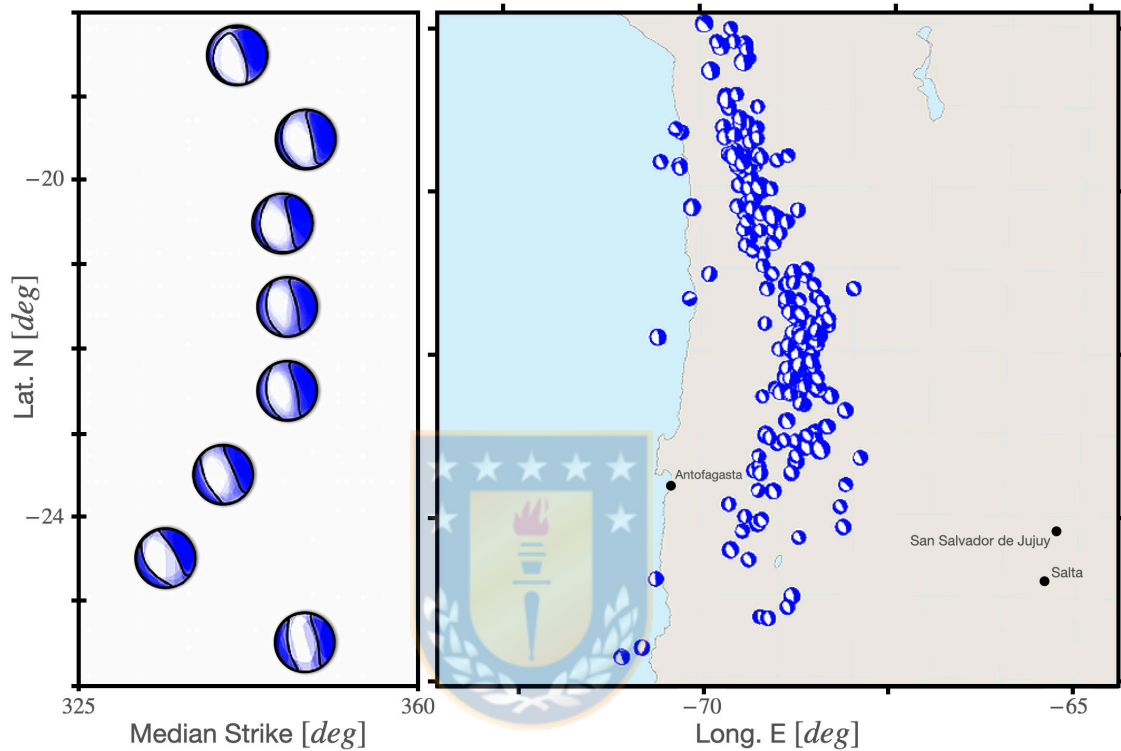


Figura A.1: (Fig. S1). Variation of the orientation of intermediate depth normal faulting moment tensors (Global CMT) as a function of latitude (left) and overall distribution of the corresponding moment tensors in Northern Chile (right). The left plot was produced selecting only events accomplishing to the following conditions: origin time between 1.1.2000 and 1.1.2022 intermediate depth events with depths in the range 80-140 km, predominantly normal faulting focal mechanisms with both rake angles between -120° and -60° . For each range of latitudes, we select the corresponding moment tensors and plot them overlaid (blue mechanisms), together with the median mechanism (black lines). The median mechanism (Custodio et al., 2016) is the one which minimizes the cumulative Kagan angle (Kagan 1992) to the set of focal mechanisms.

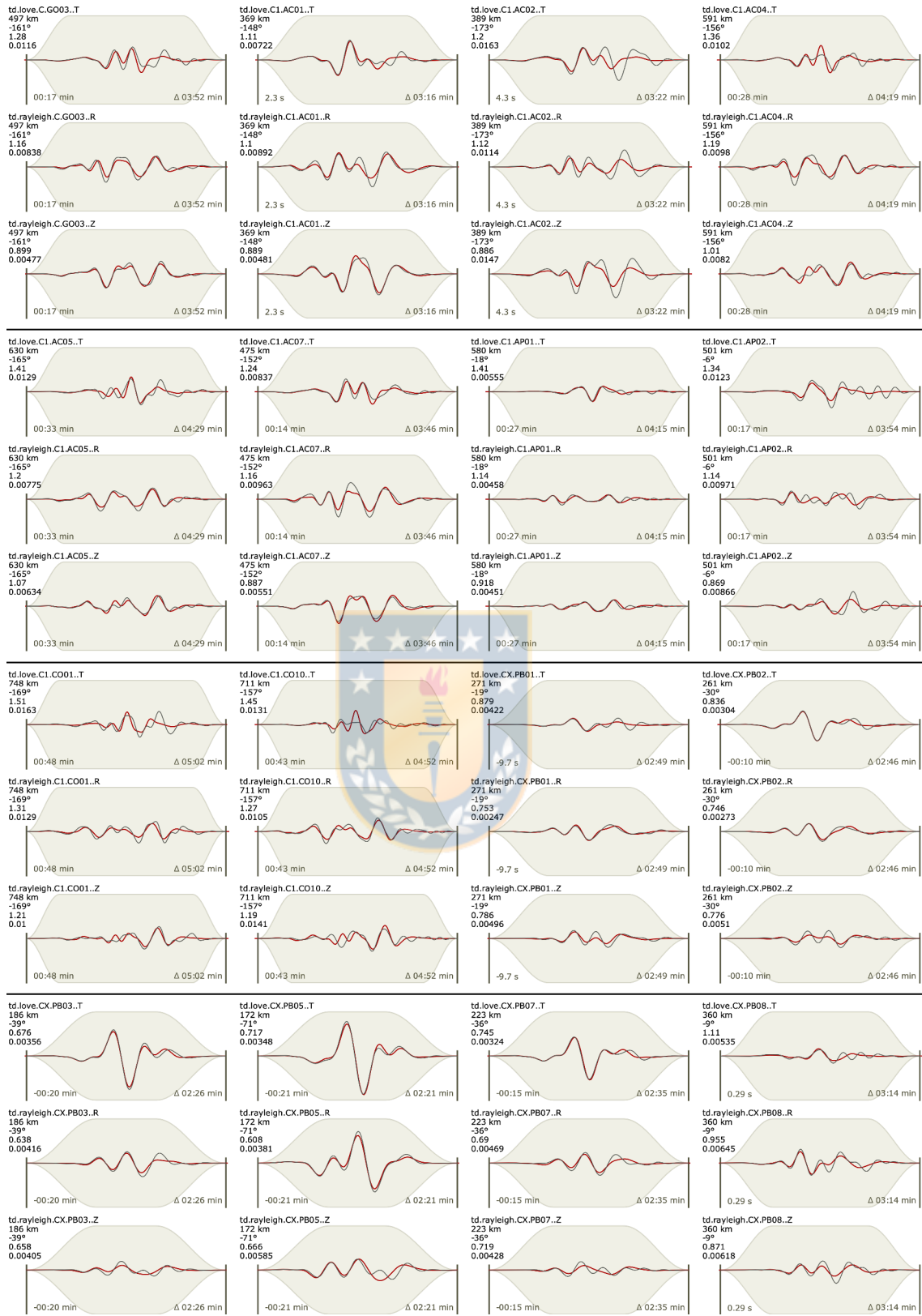


Figura A.2: (Fig. S2). Fit of seismic waveforms used for the moment tensor inversion of the San Pedro de Atacama earthquake. Displacement seismograms in black are observations, those in red are synthetics. The text in each panel reports the station name, spatial component, epicentral distance, azimuth, maximal amplitude and applied weight.

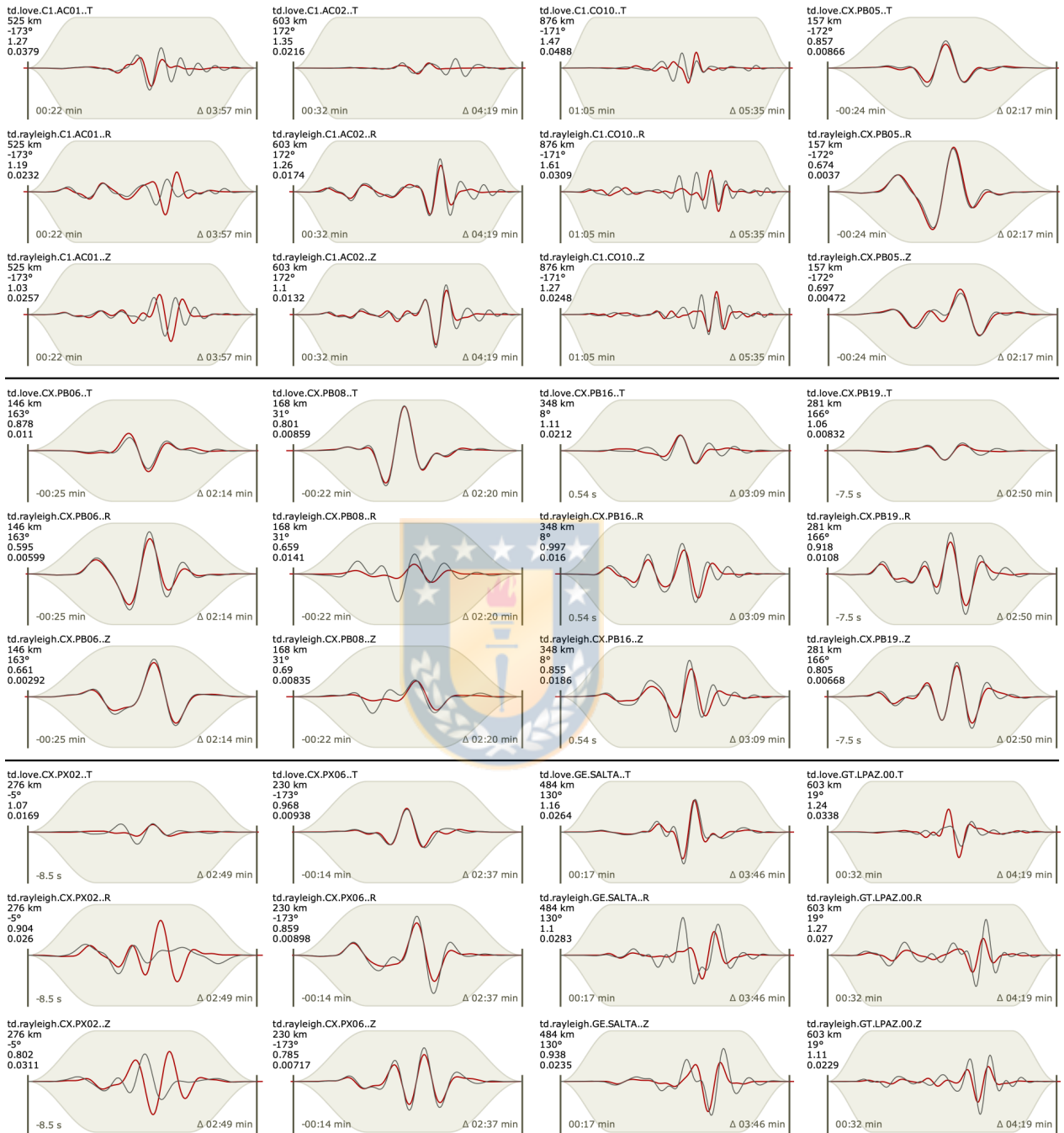


Figura A.3: (Fig. S3.) Fit of seismic waveforms used for the moment tensor inversion of the Loa River earthquake. Displacement seismograms in black are observations, those in red are synthetics. The text in each panel reports the station name, spatial component, epicentral distance, azimuth, maximal amplitude and applied weight.

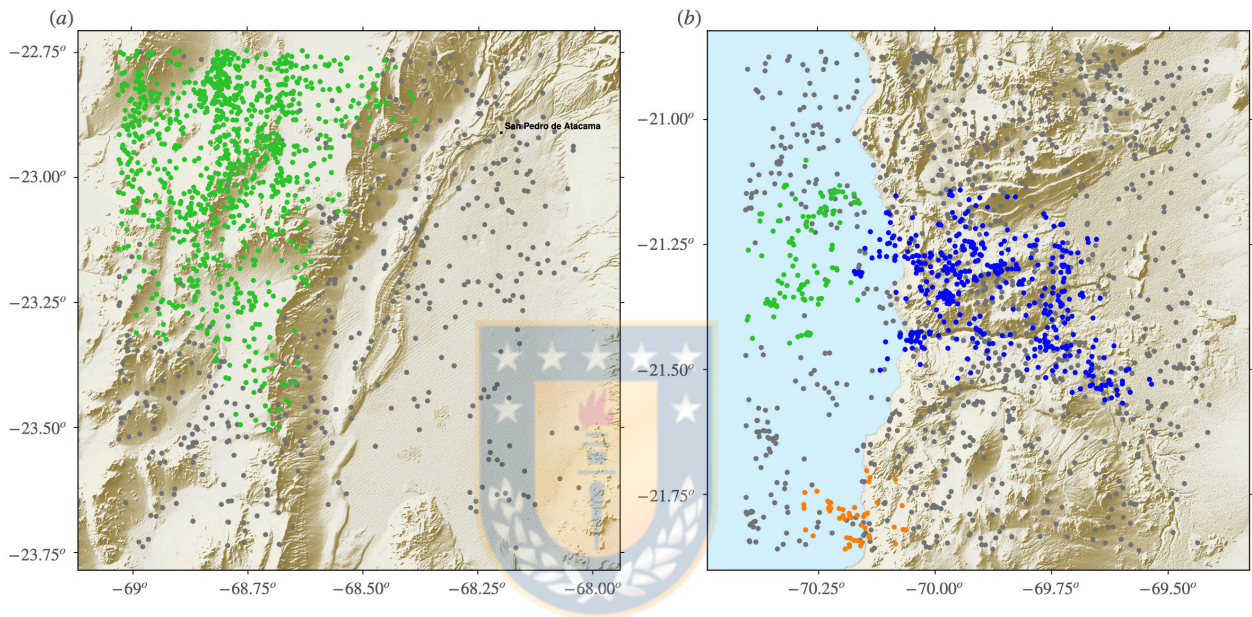


Figura A.4: (Fig. S4.) Results of spatial clustering for the Mw 6.8 San Pedro de Atacama earthquake (a) and Loa River earthquake (b), using the seismic catalog by Sippl et al. (2018), showing the epicentral distribution of seismicity and the clustering results (colored circles denote the epicentral location of clustered events). For the San Pedro earthquake no cluster is identified at the focal region (as found, in change, in Fig. 4), but only the cluster (green) related to the band of intermediate depth seismicity. In the case of the Loa River earthquake, the target cluster (blue) is identified, as well as other smaller ones (green, orange). In both maps, unclustered events are displayed in grey.

Network	Station	Location		
		(Latitude	— Longitude	— Elevation)
C	GO01	-19.66850	-69.19420	3809.0
	GO03	-27.59370	-70.23470	730.0
C1	AC01	-26.14788	-70.59866	346.0
	AC02	-26.83552	-69.12907	3980.0
	AC04	-28.20457	-71.07393	228.0
	AC05	-28.83638	-70.27378	1227.0
	AC07	-27.12970	-70.86020	72.0
	AF01	-22.95196	-68.17876	2442.9
	AP01	-18.37084	-70.34197	31.0
	AP02	-18.85396	-69.14333	4334.0
	CO01	-29.97730	-70.09390	2157.0
	CO02	-31.20370	-71.00030	1190.0
	CO10	-29.24057	-71.46087	35.0
	TA01	-20.56560	-70.18070	75.0
	TA02	-20.27053	-70.13103	23.3
	CX	PB01	-21.04323	-69.48740
PB02		-21.31973	-69.89603	1015.0
PB03		-22.04847	-69.75310	1460.0
PB05		-22.85283	-70.20235	1150.0
PB06		-22.70580	-69.57188	1440.0
PB07		-21.72667	-69.88618	1570.0
PB08		-20.14112	-69.15340	3060.0
PB09		-21.79638	-69.24192	1530.0
PB14		-24.62597	-70.40379	2630.0
PB16		-18.33510	-69.50767	4480.0
PB18		-17.58954	-69.48000	4155.0
PB19		-23.90478	-69.29065	2480.0
PX06		-23.51152	-70.24953	700.0
GE	SALTA	-24.22410	-66.34000	4000.0
GT	LPAZ.0	-16.28792	-68.13071	4715.1
	LPAZ.1	-16.28798	-68.13075	4785.5

Tabla A.1: (Tab. S1.) Seismic stations used in this study. The table reports station and network names as well as the station latitude, longitude and elevation.

Apéndice B

Anexos

B.1. Otros Resultados

B.1.1. Variantes MT Evento Mw 6.2



Figura B.1: Descomposición MT, de Mw 6.2 realizada tres configuraciones paramétricas

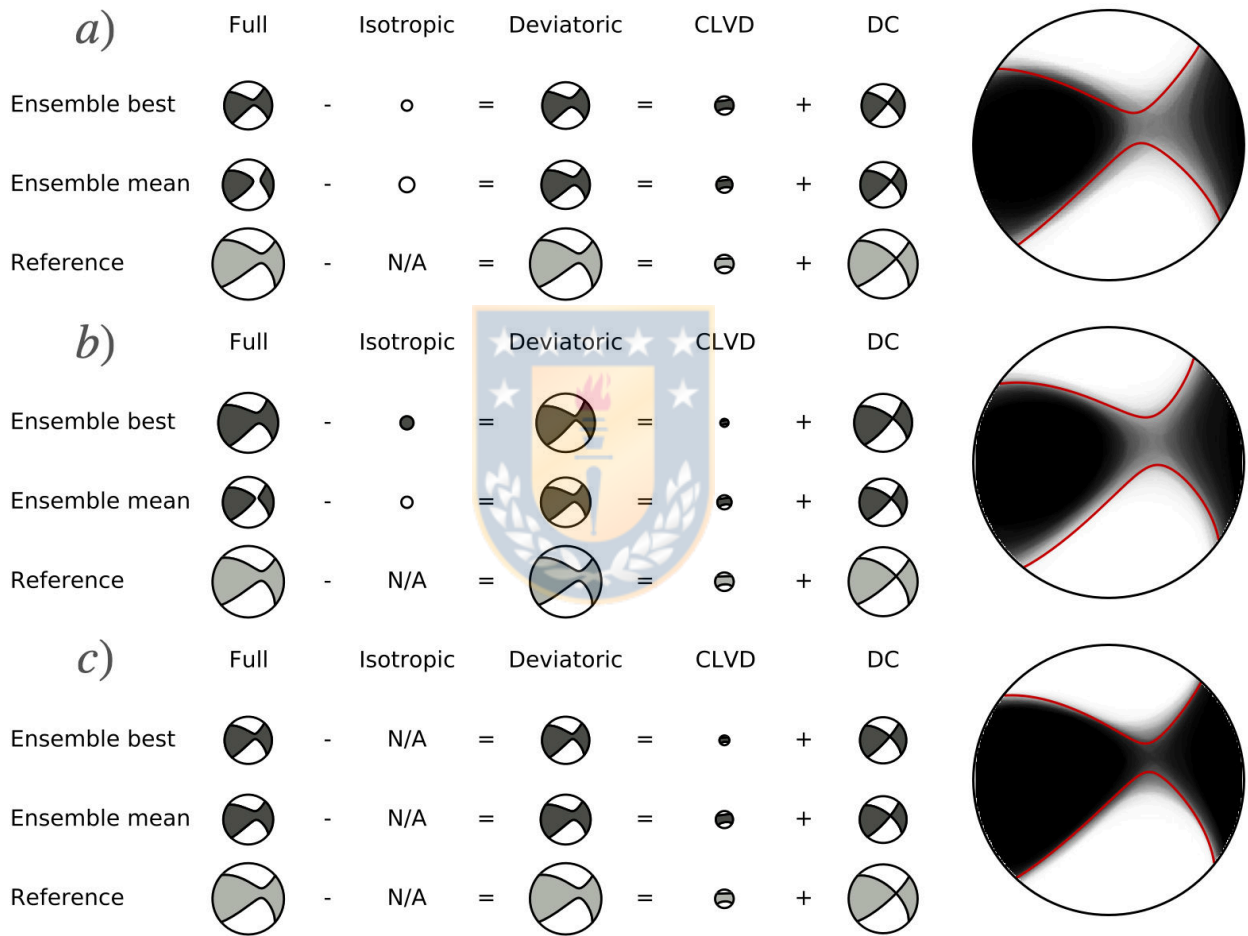


Figura B.2: Fits de Mw 6.2 inversión 1

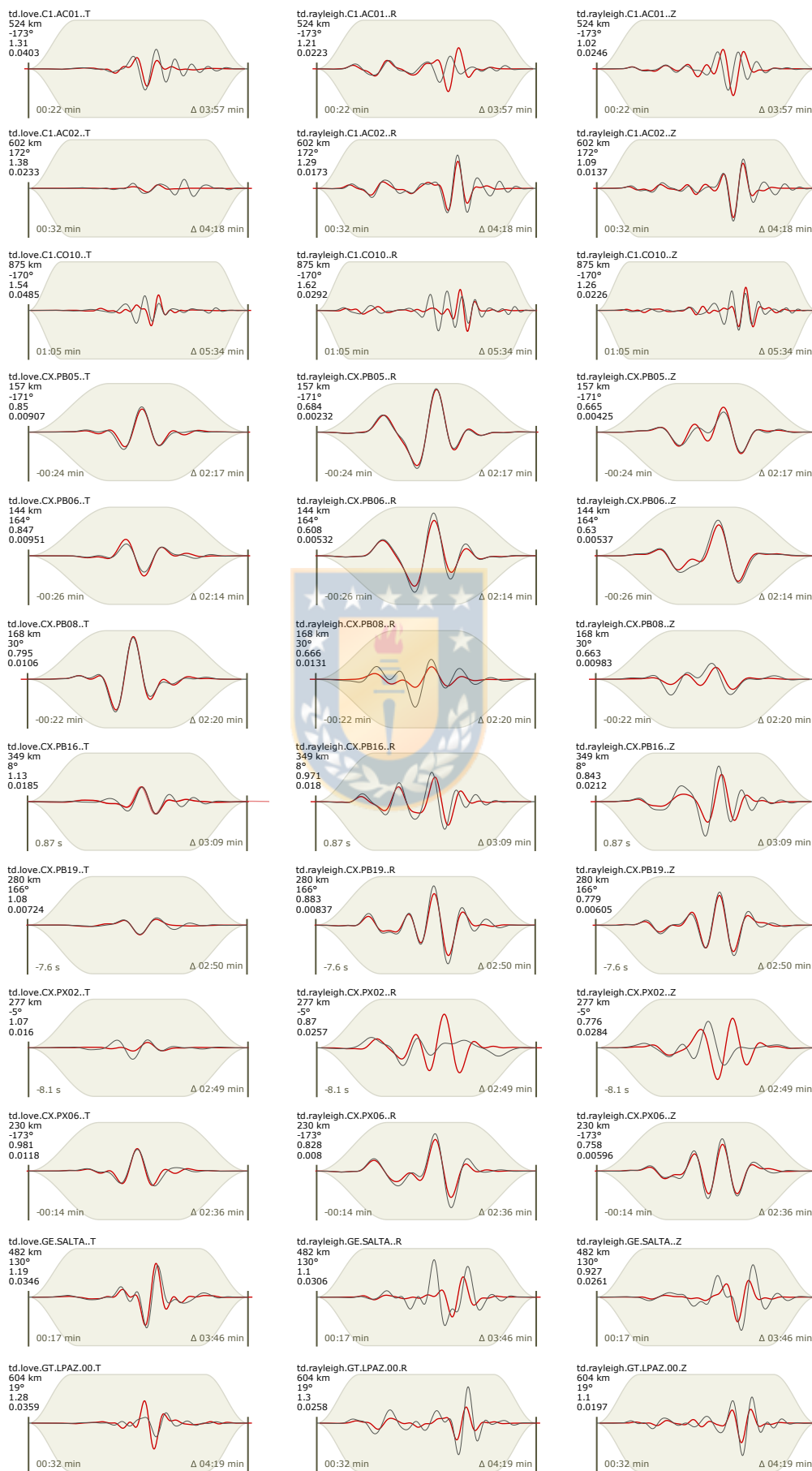
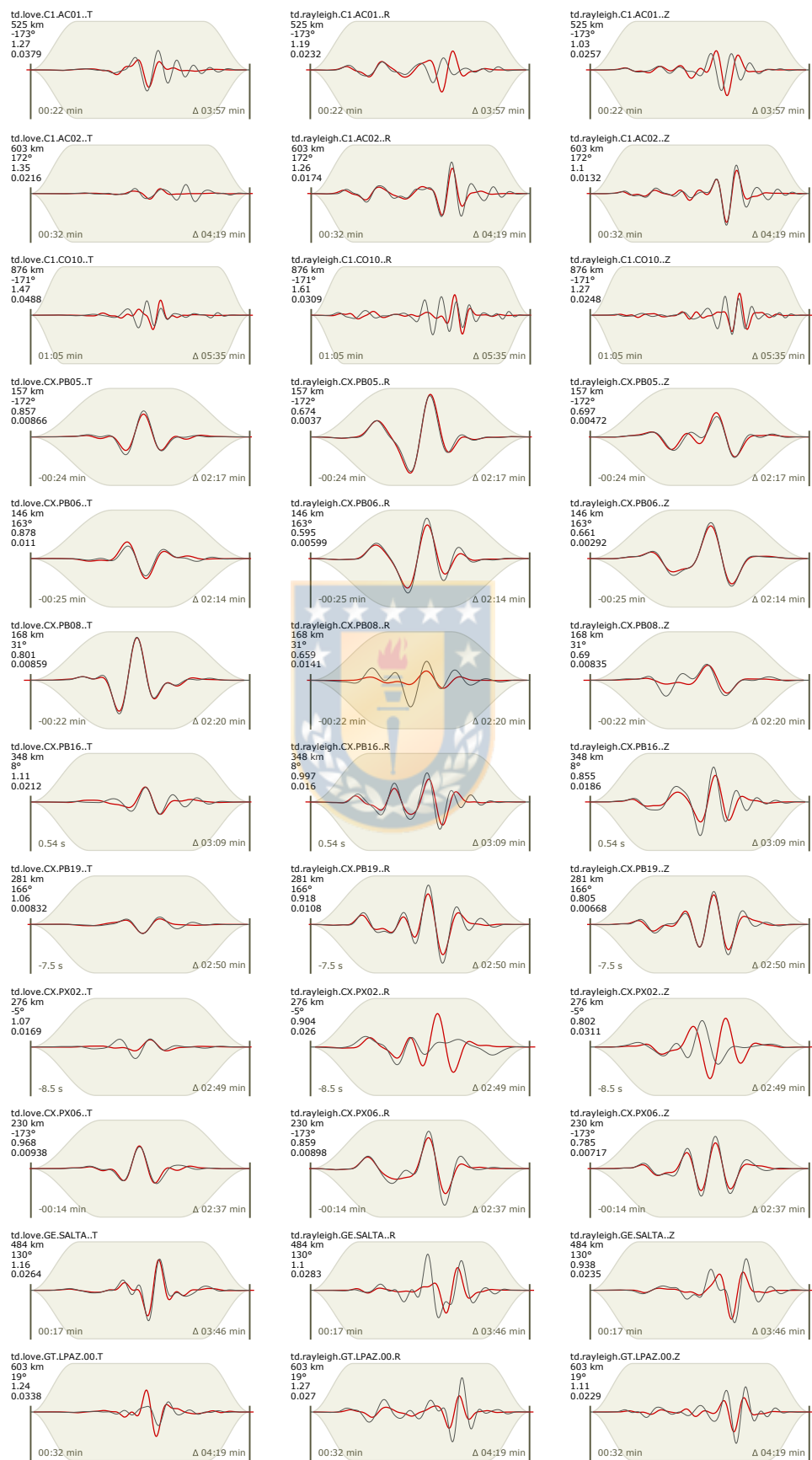


Figura B.3: Fits de Mw 6.2 inversión 2



B.1.2. Resultados MT Evento Mw 6.8



Figura B.4: Fits de Mw 6.2 inversión 3

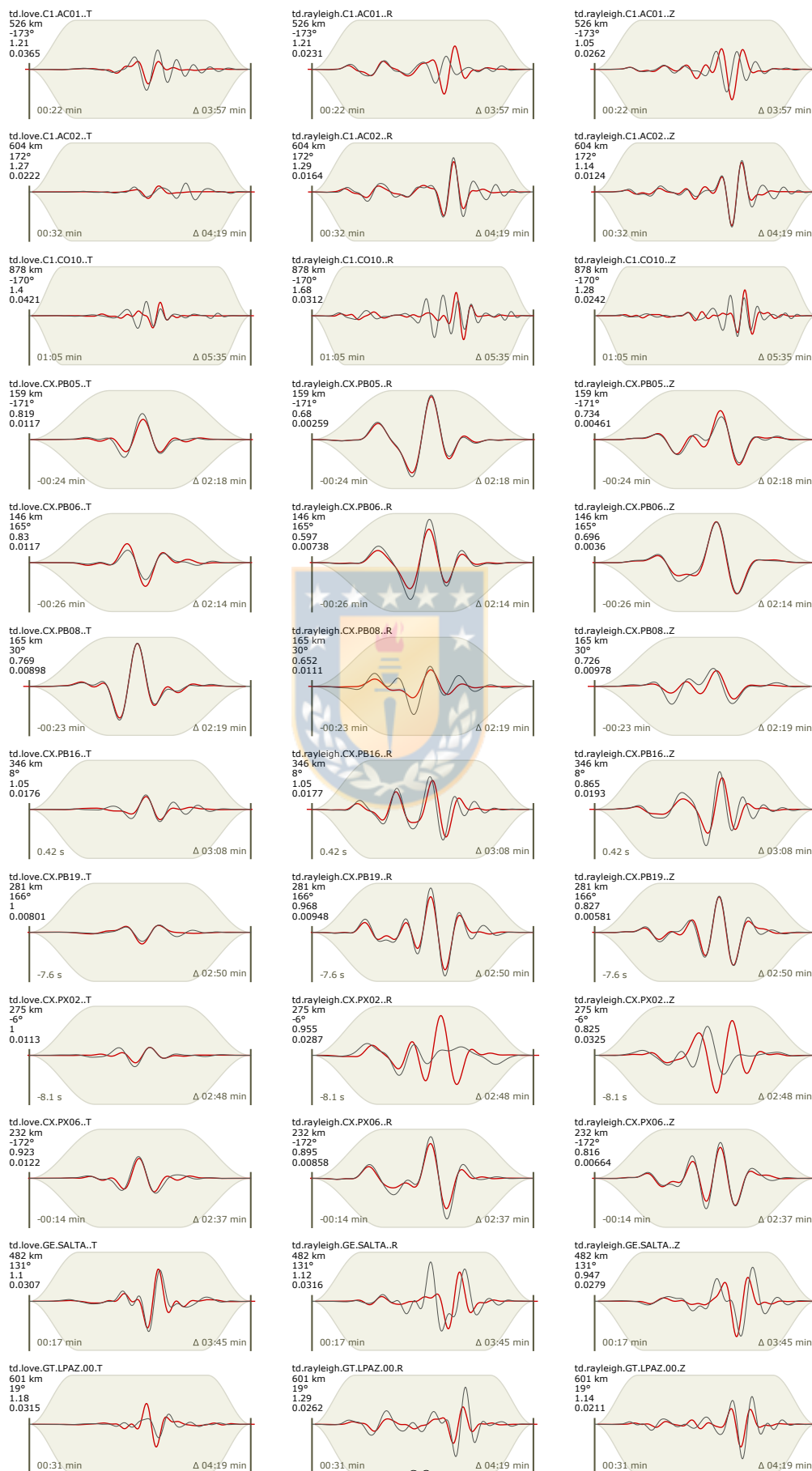


Figura B.5: Descomposición MTs de Mw 6.8 inversiones 1, 2 y 3

