

**Análisis de series temporales GNSS para eventos precursores/post-sísmicos del  
terremoto de Valparaíso (Mw 6.9) en 2017**

Carlos Yáñez González

Proyecto de Título presentado al  
Departamento de Ciencias Geodésicas y Geomática  
Universidad de Concepción, Campus Los Ángeles

En cumplimiento del requisito parcial

Para obtener el título de

**Ingeniero Geomático**

Escrito bajo la orientación del profesor

Dr. Henry D. Montecino Castro, Departamento de Ciencias Geodésicas y Geomática

Aprobado por la comisión

Dr. Jesús Piña Valdés, Departamento de Ciencias Geodésicas y Geomática

Mg. Gustavo Godoy Uribe, Departamento de Ciencias Geodésicas y Geomática

Dr. Leoncio Cabrera Castro, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile

Los Ángeles

Enero, 2024

© Carlos Yáñez González

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

## RESUMEN

Este trabajo se centra en el análisis de series temporales GNSS y la estrategia de procesamiento geodésico para poder identificar señales asociadas con eventos precursores y post-sísmicos para el terremoto de Valparaíso (6.9) en 2017.

En las estaciones GNSS analizadas nos encontramos una señal anómala de aproximadamente 20 milímetros de desplazamiento, 4 días previos al *mainshock* y continua en esa dirección los días posteriores sugiriendo un deslizamiento lento que no fue culminado en el evento principal.

Se replicó la estrategia de procesamiento GNSS propuesto por Moutote et al. (2023), donde se analizó las secuencias de los procesos realizados y las técnicas de procesamiento, obteniendo resultados similares. Dentro de los análisis de series temporales no existe una estrategia única de procesamiento y es fundamental analizar los post-procesos que se apliquen con el fin de obtener precisión y confiabilidad en los resultados.

Esta investigación es importante para el campo de la geodesia y la sismología, dado que, ayuda a la mejor comprensión del fenómeno ocurrido en Valparaíso en 2017. Y también, se analizó las posibles mejoras en el procesamiento de series temporales desde el punto de vista geodésico.

## **AGRADECIMIENTOS**

En este momento tan especial y significativo de mi vida académica deseo expresar mi más profundo agradecimiento a quienes han sido pilares fundamentales en este viaje.

Primero, extendo mi gratitud a la Universidad de Concepción, que no solo me ha brindado una educación de calidad, sino que también ha forjado en mí las habilidades y el conocimiento necesario para mi desarrollo profesional. Esta experiencia ha sido inmensamente valiosa y siempre llevaré conmigo las lecciones aprendidas aquí.

Un agradecimiento especial va dirigido a mi Profesor Guía, Henry Montecino. Su disposición constante para enseñar, tanto en aspectos académicos como en valiosos consejos de vida, ha sido una importante fuente de inspiración. Su guía y apoyo han sido fundamentales en mi crecimiento personal y profesional.

Mi reconocimiento se extiende a la comisión evaluadora, cuya entrega de conocimientos y orientación me han permitido expandir mi comprensión y profundizar en mi área de estudio. Aprecio enormemente su tiempo, esfuerzo y sabiduría compartida durante este proceso. Agradezco a Manuel Cifuentes por su constante motivación y compromiso con los alumnos. Su entusiasmo y apoyo han sido una fuente de aliento en momentos clave de mi trayectoria académica.

Quiero expresar mi sincero agradecimiento al Nevada Geodetic Laboratory (NGL) por su disposición y colaboración al proporcionar datos cruciales (series temporales GNSS), que han sido esenciales para el desarrollo de mi investigación.

Finalmente, pero no menos importante, agradezco a mi familia, mis padres y hermano, mi pareja y mi hija, mis hijas caninas (la Kiki y la Maya), amigos. Su apoyo fue fundamental para culminar esta etapa tan especial en mi vida.

## Índice de Contenidos

|        |                                                        |    |
|--------|--------------------------------------------------------|----|
| 1.     | Introducción .....                                     | 10 |
| 2.     | Objetivos .....                                        | 13 |
| 2.1.   | Objetivo General .....                                 | 13 |
| 2.2.   | Objetivos Específicos .....                            | 13 |
| 3.     | Marco Teórico.....                                     | 14 |
| 3.1.   | Terremotos .....                                       | 14 |
| 3.2.   | Ciclo sísmico.....                                     | 14 |
| 3.2.1. | Fase Inter-Sísmica.....                                | 17 |
| 3.2.2. | Fase Co-Sísmica.....                                   | 21 |
| 3.2.3. | Fase Post-Sísmica .....                                | 22 |
| 3.3.   | Fase de Nucleación Sísmica.....                        | 24 |
| 3.3.1. | Fase de nucleación por datos geodésicos.....           | 28 |
| 3.4.   | Deslizamiento Lento (Slow-slip) .....                  | 31 |
| 3.4.1. | Deslizamiento lento por datos geodésicos .....         | 32 |
| 3.5.   | GNSS: descripción y errores comunes.....               | 33 |
| 3.5.1. | Observables.....                                       | 33 |
| 3.5.2. | Diferencias simples, dobles y triple .....             | 34 |
| 3.5.3. | Multicamino.....                                       | 35 |
| 3.5.4. | Error por centro de frase de la antena y satélite..... | 35 |
| 3.5.5. | Servicios GNSS .....                                   | 35 |
| 3.6.   | Análisis de series temporales GNSS .....               | 36 |
| 3.6.1. | Composición de la señal GNSS .....                     | 37 |
| 3.6.2. | Análisis espectral .....                               | 39 |
| 3.6.3. | Ajuste de señales periódicas .....                     | 40 |
| 3.6.4. | Filtros digitales en GNSS .....                        | 41 |
| 3.6.5. | <i>The Common Mode Error (C.M.E)</i> .....             | 42 |

|        |                                                                                   |    |
|--------|-----------------------------------------------------------------------------------|----|
| 3.6.6. | Remoción de tendencia lineal .....                                                | 44 |
| 3.6.7. | Teorema de Polos de Euler .....                                                   | 44 |
| 3.6.8. | Remoción del efecto co-sísmico .....                                              | 46 |
| 3.6.9. | Remoción de <i>outliers</i> .....                                                 | 47 |
| 4.     | Datos .....                                                                       | 48 |
| 4.1.   | Series Temporales GNSS - NGL .....                                                | 48 |
| 4.2.   | Series Temporales con tasa de muestreo cada 5 minutos.....                        | 48 |
| 4.3.   | Correcciones aplicadas en las soluciones del NGL.....                             | 48 |
| 4.4.   | Efectos no corregidos .....                                                       | 49 |
| 4.5.   | Estaciones GNSS.....                                                              | 50 |
| 5.     | Métodos.....                                                                      | 51 |
| 5.1.   | Remoción de la deformación global (Fijar placa sudamericana).....                 | 51 |
| 5.2.   | Remoción de señales periódicas.....                                               | 52 |
| 5.3.   | Remoción de outliers.....                                                         | 52 |
| 5.4.   | Remoción de tendencia lineal .....                                                | 53 |
| 5.5.   | Remoción de efectos no cíclicos .....                                             | 53 |
| 5.6.   | Estación virtual “Stac” .....                                                     | 54 |
| 5.7.   | Remoción offset co-sísmico .....                                                  | 54 |
| 5.8.   | Mediana Móvil .....                                                               | 55 |
| 6.     | Análisis de Resultados .....                                                      | 56 |
| 6.1.   | Resultados del Teorema de Polos de Euler .....                                    | 56 |
| 6.2.   | Resultados de las señales periódicas .....                                        | 56 |
| 6.3.   | Acerca de la remoción de <i>outliers</i> .....                                    | 57 |
| 6.4.   | Resultados de la remoción de la tendencia Lineal .....                            | 58 |
| 6.5.   | Resultados del cálculo y remoción de <i>Common Mode Fluctuation (C.M.F)</i> ..... | 59 |
| 6.6.   | Sobre la estación “Stac” .....                                                    | 59 |
| 6.7.   | Sobre el offset co-sísmico y la aplicación de la Mediana Móvil .....              | 60 |
| 6.8.   | Modificaciones Propuestas a la Metodología Sugerida por Moutote et al. (2023)     |    |

|      |                                                         |    |
|------|---------------------------------------------------------|----|
| 7.   | Conclusiones .....                                      | 65 |
| 8.   | Referencias.....                                        | 67 |
| 9.   | Anexos .....                                            | 72 |
| 9.1. | Series temporales con una mediana móvil de 24 hrs. .... | 72 |
| 9.2. | Stac con mediana móvil de 24 hrs.....                   | 75 |

## **Lista de Tablas**

|          |                                                              |    |
|----------|--------------------------------------------------------------|----|
| Tabla 1: | Terremotos con actividad precursora en Chile. ....           | 11 |
| Tabla 2: | Velocidades de las estaciones GNSS.....                      | 56 |
| Tabla 3: | Outliers presentes en las estaciones GNSS.....               | 58 |
| Tabla 4: | Outliers removidas con las series temporales separadas ..... | 58 |
| Tabla 5: | Velocidades remanente de las estaciones GNSS .....           | 59 |
| Tabla 6: | Desviación intercuartil.....                                 | 59 |
| Tabla 7: | Pesos de las estaciones para apilamiento.....                | 60 |



## Lista de Figuras

|                                                                                                 |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1: Ciclo sísmico, comportamiento dirección Este, estación IQQE. ....                     | 16 |
| Figura 2: Periodo Inter-sísmico, coordenada Este, estación IQQE. ....                           | 18 |
| Figura 3: Comportamiento altura IQQE. ....                                                      | 20 |
| Figura 4: ST de la fase Post-sísmica estación IQQE terremoto de Iquique 2014.....               | 23 |
| Figura 5: Experimento tipo Stick-slip (Dieterich, 1970). ....                                   | 25 |
| Figura 6: Características de la fase de nucleación (Ellsworth y Beroza, 1995).....              | 26 |
| Figura 7: Aceleración abrupta en la fase de nucleación (Ellsworth y Beroza, 1995). ....         | 27 |
| Figura 8: Señal precursora antes del terremoto de Tohoku-Oki (Bletery & Nocquet, 2023)<br>..... | 29 |
| Figura 9: Series temporales Terremoto de Valparaíso 2017 (Ruiz et al., 2017).....               | 30 |
| Figura 10: Actividad sísmica y deslizamientos para ALBH (Rogers & Dragert, 2003) ..             | 31 |
| Figura 11: composición de una señal (Trauth, 2015). ....                                        | 38 |
| Figura 12: Diagrama de flujo general para el filtrado espacial de CME (He et al., 2017)         | 43 |
| Figura 13: distribución espacial de estaciones GNSS.....                                        | 50 |
| Figura 14: Metodología propuesta por Moutote et al. (2023).....                                 | 51 |
| Figura 15: Remoción de señales periódica estación TRPD .....                                    | 57 |
| Figura 16: Stac, mediana móvil de 48 horas.....                                                 | 61 |
| Figura 17: Estación QTAY mediana móvil de 48 hrs.....                                           | 61 |

## **Lista de Símbolos, Nomenclatura o Abreviaciones**

CME: *Common Mode Error*.

*Foreshock*: Sismos previos al *mainshock* que forman parte de la misma secuencia sísmica.

GNSS: *Global Navigation Satellite System*.

IQR: Rango intercuartil.

InSAR: *Interferometric Synthetic Aperture Radar*.

*Mainshock*: Terremoto principal (de mayor magnitud) de una secuencia sísmica.

Mm: Mediana móvil.

Mw: Magnitud de momento.

NGL: *Nevada Geodetic Laboratory*.

PSD: Densidad espectral de potencia.

*Slow Slip*: Deslizamiento lento.

ST: Serie temporal.

*Stick-Slip*: Adherencia - Desplazamiento.

*Strike-slip*: Deslizamiento de tipo rumbo.

## 1. Introducción

En el transcurso de las últimas tres décadas, la sismología ha experimentado avances significativos en la identificación de comportamientos mecánicos de los terremotos. Esto ha sido posible gracias al desarrollo computacional, que ha permitido procesar grandes cantidades de datos en poco tiempo. Por otro lado, complementario a los datos obtenidos desde los sismógrafos, existen datos provenientes desde la Geodesia como las series temporales GNSS (*Global Navigation Satellite System*) e imágenes InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*). Estos datos han permitido en gran medida descubrir nuevas fases del ciclo sísmico (Rolandone, 2019). La disponibilidad actual de grandes volúmenes de datos de alta resolución espacio-temporal asociados a terremotos, han posibilitado desarrollar avances y conocimientos que nos guían hacia la mejor comprensión de estos fenómenos complejos (e.g., Bletery & Nocquet, 2023; Moutote et al., 2023; Ruiz et al., 2017).

A raíz de ello, han surgido diversas investigaciones que informan movimientos detectados por los sensores GNSS antes de la ocurrencia de grandes terremotos. Así como también estos eventos principales son precedidos por un aumento en la tasa de sismicidad lo que podría ser evidencia de un proceso preparatorio lento antes de la gran ruptura (Huang & Meng, 2018; Moutote et al., 2023; Ruiz et al., 2014, 2017).

Además, dentro de los procesos preparatorios de un terremoto está la fase de nucleación sísmica, definida por un proceso inicial en la formación de un terremoto. En esta fase, la zona de nucleación pasa de tener un movimiento cuasi-estático, a una aceleración dinámica que iniciaría la ruptura. Las características de la fase de nucleación están ligadas

estrechamente con el tamaño del terremoto (Beroza & Ellsworth, 1996; Ellsworth & Beroza, 1995; Cabrera & Poli, 2023).

En Chile se da un fenómeno particular en que, en algunos casos, la zona de nucleación y de ruptura se ve afectado por un proceso sísmico que precede a el *mainshock*. Estos procesos se caracterizan por la ocurrencia de *foreshocks* (sismos antes del *mainshock*) y/o *slow slip* (deslizamiento lento) y se ejemplifica mejor en la siguiente tabla que recopila las investigaciones en que estudiaron procesos previos.

| <b>Terremoto</b> | <b>Magnitud (Mw)</b> | <b>Días de actividad precursora</b> | <b>Descripción</b>                                                                                    | <b>Fuente</b>      |
|------------------|----------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|
| Valdivia 1960    | 9.5                  | 1                                   | Un terremoto de Mw 8.5 y seguidas replicas mayores a Mw 5.8 en Concepción                             | Ojeda et al., 2020 |
| Valparaíso 1985  | 7.8                  | 11                                  | Incremento de actividad sísmica estable de baja magnitud                                              | Comte et al., 1986 |
| Iquique 2014     | 8.1                  | 14                                  | Eventos sísmicos, incluso Mw > 6 y <i>Slow slip</i>                                                   | Ruiz et al., 2014  |
| Illapel 2015     | 8.4                  | 140                                 | Incremento de actividad sísmica y finaliza 36 días antes del <i>mainshock</i> con un evento de Mw 5.3 | Huang y Meng, 2018 |
| Valparaíso 2017  | 6.9                  | 2                                   | Intensa actividad sísmica y <i>Slow slip</i>                                                          | Ruiz et al., 2017  |

*Tabla 1: Terremotos con actividad precursora en Chile.*

Al parecer no tan solo los mega terremotos se ven afectados por esta actividad precursora, como es el caso de Valparaíso en 2017, cuya magnitud fue de Mw 6.9 y tuvo una intensa actividad sísmica de 2 días previos en la misma zona de la fase de nucleación del evento principal (Ruiz et al., 2017). Para el terremoto de Illapel en 2015 la actividad sísmica

termina 36 días antes del *mainshock* y luego sigue una quietud sísmica hasta que ocurre el terremoto Mw 8.4 (Huang & Meng, 2018).

Entonces, estos procesos iniciales de grandes terremotos no son totalmente claros en sus características y no están bien definidos. Para el mejor entendimiento de estas etapas es necesario ser riguroso con el tratamiento de los datos para identificar y analizar nuevas características que definan un marco teórico de las fases precursoras de un terremoto.

El propósito de esta investigación es identificar y analizar señales en las series temporales GNSS que pudiesen estar presente en la fase de preparación y posterior del terremoto Mw 6.9 ocurrido el 24 de abril de 2017 en frente a Valparaíso. Así como también analizar las alternativas en el procesamiento de las series temporales GNSS.

## **2. Objetivos**

### **2.1. Objetivo General**

Analizar el desplazamiento de estaciones GNSS días previos y posteriores al *mainshock* Mw 6.9 de Valparaíso de 2017.

### **2.2. Objetivos Específicos**

- Remover los distintos efectos ambientales y sistemáticos en las series temporales GNSS.
- Remover la tectónica global/regional de las series GNSS.
- Proponer mejoras a la estrategia de procesamiento y análisis de las series temporales GNSS utilizada en Moutote et al., 2023.

### **3. Marco Teórico**

#### **3.1. Terremotos**

En términos simples, los terremotos se definen como una vibración del terreno producida por la liberación abrupta de energía que irradia en todas direcciones desde su origen en forma de ondas (Tarbuck, 2005). Otra definición más técnica dice que, los terremotos son el resultado de una inestabilidad friccional de tipo *stick-slip* (Scholz, 1998). Esto es un deslizamiento repentino, donde se alivia el esfuerzo cortante y las superficies de falla pueden permanecer bloqueadas, juntas hasta que, en algún momento posterior el deslizamiento vuelva a ocurrir repentinamente. Tal movimiento intermitente repentino en fallas preexistentes en la Tierra es similar al movimiento intermitente repentino que se ha observado durante el deslizamiento por fricción entre superficies rocosas en experimentos de laboratorio. Este tipo de movimiento se conoce como *stick-slip* (Byerlee, 1970).

#### **3.2. Ciclo sísmico**

En 1909 G.K. Gilbert escribió la recurrencia de los terremotos como una alternancia, es decir, los terremotos alternan en posición a lo largo de las principales zonas sísmicas, anticipando el concepto de brecha sísmica, como se conoce hoy en día. Gilbert entendió que el deslizamiento en las fallas debe acumularse a través de la repetición de terremotos (Scholz, 2019).

La falla de San Andrés, un deslizamiento de rumbo (en inglés *strike-slip*) entre las placas de América del Norte y el Pacífico, fue una inspiración para el concepto y estudio de ciclo sísmico. En 1910, tras el devastador terremoto de San Francisco (Mw 7.9), y con las observaciones de los desplazamientos superficiales, Reid desarrolló en base aquello, la

teoría del “rebote elástico” (Reid, 1910). Esta teoría postula que, en lugares cercanos a la línea de falla, la corteza terrestre se comporta de manera elástica, deformándose lentamente hasta fracturarse, generando un desplazamiento repentino y otro permanente entre los dos bloques separados por la línea de falla. La alternancia de estos dos comportamientos formó la base del “ciclo sísmico” que posteriormente en la década de 1960 se retomó el concepto y se comenzó a profundizar (Rolandone, 2022).

Con el surgimiento de la teoría de la tectónica de placas y los avances en el estudio del interior de la Tierra durante la mitad del siglo XX, se complementó el marco teórico que permitió comprender el ciclo sísmico, que se produce porque el movimiento de las placas tectónicas rígidas genera tensiones en sus límites provocando una deformación que está sujeta a condiciones de presión y temperatura. De esta forma, el desplazamiento relativamente continuo de las placas litosféricas entre sí, provocados por el sistema convectivo del interior de la tierra, causarían el forzamiento del ciclo sísmico compuesto por tres fases; el inter-sísmico, el co-sísmico y el post-sísmico (Rolandone, 2022, Figura 1).



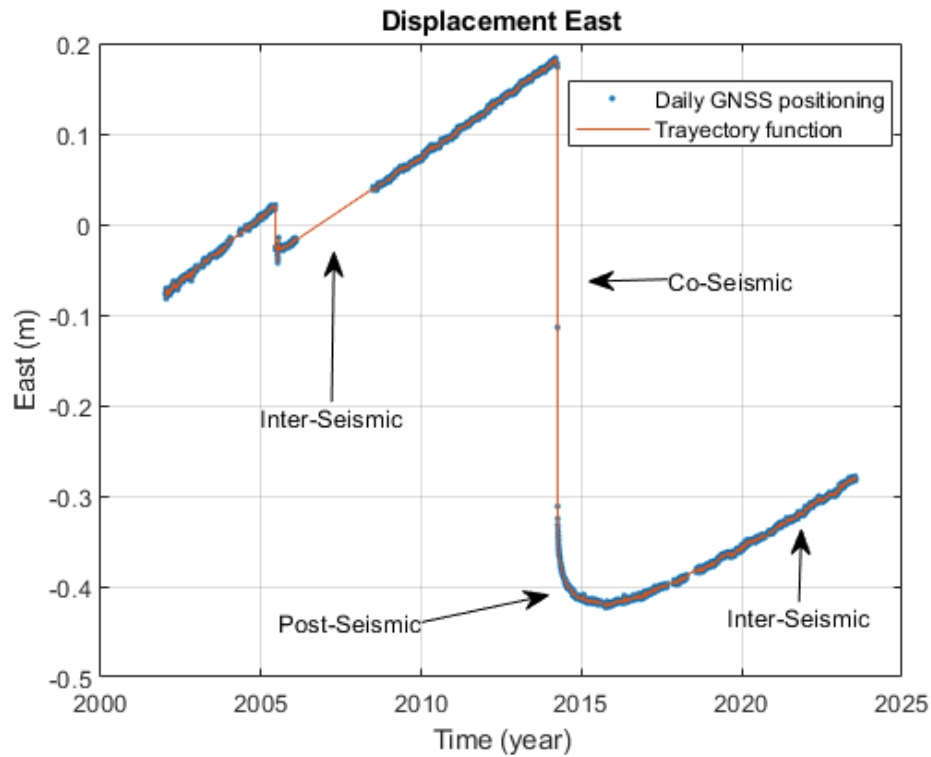


Figura 1: Serie temporal GNSS que comprende todo el ciclo sísmico, estación IQQE.

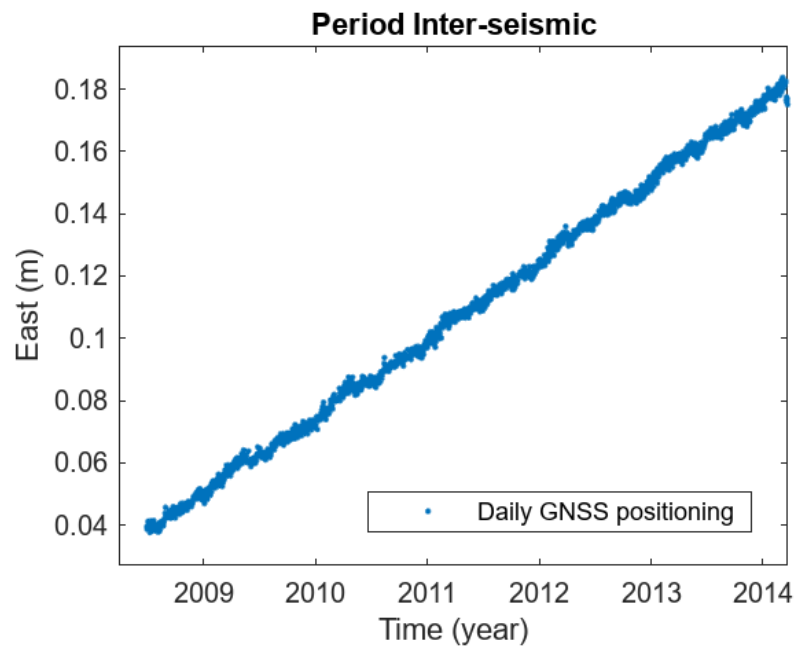
La figura 1 presenta una serie temporal de desplazamientos GNSS diarios en dirección Este registrados y proporcionados por el *Nevada Geodetic Laboratory* (NGL). Estos datos corresponden específicamente a la estación IQQE, situada en la región de Tarapacá, al sur de Iquique, Chile. Desde el 2003 hasta el 2005, se observa una clara tendencia positiva en el desplazamiento hacia el Este. Esta progresión se ve interrumpida por un salto significativo, indicativo de la actividad sísmica considerable que ocurrió en ese período. Este patrón de acumulación de energía se extiende hasta el 1 de abril de 2014, fecha en la cual se registró el Terremoto de Iquique con una magnitud de  $M_w$  8.1 (Ruiz et al., 2014; Socquet et al., 2017). Este sismo provocó un desplazamiento pronunciado de casi 50 cm en dirección Oeste. El *mainshock* tuvo lugar a las 20:46:45 hora local.

Tras el terremoto se desencadenaron una serie de réplicas, durante las cuales la estación IQQE continuó desplazándose hacia el Oeste. Sin embargo, con el paso de los años se retomó la tendencia positiva inicial, como se evidencia en la parte final de la serie temporal. En resumen, esta gráfica ilustra las tres fases clave del ciclo sísmico y refleja la respuesta elástica inherente de la corteza terrestre.

### **3.2.1. Fase Inter-Sísmica**

En este periodo del ciclo sísmico las placas tectónicas se mueven, pero las fallas se encuentran bloqueadas e imposibilitadas de deslizarse una respecto a la otra debido a la fricción entre el contacto entre ellas, almacenando energía potencial elástica. Como consecuencia de este movimiento (Placas tectónicas), la deformación de la corteza terrestre se acumula lentamente alrededor de los bordes de la placa hasta el momento de ruptura que ocurre cuando la deformación excede la resistencia de la roca (Rolandone, 2022). Es importante mencionar que la litosfera, la capa sólida superficial de la tierra es frágil, por lo cual se rompe. Mientras que la astenosfera, capa del manto terrestre situada por debajo de la litosfera, caracterizada por comportarse de manera dúctil y semifluida, no se rompe. Entonces, la astenosfera deforma la litosfera producto de la convección de las capas internas de la Tierra, hasta que no puede contener más la deformación y la roca cede. Todo ese periodo se denomina Inter-Sísmico y es la fase de mayor extensión de tiempo entre las etapas del ciclo sísmico (Scholz, 2019).

En esta fase también ocurren deslizamientos lentos que liberan parte de la energía acumulada, generando una desestabilización presísmica que prepara la ruptura (Rolandone, 2022).



*Figura 2: Periodo Inter-sísmico, coordenada Este, estación IQQE.*

La figura 2 muestra un desplazamiento positivo de la coordenada Este de la estación IQQE, en el cual se infiere que la zona está acumulando energía durante ese periodo de manera regular.

A continuación, se presenta una imagen de las velocidades en el periodo Inter-Sísmico en la zona de subducción chilena.

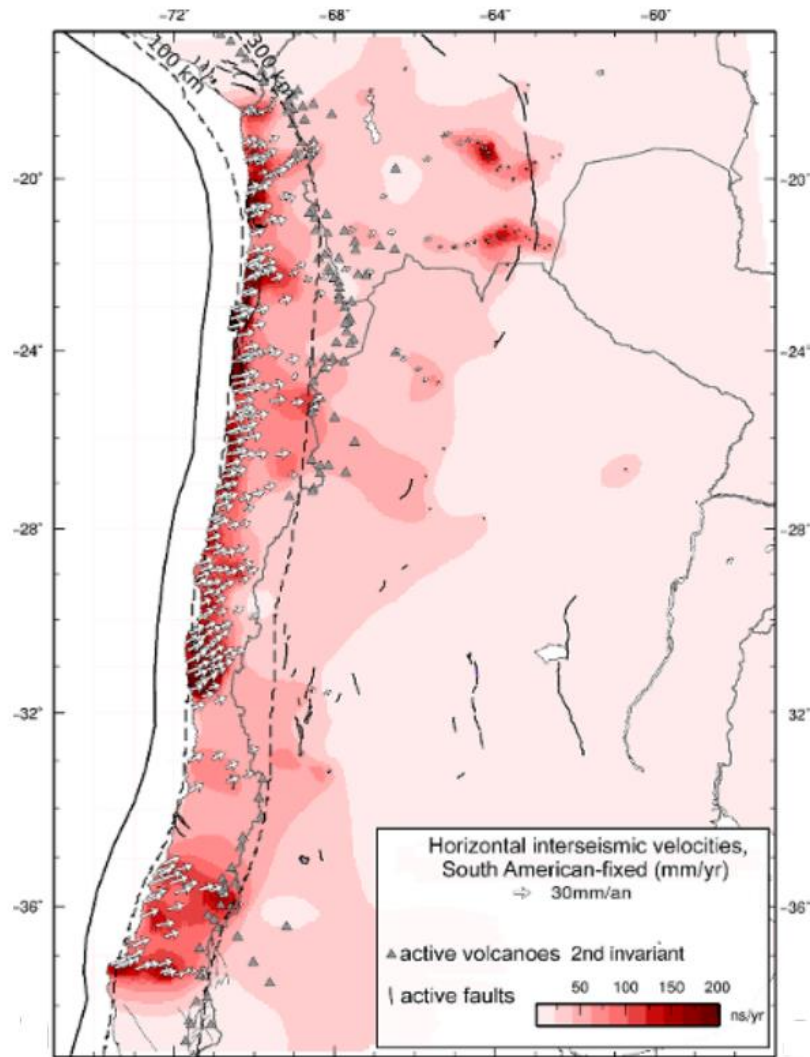


Figura 3: Vectores de velocidad Inter-sísmica (Rolandone, 2022)

En la ilustración 1 podemos ver los vectores (flechas) de velocidades horizontales Inter-Sísmicas medidas con las estaciones GNSS sobre la placa sudamericana fija (Rolandone, 2022). Las velocidades van disminuyendo a medida que la estación se aleja de la zona de subducción (Línea negra continua). El movimiento es en dirección NE (Noreste) y es más pronunciado al sur de Chile. Teóricamente se dice que las velocidades de las placas tectónicas se mueven a una velocidad constante en cada zona específica (Rolandone, 2022).

En algunas zonas como la de subducción, por ejemplo, en la fase previa a un terremoto, la componente vertical tiende a aumentar en las zonas de mayor gradiente de deformación. Y luego del periodo Co-Sísmico, esta elevación desciende notoriamente, respondiendo así, a la teoría del rebote elástico (Zhang, 2023).

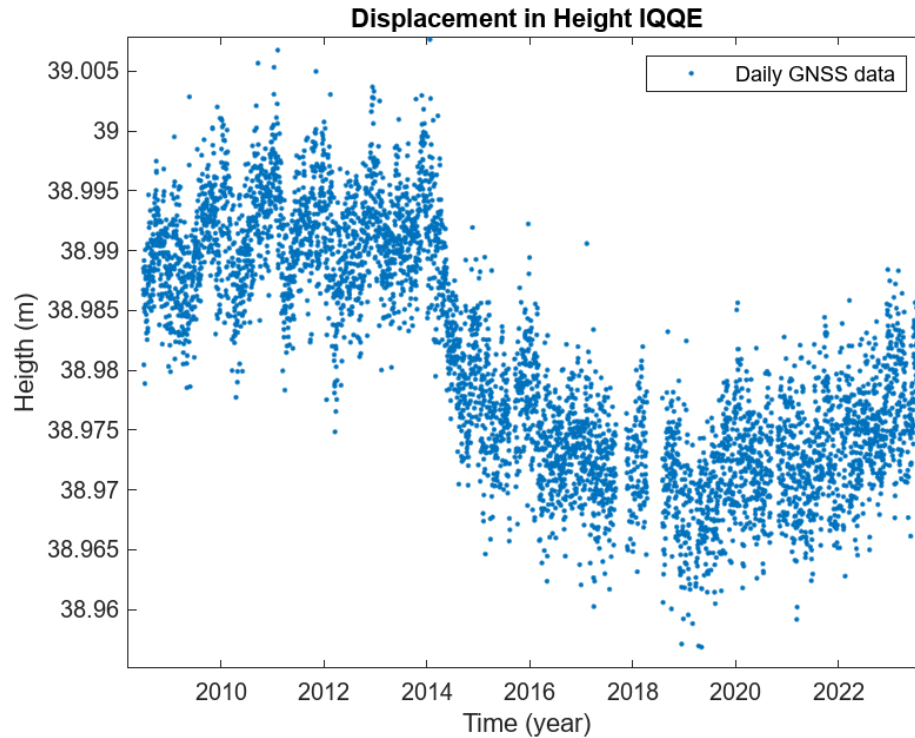


Figura 4: Comportamiento altura IQQE.

La figura 4 ejemplifica lo señalado por Zhang (2023), donde se observa que previo al terremoto de Iquique en 2014, la estación presentaba una altura elipsoidal media de 38.9915 m hasta el *mainshock*. Luego esta altura presenta una tendencia descendente durante mas de 4 años, modificando el comportamiento a partir del 2019, donde aumenta gradualmente su altura lo que se asocia a la acumulación de energía elástica.

### *Movimientos pre- sísmicos.*

Con el avance de la tecnología se han registrado movimientos precursores a terremotos alrededor de fallas que se suponían que permanecían bloqueadas en la fase Inter-sísmica. Principalmente en zonas de subducción, donde se producen los más grandes terremotos. La relación que tiene la deformación durante este comportamiento pre-sísmico con la fase de nucleación de un terremoto es objeto de estudio que puede ayudar a comprender mejor este fenómeno.

Scholz (2019) incluyó esta fase pre-sísmica como parte del ciclo sísmico a pesar de explicar que, no se entiende con exactitud sus características y su mecanismo. Su existencia fue sugerida por la observación de deformación anómala en comparación a la deformación Inter-sísmica.

### **3.2.2. Fase Co-Sísmica**

Esta fase inicia cuando la resistencia de la falla es superada por las tensiones producidas por el movimiento de las placas tectónicas. Se genera una ruptura abrupta liberando ondas sísmicas. Sin embargo, existe una variedad de formas en que ocurren los terremotos. En primer lugar, el tamaño de los terremotos varía en distintos ordenes de magnitud. Los pequeños terremotos duran solo una fracción de segundo, mientras que las rupturas grandes pueden ocurrir en cientos de kilómetros liberando energía en un par de minutos. La fase Co-Sísmica considera al evento principal (la gran ruptura), y ocurre una discontinuidad en el desplazamiento o deformación mucho mayor que en la fase Inter-Sísmica (ver figura 1). Durante esta fase del ciclo se puede generar cambios en la topografía y fracturas en la superficie (Rolandone, 2022).

### 3.2.3. Fase Post-Sísmica

Luego de un gran terremoto, se registra un aumento en la sismicidad alrededor de la zona de ruptura. Los sismos de menor magnitud que el *mainshock* son denominados “réplicas”, y se manifiesta una deformación de forma asísmica, que quiere decir que se libera energía de forma gradual y estable, sin producir vibraciones perceptibles en el terreno. Esta fase fue descubierta por la geodesia moderna ( $> 1990$ ) debido a observaciones GNSS de la superficie terrestre. Los terremotos con magnitud  $> 6.0$  fueron seguidos por una deformación cuyas características espaciales y temporales son diferentes a la fase Inter-Sísmica y Co-Sísmica. Para explicar estas observaciones, se proponen dos mecanismos de deformación Post-Sísmica. El primer mecanismo asume que el deslizamiento tiene lugar en el mismo plano de falla donde ocurrió el Co-Sísmico. El segundo mecanismo postula que la deformación podría deberse a la relajación de una capa de materiales viscoelásticos, más profundo que la zona de la falla. Estos dos mecanismos podrían explicar la deformación Post-Sísmica (Rolandone, 2022).

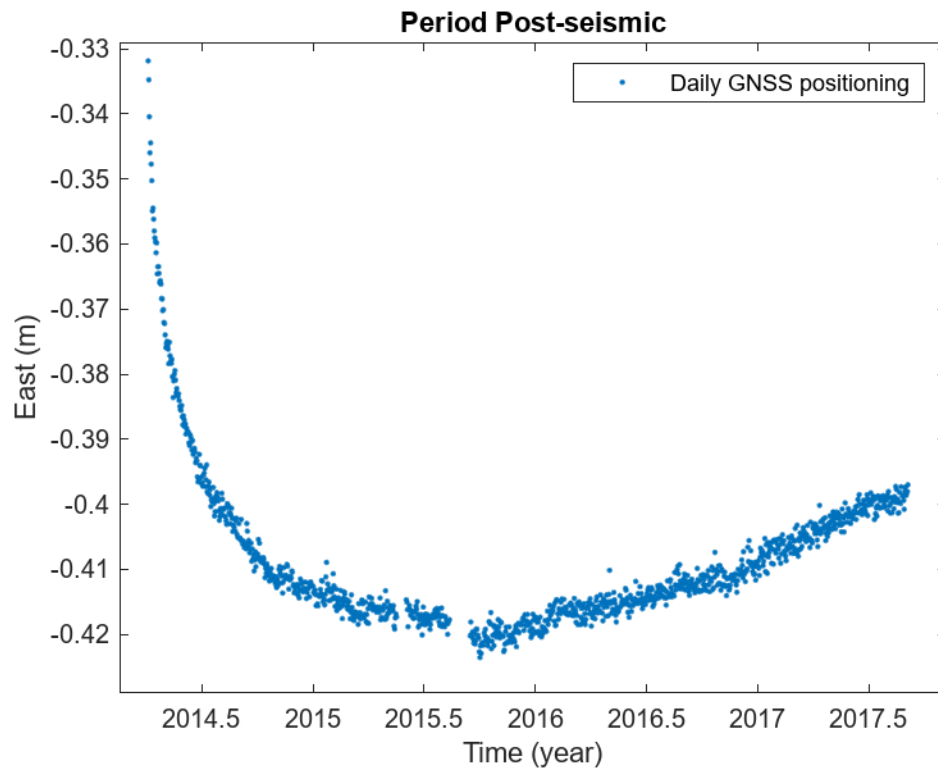


Figura 5: ST de la fase Post-sísmica estación IQQE terremoto de Iquique 2014.

La diferencia que explica Rolandone (2022) entre las otras fases del ciclo sísmico, se debe a estas observaciones GNSS, donde se registra una “curva” posterior a la ocurrencia del *mainshock* (Figura 5).



### **3.3. Fase de Nucleación Sísmica**

La fase de nucleación sísmica se entiende como el momento previo a la ruptura de un terremoto significativo. De acuerdo con experimentos de laboratorio y modelamiento numérico (Cabrera et al., 2022; Cabrera & Poli, 2023), esta fase posee dos etapas: una cuasi estática en la que se detecta una señal de movimiento; Y otra dinámica e instantánea que acelera y genera la ruptura de forma abrupta (Beroza & Ellsworth, 1996; Ellsworth & Beroza, 1995; Ohnaka, 1992).

Para explicar de mejor manera como se llegó a este concepto y siendo actualmente un foco de estudio de parte de la sismología debido a sus implicaciones de predicción y evaluación de riesgos, se describirá en forma cronológica los autores responsables de descubrir esta nueva fase del fenómeno.

La ruptura de tipo Stick-Slip propuesto por Byerlee (1970) en los experimentos de laboratorio, mostraron que con cierta presión y temperatura ocurre un deslizamiento repentino entre dos bloques rígidos. Esta idea es importante, porque en el futuro muchos científicos estudiaron este deslizamiento de forma más rigurosa.

Dieterich (1978) realizó y analizó experimentos, a partir de los cuales propuso que el deslizamiento lento previo a un terremoto puede ser el proceso responsable de las observaciones de precursores sísmicos. Demostró que pequeñas cantidades de deslizamiento sísmico lento ocurre durante las últimas etapas del ciclo de carga que precede al deslizamiento rápido.

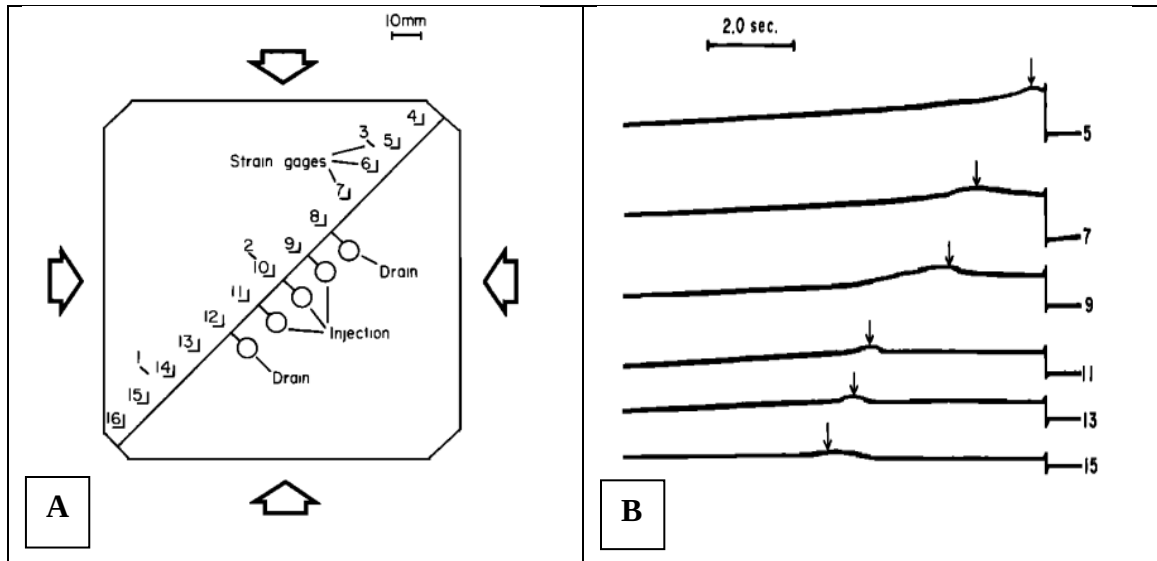


Figura 6: Experimento tipo Stick-slip (Dieterich, 1970).

La figura 6-A muestra el tipo de experimento de la roca con la carga aplicada en sus lados con *Strain gages* (sensores para medir la deformación). La figura 6-B grafica el momento en que se identifica una pequeña deformación en cada sensor.

Esto representa una característica que se manifestó 148 veces en 150 experimentos realizados (con distintas presiones). Donde el deslizamiento comienza en algún punto de la falla y se propaga sobre una fracción significativa de la superficie. En el caso de la figura 6-B se observa un pequeño movimiento en el *Strain gage* número 15 y se propaga hacia el *Strain gage* número 5 en un par de segundos donde comenzaría el deslizamiento de tipo *Stick slip*, o el terremoto. Esto generó información relevante para comprender la nucleación de un terremoto.

Pasaron alrededor de 20 años, y Ohnaka (1992) fue la primera persona en hablar de nucleación sísmica y la define como un movimiento precursor a corto plazo o inmediato, que ocurre en una zona localizada y conduce a la ruptura dinámica del sismo principal.

Ohnaka presentó dos modelos a partir de datos numéricos y de laboratorio que describen la nucleación de terremotos: La primera es a través de deslizamiento lento previo de la ruptura. El segundo método por una cadena de precursoros que migran hacia la zona del evento principal. Además, explicó que los terremotos están precedidos por dos fases, una cuasi-estática estable que evoluciona a una fase dinámica que acelera y genera la gran ruptura.

Posteriormente, Ellsworth y Beroza (1995) estudiaron 30 terremotos de distintas magnitudes (de Mw 2.6, hasta Mw 8.1) y encontraron que existe una fase de nucleación sísmica distintiva por medio de observaciones de sismogramas. También identificaron que el tamaño y la duración de esta fase de nucleación es directamente proporcional con el tamaño final del terremoto, es decir, la fase ejerce una influencia en el área de ruptura y la liberación de energía del terremoto (Figura 7).

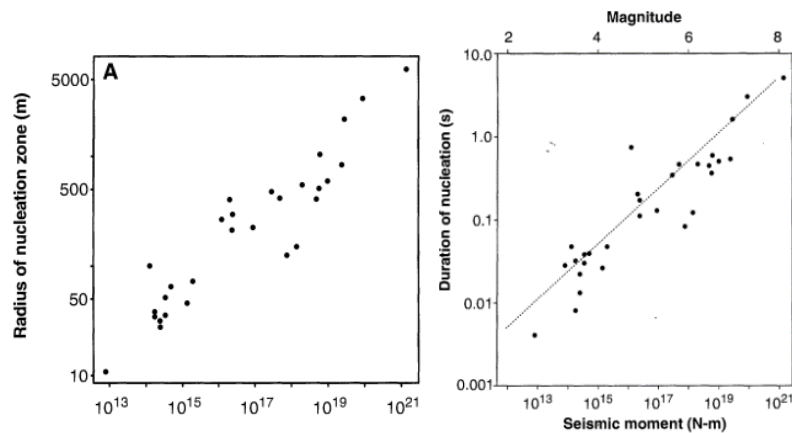


Figura 7: Características de la fase de nucleación (Ellsworth y Beroza, 1995).

Otra observación que obtuvieron fue que, durante la fase de nucleación, inicia lentamente y luego acelera de forma repentina (Figura 8).

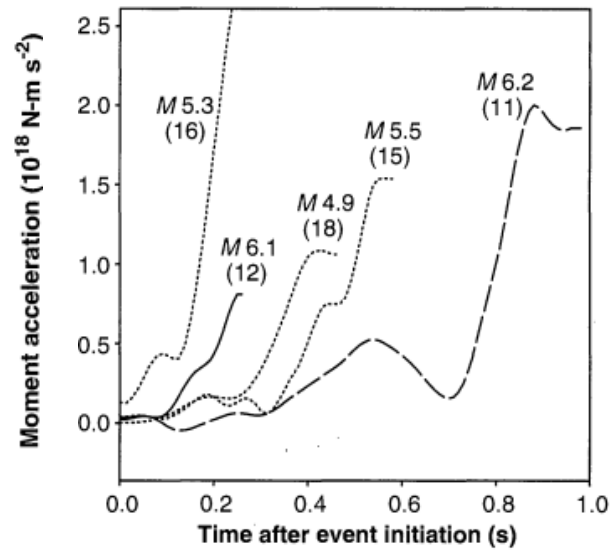


Figura 8: Aceleración abrupta en la fase de nucleación (Ellsworth y Beroza, 1995).

Ellsworth (2019), habla acerca de los modelos que se proponen para el inicio de nucleación del terremoto. Uno de ellos es el modelo en cascada que sugiere que los terremotos se inician de manera común, independiente de su tamaño final, y la complejidad observada al comienzo de la ruptura surge de la variabilidad en la geometría de la falla y el estado de estrés. Una vez que se inicia la ruptura, puede desencadenar nucleaciones secundarias a través de la transferencia de tensión. El modelo en cascada no proporciona un camino claro hacia la predicción de terremotos, ya que se basa en la complejidad y la variabilidad inherente en las condiciones de la falla. Sin embargo, es una forma de entender cómo se inician los terremotos y cómo se propagan a través de la interacción de diferentes segmentos de la falla.

El otro modelo propone un pre-deslizamiento, en que ocurre un deslizamiento lento en la zona de nucleación que escala con el tamaño del terremoto. Según este modelo, tanto los sismos preliminares como el inicio inestable de los terremotos son consecuencia del

deslizamiento asísmico en la región alrededor del eventual hipocentro. Antes del sismo principal, puede haber un período de deslizamiento lento en la zona de nucleación, que puede ser detectado como sismos precursoros. Estos *foreshock* son considerados como una señal de que la falla está acumulando energía antes de liberarla en el terremoto principal. Sin embargo, Ellsworth (2019) remarca que:

“Si existe alguna propiedad de los terremotos previos, que los hace identificable como tales antes que ocurra un terremoto principal, aun no se ha encontrado”.

### **3.3.1. Fase de nucleación por datos geodésicos.**

Los datos GNSS tienen implicancias significativas para la detección y monitoreo de señales precursoras de terremotos. En el artículo reciente “*The precursory phase of large earthquakes*” de Bletery & Nocquet (2023), publicado en la revista *Science*, utilizaron soluciones de coordenadas de alta frecuencia (cada 5 minutos) para estaciones GPS ubicadas cerca de los epicentros de terremotos  $M_w \geq 7$ . Estos datos permitieron identificar patrones temporales y tendencias en el desplazamiento horizontal antes de los terremotos. El análisis de los datos reveló una fase precursora de deslizamiento lento en la falla antes de los terremotos de gran magnitud. Los autores sugieren la existencia de una señal precursora asociada a la acumulación gradual de deslizamiento durante aproximadamente 2 horas antes de los terremotos.

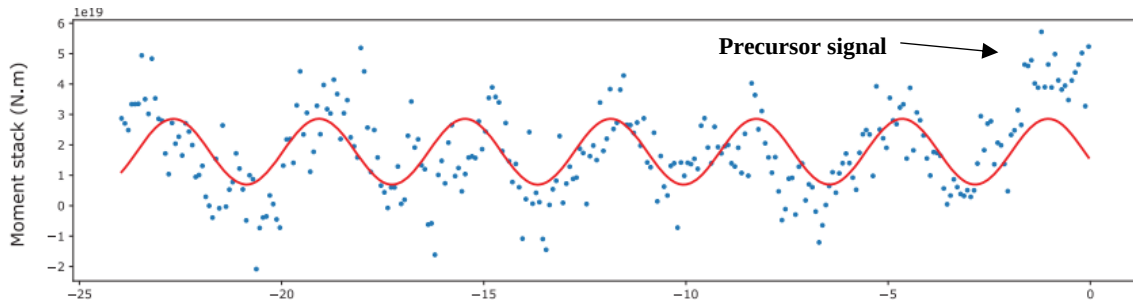


Figura 9: Señal precursora antes del terremoto de Tohoku-Oki (Bletery & Nocquet, 2023)

La figura 9 muestra el momento horizontal resultante del apilamiento (*stack*) calculado por los desplazamientos horizontales registrados por múltiples estaciones GNSS en las horas previas al evento sísmico. La línea roja es la función estacional ajustada de la serie temporal y al final se observa una anomalía, indicando la presencia de una señal precursora.

Por otra parte, la meticulosa investigación llevada a cabo por Ruiz et al. (2017), proporcionó un importante entendimiento del terremoto de Valparaíso (Mw 6.9) del mismo año. Utilizaron datos GPS para detectar movimientos de la corteza antes del evento principal. La estrategia de procesamiento fue de archivos diarios para cada estación cercana al *mainshock*, a una tasa de muestreo de 15 segundos. Se incluyeron 15 estaciones regionales del *International GNSS Service* (IGS) para estimar la posición diaria. Dividieron los archivos en ventanas de tiempo de 6 horas (Ruiz et al., 2017).

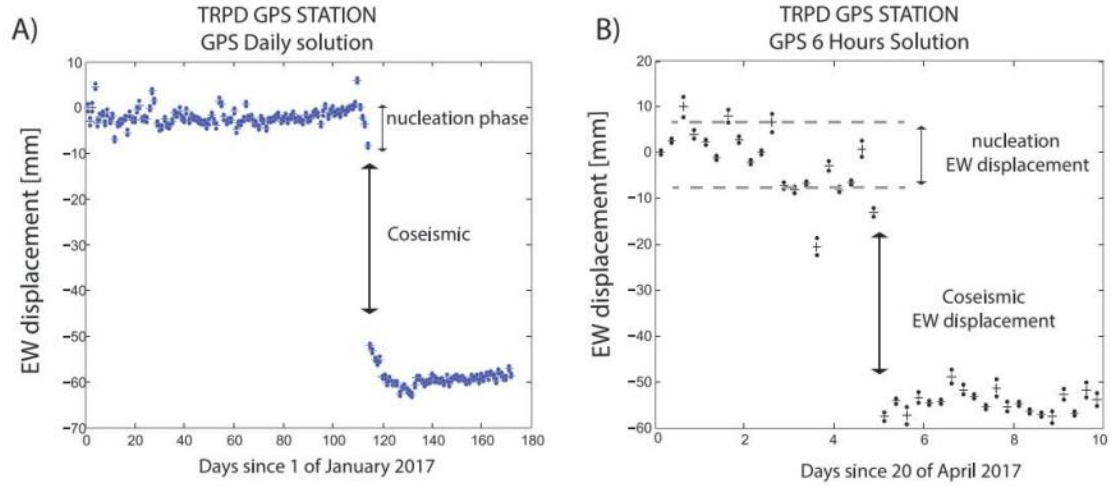


Figura 10: Series temporales Terremoto de Valparaíso 2017 (Ruiz et al., 2017).

La figura 10 muestra claramente una señal previa 2 a 3 días previos al *mainshock*.

Ruiz y colaboradores plantean la hipótesis de que el terremoto de Valparaíso (6.9) forma parte de una fase de nucleación sísmica a largo plazo que se puede concluir con un mega terremoto como el de 1730 (superior a Mw 9.0).

### 3.4. Deslizamiento Lento (Slow-slip)

El deslizamiento lento o asísmico se define como la liberación de energía de forma gradual y estable, resultante del movimiento relativo de las placas (Rogers & Draget, 2003). Este movimiento probó que la fase inter-sísmica no es tan estática como se pensaba, debido a que en algún momento del periodo se activan las fallas y libera un porcentaje de energía acumulada (Bouchon et al., 2011; Rolandone, 2022; Socquet et al., 2017).

El *Slow-slip* se descubrió en la frontera de la subducción de Cascadia en América del Norte. Rogers y Draget (2003), estudiaron los enjambres sísmicos de la zona y notaron que había un desplazamiento de centímetros de las estaciones GNSS hacia el Oeste, es decir, hacia la trinchera de subducción. Lo describieron como un movimiento que se asemeja al observado a la fase co-sísmica pero dura varias semanas o incluso varios meses (Rolandone, 2022).

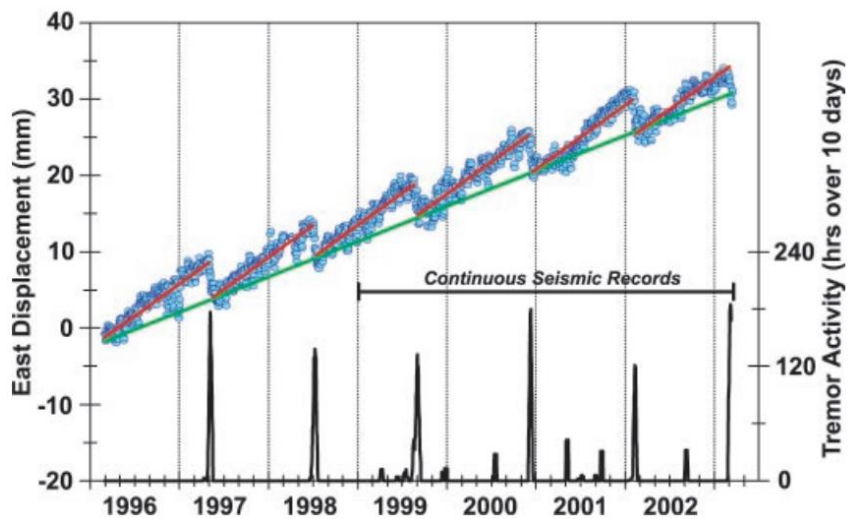


Figura 11: Actividad sísmica y deslizamientos para ALBH (Rogers & Draget, 2003)

En la figura 11 se observa una serie temporal GNSS de la estación de ALBH de la ciudad de Victoria en la isla de Vancouver, Canadá. Los puntos azules muestran la posición GNSS



diaria. La línea verde muestra la tendencia a largo plazo del periodo inter sísmico y la línea roja es la tendencia entre eventos sísmicos significativos con deslizamiento. El gráfico inferior muestra el tiempo en horas de la duración de la actividad sísmica en un periodo móvil de 10 días, es decir, indica la cantidad de horas de actividad sísmica en periodos de 10 días en los desplazamientos observados en la serie temporal GNSS. Notamos que la recurrencia de los deslizamientos y la duración de la actividad sísmica se comporta de forma regular (Rogers & Dragert, 2003).

#### **3.4.1. Deslizamiento lento por datos geodésicos**

Moutote et al. (2023), propone que para el terremoto de Valparaíso (Mw 6.9) en 2017, en lugar de que las anomalías en las series temporales GNSS representen una fase de nucleación, en realidad indican un deslizamiento lento que comienza antes del *mainshock* y continúa después de él. Debido a que la actividad sísmica observada, no estaba acelerándose hacia el *mainshock*, sino que continuó de manera suave. El análisis de las series temporales GNSS mostró un movimiento hacia la trinchera de la subducción antes y después del evento principal.

Socquet et al. (2017) escribe sobre la fase precursora a largo plazo del terremoto Mw 8.1 en el norte de Chile, ocurrido el 1 de abril del 2014. Ellos observaron un evento de deslizamiento lento, ocurrido aproximadamente 8 meses antes del *mainshock*. A través de estaciones GNSS costeras, registraron un desplazamiento hacia el oeste en dirección a la zona de subducción durante ese periodo.

Si bien el deslizamiento lento está relacionado con los movimientos precursores de los grandes terremotos como muestra la tabla 1, no siempre desencadena uno (Moutote et al., 2023; Socquet et al., 2017).

### **3.5. GNSS: descripción y errores comunes**

GNSS (*Global Navigation Satellite System*) es un sistema general que engloba diversas constelaciones de satélites proporcionando señales desde el espacio que transmiten datos de posicionamiento a receptores GNSS. El propósito principal de GNSS es proporcionar servicios de posicionamiento precisos en términos de coordenadas geográficas, servicios de navegación, entre otros. Los satélites transmiten señales de radio que contiene la información sobre la posición del satélite y la hora de la señal (Leick et al., 2015).

#### **3.5.1. Observables**

Las pseudodistancias y las fases portadoras son las observaciones básicas de GNSS (observables) utilizadas para el posicionamiento y cronometría.

La pseudodistancia es a la distancia calculada entre un satélite y un receptor GNSS, basada en el tiempo que tarda la señal en viajar desde el satélite al receptor. Incluye errores debido a factores como retrasos en la ionosfera y troposfera, así como posibles errores en los relojes del satélite y receptor.

Las fases portadoras se relacionan con la fase de la señal de radio del satélite en el momento en que llega al receptor. La medición de la fase portadora es más precisa que la pseudodistancia y se utiliza para llegar a precisiones a nivel de milímetros, aunque es susceptible a errores de salto de fase (Leick et al., 2015).

### **3.5.2. Diferencias simples, dobles y triple**

Son técnicas para el procesamiento de datos GNSS que reduce o elimina errores en las observaciones.

Las diferencias simples funcionan al observar los mismos satélites en los mismos tiempos con dos receptores, se pueden calcular tres tipos de diferencia de observaciones.

- a) Diferencias entre receptores: Esta técnica reduce los errores comunes entre receptores, como los errores del reloj del satélite y ciertos errores atmosféricos
- b) Diferencias entre satélites: Ayuda a mitigar errores específicos del receptor, como error del reloj del receptor.
- c) Diferencia entre tiempos: Es la diferencia de observaciones de la misma estación y el mismo satélite en diferentes épocas. Esta técnica se utiliza para corregir errores como los deslizamientos de ciclo en fase portadora.

Las diferencias dobles se forman cuando dos receptores observan dos satélites simultáneamente, o al menos casi simultáneamente. Se puede realizar una diferencia entre dos diferencias entre receptores o entre dos diferencias entre satélites. La diferencia doble combina estas dos diferencias simples para mitigar aún mas los errores como errores del reloj del satélite, del receptor y parte de los errores atmosféricos (ionosféricos y troposféricos)

La diferencia triple se calcula tomando la diferencia de las diferencias dobles a lo largo del tiempo. Ayuda a corregir y detectar deslizamientos de ciclo en las observaciones de la fase portadora. Es útil en situaciones que se requiere un alto nivel de precisión y se dispone de datos de series temporales (Leick et al., 2015).

### **3.5.3. Multicamino**

Una vez que las señales de los satélites llegan a la superficie de la tierra, idealmente ingresan directamente a la antena. Sin embargo, objetos en las cercanías del receptor pueden reflejar algunas señales antes de que entren en la antena, causando firmas no deseadas en las observaciones de pseudodistancia y fase portadora.

### **3.5.4. Error por centro de fase de la antena y satélite**

En el centro de fase de la antena es la diferencia entre el centro físico de la antena (donde se supone que se encuentra la señal) y el punto donde la señal de radio es recibida.

Los desplazamientos de centro de fase de la antena del satélite suelen darse en el sistema de coordenadas fijas del satélite y se determinan para cada tipo de satélite (Leick et al., 2015).

### **3.5.5. Servicios GNSS**

Existen numerosos servicios disponibles para ayudar a los usuarios a obtener el máximo provecho de GNSS. Uno de los servicios es la calibración de antenas en el NGS (*National Geodetic Survey*). Otros incluyen los retrasos cenitales hidrostáticos y húmedos, los coeficientes de carga oceánica, parámetros del movimiento polar y rotación terrestre del IERS (*International Earth Rotation and Reference System*).

Otros servicios como el Laboratorio Geodésico de Nevada (NGL) se encargan de procesar datos GNSS para obtener posiciones precisas o PPP (posicionamiento de punto preciso). PPP es una técnica avanzada de procesamiento que permite determinar la ubicación geográfica de un receptor a un alto nivel de precisión, típicamente a nivel de centímetros incluso a milímetros. La aplicación de esta técnica precisa es utilizada en la topografía,

cartografía y estudios de la deformación de la tierra por medio de series temporales GNSS (Leick et al., 2015).

### **3.6. Análisis de series temporales GNSS**

El análisis de series temporales se utiliza para investigar el comportamiento temporal de una posición GNSS. También proporciona diversas herramientas para detectar patrones temporales y entender los procesos subyacentes que produjeron los datos observados e incluso permite predecir valores futuros como los modelos de trayectoria (Bevis & Brown, 2014; Montillet & Bos, 2020; Trauth, 2015; Young et al., 2023).

La posición a largo plazo de las estaciones cambia con el tiempo debido al movimiento de las placas tectónicas, el rebote post-glacial, la fusión de la nieve y hielo y otros procesos geofísicos. Las señales presentes en las series temporales GNSS, mayormente con señales pseudo-periódicas, pueden incluir sesgos en la estimación de verdaderas variaciones estacionales periódicas. En general, se pueden clasificar en tres grupos las señales geofísicas restantes a los efectos de largo plazo (Montillet & Bos, 2020).

- a) La excitación gravitacional: Desplazamientos debido a la tierra sólida, mareas oceánicas y mareas atmosféricas.
- b) Origen térmico, hidrodinámica y efecto de cambio climático: Como los niveles de agua subterránea, deformaciones por presión atmosférica y fluctuaciones no mareales de la superficie del mar (NTOL y NTAL).
- c) Errores residuales: Incluyen la señal draconítica resultante de un mal modelado de orbitas, errores instrumentales e interferencias externas.

En las series temporales geodésicas, las observaciones consisten en un conjunto de datos recopilados en diferentes épocas. Estas observaciones contienen ruido que se puede modelar como un conjunto de variables aleatorias donde se asume que la función de densidad probabilidad del ruido es Gaussiana. Por lo tanto, las observaciones GNSS tienden a tener una distribución normal (figura 12).

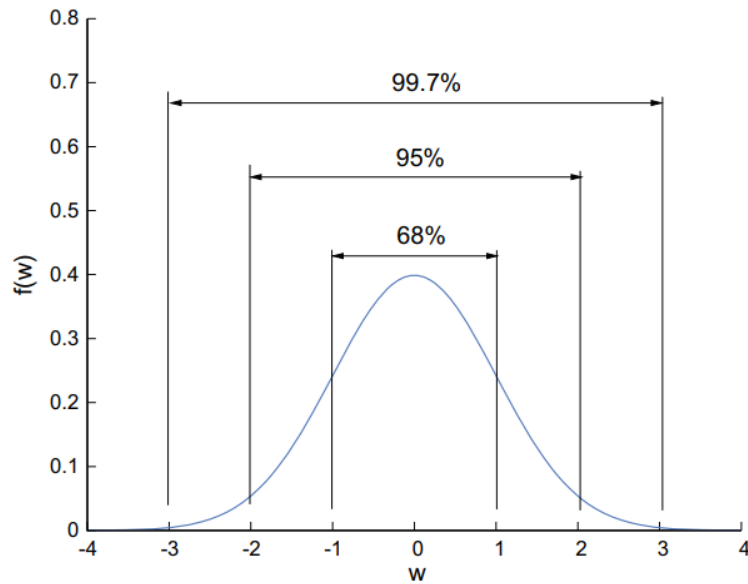


Figura 12: distribución normal de las observaciones GNSS(Montillet & Bos, 2020)

### 3.6.1. Composición de la señal GNSS

Una serie temporal GNSS es una secuencia ordenada de valores en ciertos momentos.

$$y(t) = \{y(t_1), y(t_2), y(t_3), \dots, y(t_N)\} \quad (1)$$

Cuando el intervalo de tiempo entre dos observaciones sucesivas entre  $y(t_k)$  y  $y(t_{k+1})$  es constante, se dice que la serie temporal esta igualmente espaciada y el intervalo de muestreo es:

$$\Delta t = t_{k+1} - t_k \quad (2)$$

La frecuencia de muestreo  $f_s$  es la inversa del intervalo de muestreo  $\Delta t$

$$f_s = \frac{1}{\Delta t} \quad (3)$$

En general una serie temporal GNSS con intervalo de muestreo constante puede representarse como la suma lineal de un componente periódico o cíclico mediante una combinación lineal de ondas seno (o coseno) que tiene diferentes amplitudes  $R_i$ , frecuencias  $f_i$  y ángulos de fase  $\varphi_i$ .

$$y_p(t_k) = \sum_i R_i \cdot \sin(2\pi f_i t - \varphi_i) \quad (4)$$

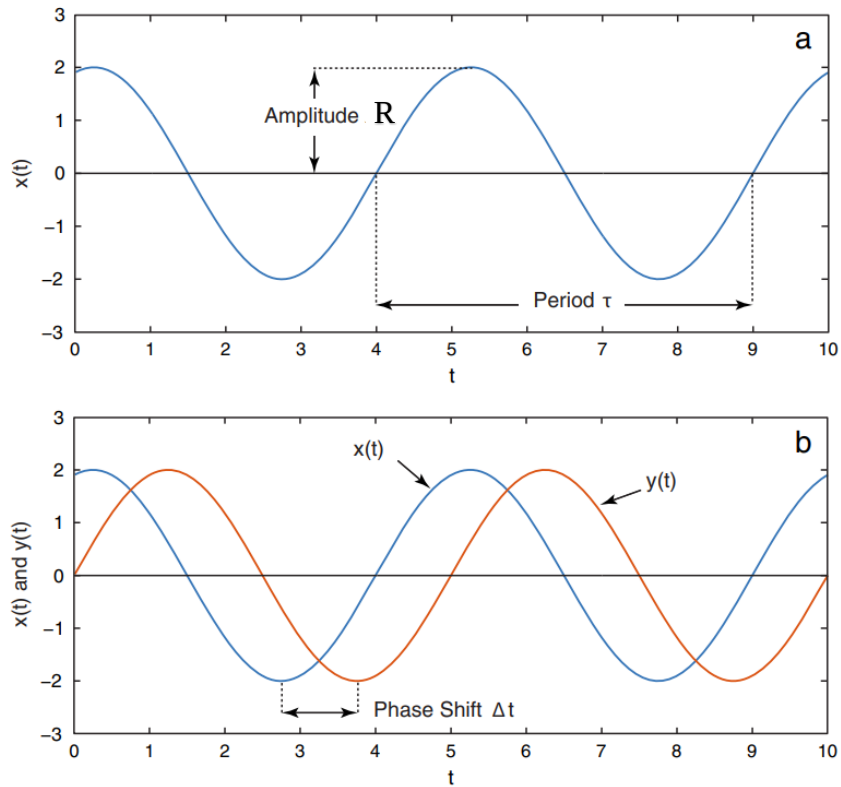


Figura 13: composición de una señal (Trauth, 2015).

La figura 13 **a** muestra una señal periódica en función del tiempo, definida por la amplitud  $R_i$  y el periodo  $t$  que es la inversa de la frecuencia  $f_i$ . **b** muestra dos señales  $x$  e  $y$  con el mismo periodo y están desfasadas por una fase  $\varphi_i$ .

La frecuencia de una señal periódica es la inversa del periodo. La frecuencia de Nyquist ( $f_N$ ) es la mitad de la frecuencia de muestreo  $f_s$  y representa la máxima frecuencia que los datos pueden producir.

$$f_N = \frac{1}{2 \cdot \Delta t} \quad (5)$$

### 3.6.2. Análisis espectral

El análisis espectral se puede utilizar para detectar las señales periódicas presentes en las series temporales GNSS, mediante el método de la transformada discreta de Fourier (DFT) (Montillet & Bos, 2020).

Siendo  $Y_k$  números complejos, que denotan la amplitud y la fase de la señal periódica con

periodo  $\frac{k}{N \cdot \Delta t}$

$$Y_k = \sum_{n=0}^{N-1} y_n \cdot e^{-i \frac{2\pi}{N} kn} \quad , \text{ Para } k = \left\{ \frac{-N}{2} + 1, \dots, \frac{N}{2} \right\} \quad (6)$$

Donde;

- $Y_k$ : son los coeficientes de Fourier en la  $k$ -ésima componente de la DFT.
- $y_n$ : es la  $n$ -ésima muestra de la señal en el dominio del tiempo.
- $N$  : es el número total de muestra.
- $e$  : es la base de logaritmo natural.
- $i$  : es la unidad imaginaria.
- $\Delta t$ : frecuencia de muestreo.



Con esta operación se logra convertir la señal hacia el dominio de la frecuencia, y se obtiene información sobre que señales periódicas están presentes en la señal. El vector resultante está compuesto por dos términos: Una parte real  $\mathbb{R}$  que contiene toda la información sobre la señal; El otro termino es imaginario  $i$ .

La densidad espectral o densidad espectral de potencia (PDS), es una función matemática que describe la distribución de la potencia de una señal en función de la frecuencia, es decir, muestra como la energía de una señal o serie temporal se distribuye a lo largo de diferentes frecuencias. Para determinar la distribución de potencia de la señal con sus diferentes frecuencias:

$$PSD_k = \frac{2[Y_k]^2}{f_s} \quad , Para k \left\{ 1, 2, \dots, \frac{N}{2} \right\} \quad (7)$$

Donde  $f_s$  esta definida en la ec. (3)

Siendo  $f_k$  la frecuencia de la señal asociada a  $PSD_k$ :

$$f_k = \frac{k f_s}{N}, \quad para k \left[ 1, 2, \dots, \frac{N}{2} \right] \quad (8)$$

### 3.6.3. Ajuste de señales periódicas

Se puede calcular la amplitud ( $R$ ) y fase ( $\varphi$ ) como:

$$R = \sqrt{A^2 + B^2} \quad (9)$$

$$\varphi = -\arctan\left(\frac{B}{A}\right) \quad (10)$$

Y una forma es ajustarlo bajo una solución por mínimos cuadrados

$$y(t) = \sum_{j=1}^n A_j \cdot \cos(2\pi \cdot f_j \cdot t) + B_j \cdot \sin(2\pi \cdot f_j \cdot t) \quad (11)$$

Donde:

$y(t)$ : es el ajuste por mínimos cuadrado de la componente en una época  $t$ .

$A_j$  y  $B_j$ : es la amplitud en la frecuencia  $f_j$ .

$f_j$ : es la  $j$ -ésima frecuencia.

$t$ : es el vector tiempo

De esta forma se obtiene el ajuste de la componente y con ello podemos remover los efectos cíclicos presentes en una señal GNSS.

#### 3.6.4. Filtros digitales en GNSS

Los filtros digitales en series temporales GNSS se utilizan para obtener una mejor precisión y calidad de las mediciones. Los filtros pueden eliminar errores y ruido en los datos GNSS, como interferencias atmosféricas, errores de reloj y errores sistemáticos. Lo que es crucial para el estudio de la deformación de la corteza terrestre y movimientos tectónicos (Montillet & Bos, 2020).

Dentro de los filtros digitales más comunes están la conocida media móvil y la mediana móvil. La media móvil calcula el promedio de una ventana de filtrado que se va desplazando a lo largo de la serie temporal GNSS. Por ejemplo, si la ventana de filtrado es de 3 valores la media móvil se calcula de la siguiente manera:

$$\bar{y}_n = \frac{y_{n-1} + y_n + y_{n+1}}{3} \quad (12)$$

La mediana móvil se calcula obteniendo el valor medio de una ventana de filtrado. En el ejemplo anterior la mediana móvil entre estos tres valores  $\{y_{n-1}, y_n, y_{n+1}\}$ , sería  $y_n$ .

Los filtros en el procesamiento de señales se utilizan para permitir o rechazar ciertas bandas de frecuencias. Los filtros de paso bajo (*lowpass filter*) permite el paso de frecuencias por debajo de una frecuencia de corte y atenúa las frecuencias superiores a ella, se usa para eliminar ruido de alta frecuencia. Los filtros de paso alto (*highpass filter*) permite el paso de frecuencias por encima de una frecuencia de corte y atenúa las frecuencias bajas. El filtro de paso banda (*bandpass filter*) permite el paso de un rango específico de frecuencias. Un criterio para elegir las ventanas de filtrado es determinar el rango de frecuencias que se desea mantener o eliminar (Montillet & Bos, 2020; Trauth, 2015).

#### **3.6.5. *The Common Mode Error (C.M.E)***

Hasta ahora, se ha mencionado el tratamiento a series temporales individuales. Sin embargo, la situación estándar es que se estudia una red GNSS y, por lo tanto, múltiples series temporales. Si la distancia entre las estaciones no es demasiado grande, aproximadamente 100-1000 km, entonces algunas de las fuentes de error en todas las series temporales son similares. Un enfoque sencillo de estimar estos errores es mediante el apilamiento de las series temporales calculando su media. Estos errores comunes entre la red GNSS puede estar presentes las presiones atmosféricas, efectos gravitacionales o errores sistemáticos. Al apilar y promediar las series temporales de múltiples estaciones se pueden realzar y analizar estos errores o señales comunes, lo que permite una mejor comprensión y corrección de estos efectos en los datos de cada estación individual siendo crucial para obtener mediciones precisas (Montillet & Bos, 2020).

En el estudio de Wdowinski et al. (1997) utiliza el enfoque *stacking* (apilamiento) para mitigar los errores de modo común en las series temporales

$$M(t) = \frac{1}{E} \sum_{i=1}^E y_i(t) \quad (13)$$

Donde:

$M(t)$ : es la media de las observaciones de las estaciones en la época  $t$ .

$E$ : es el número de estaciones.

$y_i(t)$ : es la observación de la estación  $i$  en la época  $t$

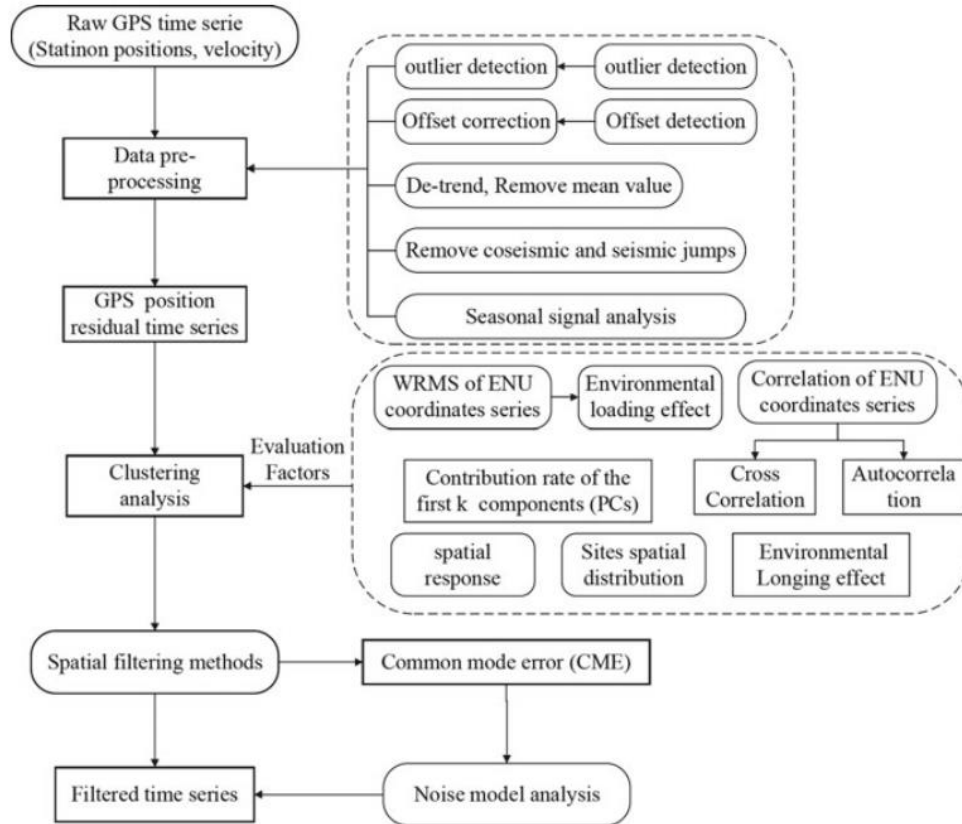


Figura 14: Diagrama de flujo general para el filtrado espacial de CME (He et al., 2017)

La figura 14 muestra una serie de secuencias y flujo ideal de un procesamiento de datos GNSS para realizar el cálculo de los CME.

También, la figura 13 muestra unos pre-procesamientos de series temporales GNSS, debido algunos factores naturales y otros sistemáticos de las observaciones como: La remoción de la tendencia de la serie temporal, la remoción del efecto co-sísmico (salto en las series temporal, ver figura 1). Y la remoción de *outliers*.

### **3.6.6. Remoción de tendencia lineal**

Una forma para remover la tendencia lineal es obtener la pendiente de una tendencia ajustada a la serie temporal y removerla de las observaciones. Donde se ajusta un polinomio de grado 1 debido a la naturaleza del fenómeno. Como se dijo en el apartado 3.2.1 Fase Inter-sísmica, teóricamente las velocidades se consideran constantes. Entonces la remoción de la tendencia lineal se puede representar de la siguiente forma:

$$y_{detrend} = y(t) - m * t \quad (14)$$

Donde  $m$  es el coeficiente del polinomio de grado 1 que indica la velocidad de la serie temporal.

### **3.6.7. Teorema de Polos de Euler**

En GNSS la tendencia de una serie temporal está relacionada con el movimiento de las placas tectónicas y una forma de removerla es a través del teorema de los Polos de Euler. La teoría de rotación de Euler se aplica para describir el desplazamiento de una placa tectónica en relación con otras. Con este teorema se pueden encontrar las velocidades de desplazamiento en la superficie de la tierra en función de parámetros conocidos del polo de Euler (Goudarzi et al., 2014).

La estimación de las velocidades de las estaciones se puede realizar a partir de la siguiente formulación:

$$\bar{V} = \bar{\Omega} \times \bar{P} = \begin{bmatrix} Z\omega_Y - Y\omega_Z \\ Z\omega_Z - X\omega_X \\ Y\omega_X - X\omega_Y \end{bmatrix} \quad (15)$$

Donde  $\bar{V} = \begin{bmatrix} V_X \\ V_Y \\ V_Z \end{bmatrix}$  es el vector de las velocidades,  $\bar{\Omega} = \begin{bmatrix} \omega_X \\ \omega_Y \\ \omega_Z \end{bmatrix}$  el vector de las velocidades

angulares, y  $\bar{P} = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}$  el vector de posición. Ahora, con el objetivo de obtener las

velocidades en un sistema de coordenadas locales (i.e., NEU), se aplica la siguiente transformación,

$$\bar{L} = \bar{R} \times \bar{V} \quad (16)$$

$$\begin{bmatrix} V_N \\ V_E \\ V_U \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\varphi \cdot \cos\lambda & -\sin\varphi \cdot \sin\lambda & \cos\varphi \\ -\sin\lambda & \cos\lambda & 0 \\ \cos\varphi \cdot \cos\lambda & \cos\varphi \cdot \sin\lambda & \sin\varphi \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_X \\ V_Y \\ V_Z \end{bmatrix} \quad (17)$$

Donde  $\varphi$  y  $\lambda$ , son la latitud y longitud geodésica, respectivamente.

La formulación presentada anteriormente comprende el problema directo, o sea, se considera conocidos los Polos de Euler ( $\omega_X, \omega_Y, \omega_Z$ ), y entonces se determina la velocidad en una estación específica. Sin embargo, en la práctica no se conocen los parámetros, y por tanto de debe resolver el problema inverso. Este último comprende la determinación de los parámetros a partir de las velocidades de un conjunto de estaciones (estables). La estimación de los parámetros típicamente se realiza por mínimos cuadrados. En términos resumidos, se debe resolver el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\bar{V} = A\bar{\Omega} + \bar{\varepsilon} \quad (18)$$

Donde  $A$  es la matriz que relaciona los parámetros con las observaciones (matriz diseño), y  $\bar{\varepsilon}$  el vector de los errores.

### 3.6.8. Remoción del efecto co-sísmico

En el contexto de series temporales GNSS relacionadas con terremotos, un salto co-sísmico se refiere a una discontinuidad abrupta en las mediciones de posición que ocurre en el momento del terremoto. Este salto representa un cambio repentino en la posición de la estación de monitoreo debido al desplazamiento tectónico producido por el *mainshock*.

Para la remoción de este efecto co-sísmico, se utiliza la función de Heaviside. La corrección se realiza calculando la diferencia en la posición antes y después del terremoto, así se ajusta los datos de la serie temporal después del evento sísmico (Bevis & Brown, 2014; Montillet & Bos, 2020).

Se calcula la media un día antes del terremoto ( $\bar{y}_b$ ) y la media un tiempo más breve después del terremoto ( $\bar{y}_a$ ). El salto co-sísmico se calcula como:

$$\bar{y} = \bar{y}_b - \bar{y}_a \quad (19)$$

la serie temporal sin desplazamiento co-sísmico será:

$$y_{\sim offset} = y_t - H(t) \cdot \bar{x} \quad (20)$$

Donde  $H(t)$  toma el valor de 0 para  $t < 0$  y un valor de 1 para  $t \geq 0$ . Se define el momento del terremoto como  $t = 0$ .  $y_t$  es el valor de la observación en una época  $t$ .

### 3.6.9. Remoción de *outliers*

La remoción de *outliers* en los datos GNSS sirve para mejorar la calidad y la precisión utilizados en el análisis. Al eliminar los *outliers*, se eliminan los valores atípicos que pueden distorsionar los resultados y afectar la interpretación de los datos. Esto permite obtener series temporales más confiables.

A continuación, se presenta la fórmula que se utilizó para eliminar *outliers* (Itoh et al., 2022):

$$\left| x_i - \frac{q_1 + q_3}{2} \right| > n * \frac{q_3 - q_1}{2} \quad (21)$$

Donde,  $x_i$  es el desplazamiento en la  $i$ -ésima época,  $q_1$  y  $q_3$  son los valores percentiles 25 y 75 respectivamente, y  $n$  es el valor que indica que tan lejos de los percentiles vamos a quitar los *outliers*.



## **4. Datos**

### **4.1. Series Temporales GNSS - NGL**

El Laboratorio Geodésico de Nevada (NGL), de la universidad de Nevada en Reno, EE. UU., proporciona series de tiempo GNSS de más de 10.000 estaciones permanentes en todo el mundo.

Estas series temporales son entregadas con alta calidad, con estándares del IGS, procesadas con GIPSY OASIS II del *Jet Propulsion Laboratory* (JPL). El procesamiento de datos es en modo “Posicionamiento de Punto Preciso” (PPP), que utiliza productos satelitales y de órbita precisos de JPL para ajustar los parámetros asociados con la estación individual asociada con el archivo RINEX.

### **4.2. Series Temporales con tasa de muestreo cada 5 minutos.**

El periodo de estudio que se analizará en la serie temporal será 30 días antes y después del terremoto de Valparaíso 2017 (Mw 6.9), esto con propósito de analizar los días que anteceden y preceden al *mainshock* con mayor detalle. Las soluciones GNSS de cada 5 min están vinculadas al marco de referencia IGS14.

### **4.3. Correcciones aplicadas en las soluciones del NGL**

Dentro de las correcciones aplicadas en las series temporales del NGL, se encuentran ([geodesy.unr.edu/gps/ngl.acn.txt](http://geodesy.unr.edu/gps/ngl.acn.txt)):

- Eliminación de datos de otras constelaciones diferentes a GPS (e.g., GLONASS, BEIDOU)
- Eliminación de arcos conectados < 20 min: Por mala visibilidad con la antena.
- Errores asociados a la troposfera y a la ionosfera

- Errores de parámetros de la orientación terrestre.
- Centro de fase del satélite
- Correcciones del reloj del satélite
- Errores orbitales
- Carga polar
- Carga de marea del polo oceánico
- Resuelve ambigüedades

#### **4.4. Efectos no corregidos**

- Carga atmosférica no mareal: La tierra solida se deforma por el peso de la masa superficial atmosférica (Farrell, 1972). Las variaciones anuales de presión atmosférica son relativamente pequeñas en América del sur (Martens et al., 2020).
- Carga oceánica no mareal: Se refiere a las deformaciones de la corteza terrestre debidas a cambios en la carga oceánica que no están relacionadas con mareas, como los cambios de presión atmosférica, vientos y circulación oceánica (Vaniček & Krakiwsky, 1982).
- Carga hidrológica: La deformación se genera por las variaciones de almacenamiento de agua estacionales que puede contener un espacio geográfico. Principalmente afecta a la altura de la superficie terrestre (Argus et al., 2014; Nevada Geodetic Laboratory - Home (unr.edu)).

#### 4.5. Estaciones GNSS

Las estaciones de estudio se encuentran en la región de Valparaíso BN05, QTAY, ROB1, TRPD (figura 15). La elección de estas estaciones se basa en la cercanía con los eventos precursoros, el *mainshock* y la disponibilidad de observaciones en el periodo de estudio. No se incluyeron estaciones con datos faltantes en al menos 10 días previos al terremoto del 24 de abril del 2017.

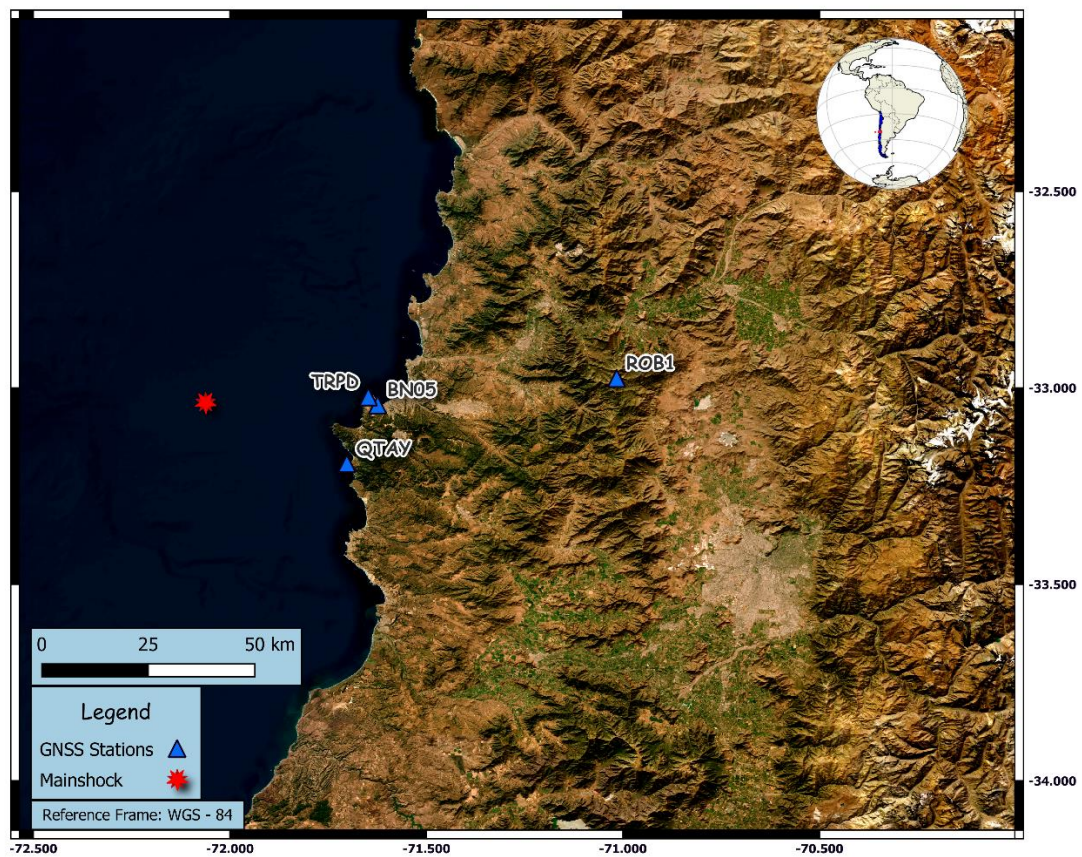
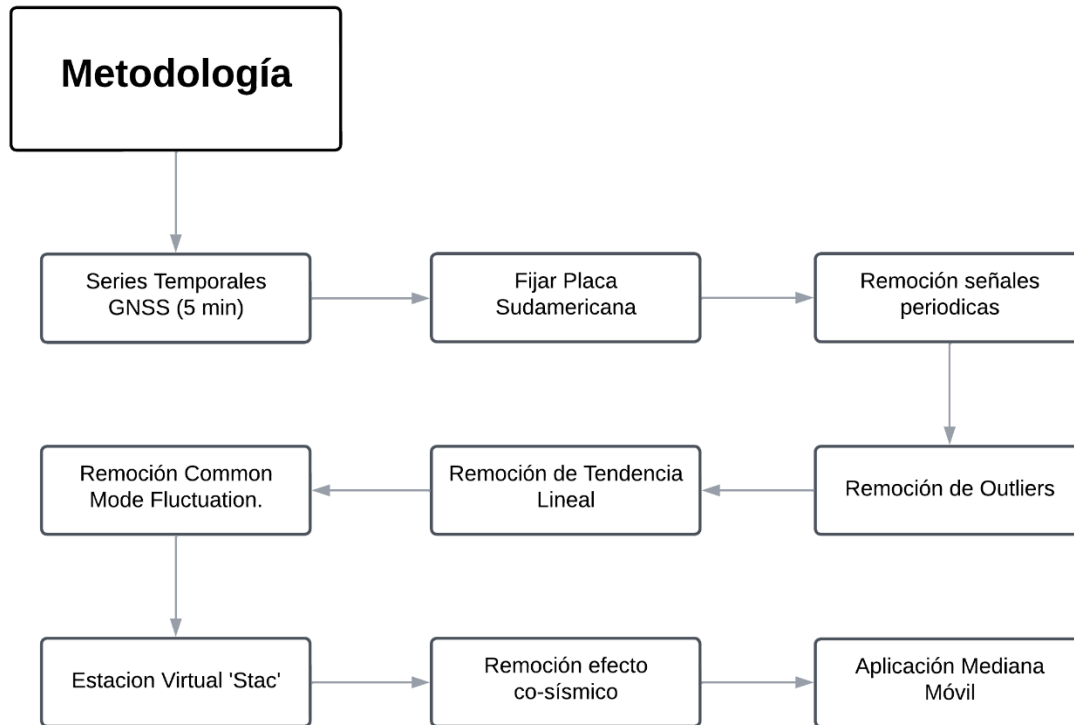


Figura 15: distribución espacial de estaciones GNSS.

## 5. Métodos

La metodología aplicada en este trabajo fue la propuesta por Moutote et al. (2023), y que se resume en la figura 16. Para los cálculos y operaciones matriciales se utilizó el software de Matlab (2023).



*Figura 16: Metodología propuesta por Moutote et al. (2023).*

En los siguientes apartados se discute cada una de las etapas.

### 5.1. Remoción de la deformación global (Fijar placa sudamericana)

Siguiendo el procedimiento de Goudarzi et al. (2014), descrito en la sección 3.6.7, en este trabajo se utilizaron los parámetros estimados por el profesor Henry Montecino, basado en las velocidades de 30 estaciones GNSS esparcidas en América del Sur, calculadas por el Dr. Juan Carlos Báez (CSN) con el software Bernese GNSS 5.2.

## 5.2. Remoción de señales periódicas

En general, consideramos que las series temporales constan de una tendencia lineal, componentes periódicas, y errores descritos en el marco teórico. Sin embargo, dado que se está analizando una serie de tiempo corta, las señales generalmente predominantes son el efecto multicamino, y las variaciones diurnas (Ragheb et al., 2007). Se removieron las fluctuaciones asociadas a estos dos efectos. Moutote et al. (2023), indican que en las señales GNSS existe una componente estacional con periodo de 86.100 segundos redondeado al múltiplo entero del intervalo de muestreo (300 seg o 5 min) asociada con multicamino. Mientras que las fluctuaciones diurnas se removieron con un periodo de 86.400 segundos. Estos autores descompusieron las series y removieron las señales periódicas con la técnica “*Seasonal-Trend decompositions*” usando el software LOESS (STL). Sin embargo, en la presente investigación, estas señales fueron removidas basados en el abordaje de *Fourier*, estimando los parámetros de amplitud ( $R$ ) y fase ( $\varphi$ ) para ambas frecuencias detectadas y realizamos un ajuste a la señal por mínimos cuadrados (sección 3.6.3).

## 5.3. Remoción de outliers

Para eliminar los *outliers* se utilizaron las series temporales completas de cada estación y componente. El valor de  $n$  en la fórmula de Itoh et al. (2022), es un factor multiplicativo aplicado al IQR (Rango Intercuartil), entonces mientras más grande sea el valor de  $n$ , menor será la restricción o rigurosidad.

Este trabajo en el trabajo el valor de  $n = 8$ , es decir, las observaciones de la serie temporal GNSS que estén bastante alejados del IQR serán considerados *outliers*.

Esto es así ( $n = 8$ ), debido a que se está replicando el trabajo de Moutote et al. (2023).

#### 5.4. Remoción de tendencia lineal

Para eliminar la tendencia lineal residual que pudo permanecer luego de remover los Polos de Euler, se estimó una regresión lineal con las observaciones entre 30 y 10 días antes y después del *mainshock*. Esto con el objetivo de obtener una serie temporal libre del comportamiento de la variable en función del tiempo y enfocarse en las variaciones transitorias asociadas al evento sísmico de estudio (Moutote et al., 2023).

#### 5.5. Remoción de efectos no cíclicos

Como se mencionó en la sección 3.6.5 se utiliza el cálculo de C.M.E. para remover efectos no cíclicos, provocado por un factor natural a escala regional o errores sistemáticos de la red GNSS.

Se utiliza la fórmula (13) para obtener un vector que contiene las medias aritméticas de cada época entre las 4 estaciones.

Luego obtenemos el valor de los residuos:

$$y'_i(t) = y_i(t) - M(t) \quad (22)$$

Donde  $y'_i(t)$  es el residuo entre la señal y la media en la época  $t$ .

Posterior, volvemos aplicar el mismo procedimiento:

$$Mr(t) = \frac{1}{E} \sum_{i=1}^E y'_i(t) \quad (23)$$

Donde  $Mr$  es el vector que contiene la media de los residuales de cada estación.

Finalmente removemos los errores sistemáticos restando la media residual a la señal original.

$$CME_i(t) = y_i(t) - Mr(t) \quad (24)$$

Este procedimiento permite representar de forma más precisa y confiable los movimientos individuales de las estaciones.

### **5.6. Estación virtual “Stac”**

Se apilaron las series temporales limpias de los efectos de tectónica global/regional, efectos cíclicos y sistemáticos, entre otros, de dos sitios cercanos al *mainshock* (BN05 y TRPD) para reducir aún más el nivel de ruido. Ambas series temporales se ponderaron según la inversa del cuadrado de la desviación intercuartil, desde 30 hasta 10 días antes del sismo principal, es decir, cada serie fue ponderada de manera que, la serie con menor variabilidad (menor desviación cuartil) tuvieran un mayor peso en el apilamiento. Entonces el resultado de este apilamiento ponderado se le llamó estación virtual “Stac”. El artículo de Moutote et al. (2023) no especifica como calcularon los pesos para su apilamiento, sin embargo, en esta investigación, se asignaron los pesos en función de su desviación intercuartil.

### **5.7. Remoción offset co-sísmico**

Con el objetivo de analizar posibles señales precursoras, sin la contaminación del salto co-sísmico, se removió por medio de una función de *headviside* explicado en la sección 3.6.8. Para estimar el salto co-sísmico se tomó la media de 1 día antes del *mainshock* y 0.5 días después.

### **5.8. Mediana Móvil**

Finalmente, para mejorar la interpretación y la visualización de series temporales, se suavizó los datos y destacados patrones de interés. A través de un filtro de mediana móvil. Las ventanas de filtrado utilizado en la investigación de Moutote et al. (2023) fueron de, 24 y 48 horas. Por lo tanto, se replicó el caso.

Estas ventanas son de tipo pasa bajo, atenuando las frecuencias altas de la serie temporal que ocurren en cuestión de horas. Se suaviza los datos para reflejar cambios transitorios.



## 6. Análisis de Resultados

### 6.1. Resultados del Teorema de Polos de Euler

En la tabla 2 se muestran el resultado de las velocidades Inter sísmicas de las estaciones GNSS de estudio.

| STN  | $V_E(\text{mm/y})$ | $V_N(\text{mm/y})$ | $V_U(\text{mm/y})$ |
|------|--------------------|--------------------|--------------------|
| BN05 | 0.6803             | 10.8878            | -0.0334            |
| QTAY | 0.7059             | 10.8794            | -0.0334            |
| ROB1 | 0.6099             | 10.9546            | -0.0335            |
| TRPD | 0.6804             | 10.8853            | -0.0334            |

*Tabla 2: Velocidades de las estaciones GNSS*

Las velocidades en las componentes Este, Norte y Up son bastante similares entre ellas, aún más aquellas cercanas entre si como BN05 y TRPD. ROB1 está ubicada en una zona montañosa por la depresión intermedia (fig. 14), sin embargo, la velocidad no varía de forma significativa en comparación de aquellas estaciones ubicadas en la zona costera.

En la componente Norte las velocidades son las más altas mientras que en la componente Up las velocidades son todas negativas indicando un hundimiento en la región.

### 6.2. Resultados de las señales periódicas

Al remover las señales periódicas de 86.100 y 86.400 segundos, notamos una leve variabilidad en la señal ajustada, en que, resulta una serie temporal más compacta que la original (figura 17). Este procedimiento no afecta en gran medida la señal geofísica y las frecuencias utilizadas no limpian todos los efectos cíclicos que pudiesen estar presentes en la señal GNSS.

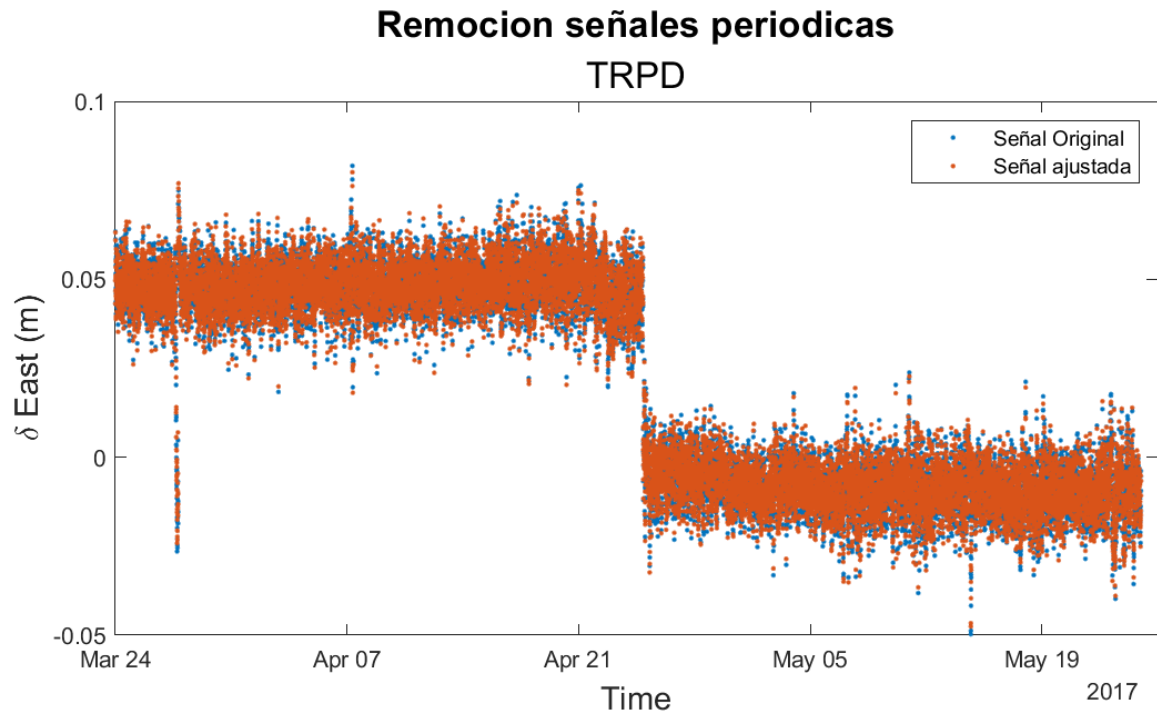


Figura 17: Remoción de señales periódica estación TRPD

### 6.3. Acerca de la remoción de outliers

En la tabla 3 se presenta la cantidad de *outliers* presentes en las estaciones GNSS y de inmediato notamos que en la componente Este no existen valores atípicos a pesar de que en dicha componente es donde existe un mayor salto co-sísmico (figura 17). Esto se debe a que los autores remueven los *outliers* a toda la serie temporal y el umbral de los cuartiles aumenta para las componentes que tienen mayores saltos co-sísmicos. Es por ello también, que la componente Up tiene mayor cantidad de datos removidos debido a que el salto co-sísmico es menos accidentado.

| <b>OUTLIERS</b> |             |              |           |
|-----------------|-------------|--------------|-----------|
| <b>STN</b>      | <b>East</b> | <b>North</b> | <b>Up</b> |
| BN05            | 0           | 2            | 10        |
| QTAY            | 0           | 8            | 19        |
| ROB1            | 0           | 34           | 2         |
| TRPD            | 0           | 0            | 4         |

*Tabla 3: Outliers presentes en las estaciones GNSS*

Se probó con remover los *Outliers* con las series temporales separadas antes y después del *mainshock* y se obtuvo los siguientes resultados:

| <b>STN</b> | <b>East</b> | <b>North</b> | <b>Up</b> |
|------------|-------------|--------------|-----------|
| BN05       | 33          | 1            | 23        |
| QTAY       | 60          | 22           | 39        |
| ROB1       | 2           | 29           | 3         |
| TRPD       | 74          | 2            | 18        |

*Tabla 4: Outliers removidas con las series temporales separadas*

Notamos que incrementan la cantidad de datos removidos al aplicar la fórmula de Itoh et al. (2022), en todas las componentes debido a que se reduce el umbral de los cuartiles por que no existe un salto en cada serie temporal. Sin embargo, se respetó la metodología propuesta por Moutote et al. (2023), y se trabajó con los datos de la tabla 3.

#### **6.4. Resultados de la remoción de la tendencia Lineal**

Al remover las velocidades asociadas con los Polos de Euler, la señal quedo prácticamente libre de tendencia lineal. Entonces al obtener las velocidades a partir de una tendencia ajustada de las series temporales entre los días indicados por los autores, la remoción de tendencia se volvió despreciable.

Y se visualiza en la siguiente tabla que muestra las velocidades remanentes que se removió en este apartado.

| Stn  | East    | North   | Up      |
|------|---------|---------|---------|
| BN05 | -2.E-08 | -1.E-09 | -7.E-09 |
| QTAY | -1.E-08 | 4.E-09  | -7.E-09 |
| ROB1 | -3.E-09 | -4.E-10 | -5.E-10 |
| TRPD | 1.E-08  | -2.E-09 | -7.E-09 |

Tabla 5: Velocidades remanente de las estaciones GNSS

### 6.5. Resultados del cálculo y remoción de *Common Mode Fluctuation (C.M.F)*

El cálculo de C.M.F no tuvo un impacto significativo en las series temporales dado que, el vector de medias residuales (Mr) contiene valores muy cercanos a cero (del orden de 1.E-17). Por lo tanto, las 4 estaciones están libres de errores sistemáticos propios de la región de estudio.

### 6.6. Sobre la estación “Stac”

La desviación intercuartil para las estaciones BN05 y TRPD entre 30 y 10 días previos al *mainshock* es de:

| Desviación Intercuarltil (m) |        |        |        |
|------------------------------|--------|--------|--------|
| STN                          | East   | North  | Up     |
| BN05                         | 0.0013 | 0.0016 | 0.0049 |
| TRPD                         | 0.0011 | 0.0014 | 0.0044 |

Tabla 6: Desviación intercuartil

Por lo tanto, la estación TRPD tiene mayor peso en el cálculo de la estación “Stac”.

| <b>Pesos de las estaciones</b> |             |              |           |
|--------------------------------|-------------|--------------|-----------|
| <b>STN</b>                     | <b>East</b> | <b>North</b> | <b>Up</b> |
| BN05                           | 0.47        | 0.47         | 0.47      |
| TRPD                           | 0.53        | 0.53         | 0.53      |

*Tabla 7: Pesos de las estaciones para apilamiento*

Como la brecha de la desviación intercuartil de las estaciones BN05 y TRPD es pequeña, se asignaron pesos en función de aquellos resultados.

### **6.7. Sobre el offset co-sísmico y la aplicación de la Mediana Móvil**

El Stac y en general, todas las estaciones con sus respectivas componentes resultan ser muy similares a los resultados de Moutote et al., (2023). Las pequeñas diferencias se pueden dar en primer lugar, en el cálculo de las velocidades asociadas a los Polos de Euler de las estaciones, y luego por la remoción de señales periódicas que fueron procesadas con distintas estrategias.

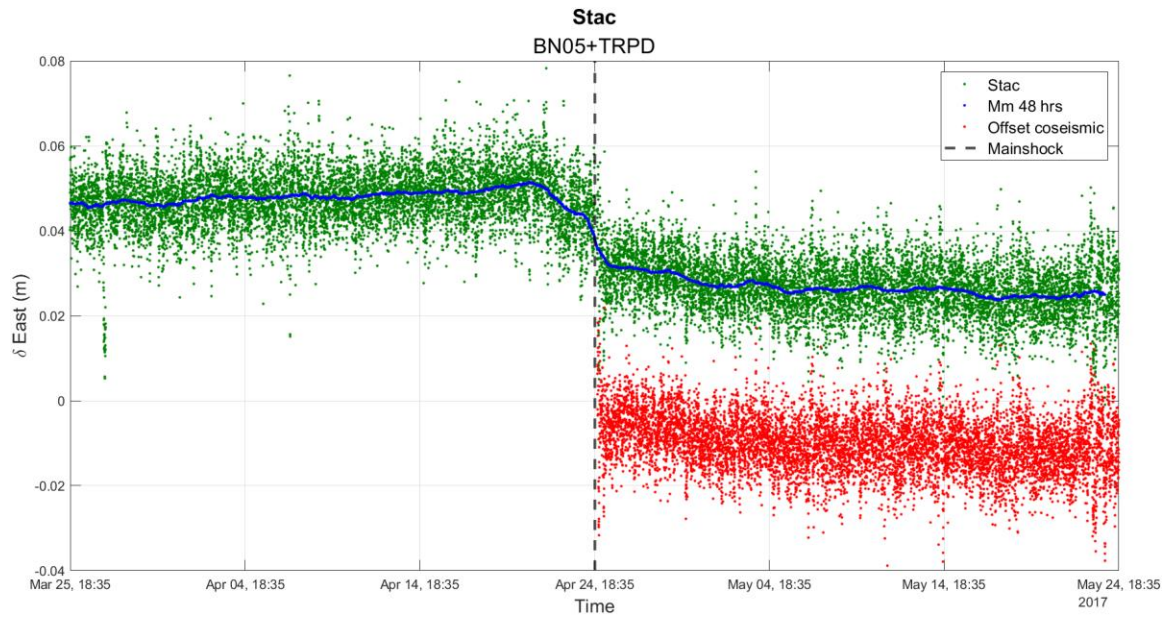


Figura 18: Stac, mediana móvil de 48 horas.

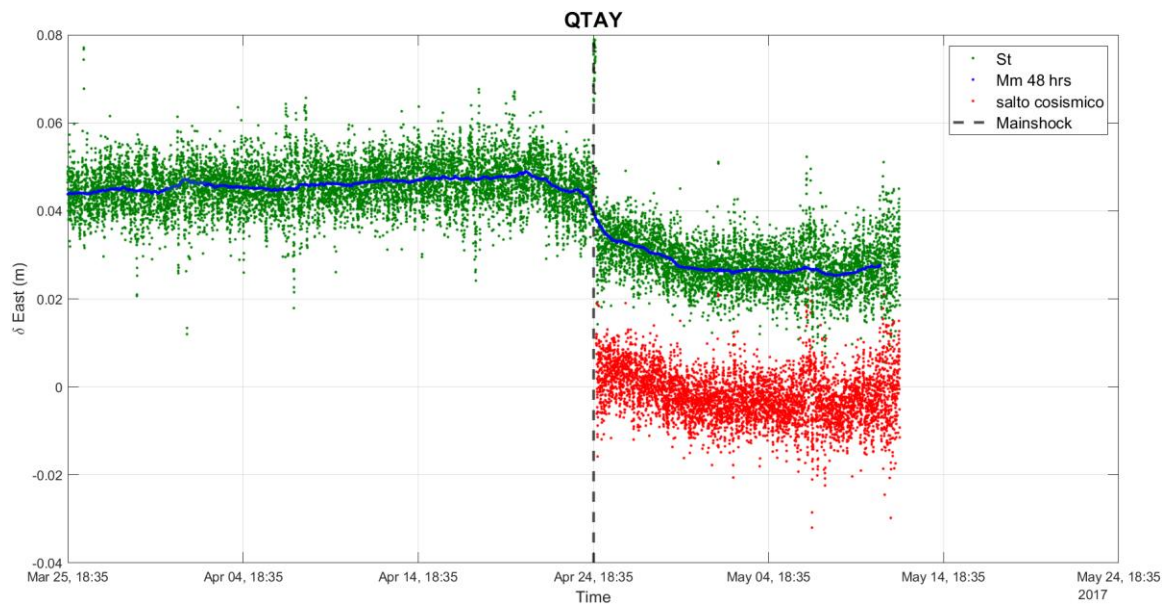


Figura 19: Estación QTAY mediana movil de 48 hrs

En la figura 18 y 19 se observa una anomalía de 3 a 4 días previos al *mainshock* en la estación Stac (BN05 y TRPD), y QTAY, aproximadamente 20 milímetros cada una y continúa esa dirección aproximadamente durante los 15 días posteriores. Estos cambios

son más evidentes en las estaciones más cercanas a el área de ruptura y en la componente Este. Esta componente tuvo mayor velocidad en el movimiento de la placa a lo largo de la serie temporal en todas sus estaciones y por ende es evidente que la anomalía sea más prominente allí.

La razón que el desplazamiento de la serie temporal siga en dirección a la subducción es propio de la fase post-sísmica y la relajación viscoelástica de la astenosfera. La liberación de energía continúa de forma asísmica unas dos semanas después con eventos de menor magnitud.

Los resultados con la mediana móvil con ventana de 24 y 48 horas coinciden con la anomalía y el desplazamiento de unos 20 milímetros observado (ver anexos para resultados ventana de 24 horas). Como en la figura 12 dice que las observaciones GNSS tienden a tener una distribución normal, la mediana móvil es adecuado para suavizar las frecuencias altas y es menos sensible a los *outliers* que la media móvil por la misma razón (distribución normal).

#### **6.8. Modificaciones Propuestas a la Metodología Sugerida por Moutote et al. (2023)**

Aun cuando se acepta la metodología en el post-proceso de las series temporales GNSS propuesta por Moutote et al. (2023), podemos proponer algunas mejoras y/o alternativas, estas son indicadas a continuación:

- a) Una alternativa válida para procesar y analizar las series temporales GNSS es el orden que se ejecutaron los procesos. Luego de remover las velocidades de las estaciones, proponemos remover los *outliers* y separar la serie antes y después del *mainschock*. Esto mejora el criterio para eliminar los valores atípicos, que se vuelve

más estricto cuando se separan las series temporales. Similar a la figura 12 que se presenta en la sección 3.6.5.

- b) Se recomienda realizar un análisis espectral para detectar las señales periódicas presentes en las series temporales GNSS (e.g., basado en Fourier), en lugar de remover efectos que se asumen presentes en las series temporales.
- c) Dentro de los efectos no corregidos por el NGL, están los efectos causados por las cargas no mareales; *No Tidal Atmospheric Loading (NTAL)* y *No Tidal Oceanic Loading (NTOL)*. Los datos son valores de deformaciones de carga superficial elástica, bajo una resolución espacial-temporal de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times 3$  horas.

Por lo tanto, la remoción de estos efectos podría darles mayor consistencia y precisión a las series temporales. En la sección 3.6 del marco teórico se explica la presencia de estos efectos.

Este proceso debe ser realizado antes de remover los *outliers*, debido a que podría cambiar los resultados de los valores atípicos.

A continuación, en la figura 19 se propone una metodología alternativa basada en la propuesta de Moutote et al. (2023), los análisis de resultados y la experiencia de los autores de este trabajo.



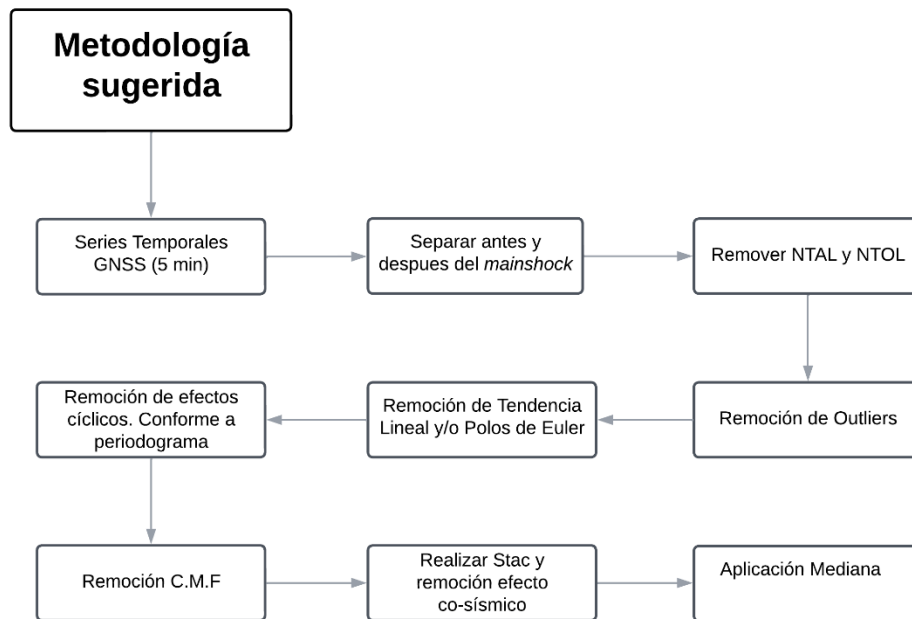


Figura 20: Metodología sugerida.

## 7. Conclusiones

En este estudio, se investigó acerca del comportamiento que tiene la señal GNSS antes y después del terremoto de Valparaíso Mw 6.9 en 2017. Se observó un cambio en la dirección de la señal 3 a 4 días antes del *mainshock* y que se mantiene alrededor de unos 15 días posteriores. A pesar de que autores (Moutote et al., 2023; Ruiz et al., 2014) indican la anomalía 2 días previos cuando empieza el enjambre sísmico, en nuestros resultados se observa que la anomalía comienza un poco antes.

Los desplazamientos observados sugieren una etapa de desplazamiento lento previo a la ocurrencia del *mainshock* en lugar de una fase de nucleación sísmica, dado que la deformación continua después del *mainshock* y no tiene un término claro.

La estrategia de procesamiento geodésico propuesta por Moutote et al. (2023), permitió identificar las anomalías y el desplazamiento de las estaciones GNSS los días previos y posteriores al Terremoto principal. Se replicó esta metodología y se logró llegar a resultados muy similares, a pesar de que, se utilizó distintas estrategias en ciertos procesos como la estimación de los Polos de Euler y la remoción de las señales periódicas. Cabe recalcar que no existe una estrategia única del post-procesamiento en series temporales GNSS y es posible aplicar mejoras o modificaciones en función de los análisis de resultados.

Las mediciones de velocidad en las estaciones GNSS mostraron consistencia, particularmente en las direcciones. Esto indica la importancia e influencia que ejerce el comportamiento de las placas en la región. Remover las velocidades asociadas con los Polos de Euler libera la serie temporal de su velocidad dominante, permitiendo que los análisis siguientes sean más precisos.

Creemos que la creación de una estación virtual “Stac”, a través del apilamiento de series temporales limpias, demostró ser una técnica efectiva para reducir los ruidos y mejorar la detección de señales anómalas o relevantes.

Dentro de las series temporales existen varios ruidos presentes que pueden ser detectados y removidos con análisis espectrales o técnicas estadísticas (Montillet & Bos, 2020). Con ello, se abre una arista de investigación (sobre ruidos presentes en series temporales GNSS) que puede ayudar en la mejora de la estrategia de procesamiento geodésico para llegar a resultados más precisos y confiables.

Dentro de este estudio, se hace hincapié la idea de que la estrategia de procesamiento de datos geodésicos es fundamental para lograr un resultado que represente de forma más precisa la realidad y a pesar de que entidades como el NGL entrega series temporales muy precisas, no quiere decir que ya no hay nada más por hacer con ellas. Quedo demostrado en esta investigación que se deben realizar una serie de pasos para llegar a un análisis más profundo e incluso algunos procesos faltaron (Remoción de efectos no mareales).

Es fundamental la incorporación de los datos y análisis de series temporales GNSS para complementar la comprensión de las distintas fases del ciclo sísmico y entender los movimientos que preceden a los grandes terremotos. Aún falta mucho por comprender, identificar y analizar, sin embargo, estos lineamientos en el análisis de series temporales GNSS y la estrategia de procesamiento sin duda que ayudan en la obtención de información confiable y de alta precisión.

## 8. Referencias

1. Argus DF, Fu Y, Landerer FW (2014) Seasonal variation in total water storage in California inferred from GPS observations of vertical land motion. *Geophys Res Lett* 41(6):1971–1980
2. Beroza, G. C., & Ellsworth, W. L. (1996). Properties of the seismic nucleation phase. *Tectonophysics*, 261(1-3 SPEC. ISS.). [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00067-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00067-4)
3. Bletery, Q., & Nocquet, J. M. (2023). The precursory phase of large earthquakes. *Science (New York, N.Y.)*, 381(6655). <https://doi.org/10.1126/science.adg2565>
4. Bouchon, M., Karabulut, H., Aktar, M., Özalaybey, S., Schmittbuhl, J., & Bouin, M. P. (2011). Extended nucleation of the 1999 Mw 7.6 Izmit earthquake. *Science*, 331(6019). <https://doi.org/10.1126/science.1197341>
5. Byerlee, J. D. (1970). The mechanics of stick-slip. *Tectonophysics*, 9(5), 475-486. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(70\)90059-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90059-4)
6. Cabrera, L., & Poli, P. (2023). A Struggled Rupture Initiation of the M w 6.1 2009 L'Aquila Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 50(6). <https://doi.org/10.1029/2022gl102337>
7. Cabrera, L., Poli, P., & Frank, W. B. (2022). Tracking the spatio-temporal evolution of foreshocks preceding the Mw 6.1 2009 L'Aquila Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(3), e2021JB023888. <https://doi.org/10.1029/2021jb023888>

8. Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L. C., Saragoni, R., Singh, S. K., & Suárez, G. (1986). The 1985 Central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, 233(4762), 449-453.  
<https://doi.org/10.1126/science.233.4762.449>
9. Dieterich, J. H. (1978). Preseismic fault slip and earthquake prediction. *Journal of Geophysical Research*, 83(B8), 3940. <https://doi.org/10.1029/jb083ib08p03940>
10. Ellsworth, W. L. (2019). From foreshocks to mainshocks: mechanisms and implications for earthquake nucleation and rupture propagation. *Mechanismc of earthquake faulting*, 95-112. <https://doi.org/10.3254/978-1-61499-979-9-95>
11. Ellsworth, W. L., & Beroza, G. C. (1995). Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science*, 268(5212).  
<https://doi.org/10.1126/science.268.5212.851>
12. Farrell, W. E. (1972). Deformation of the Earth by surface loads. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 10, Issue 3). <https://doi.org/10.1029/RG010i003p00761>
13. Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2014). EPC: Matlab software to estimate Euler pole parameters. *GPS Solutions*, 18(1).  
<https://doi.org/10.1007/s10291-013-0354-4>
14. Huang, H., & Meng, L. (2018). Slow unlocking processes preceding the 2015 MW 8.4 Illapel, Chile, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 45(9), 3914-3922.  
<https://doi.org/10.1029/2018gl077060>
15. Itoh, Y., Aoki, Y., & Fukuda, J. (2022). Imaging evolution of Cascadia slow-slip event using high-rate GPS. *Scientific Reports*, 12(1).  
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-10957-8>

16. Leick, A., Rapoport, L., & Tatarnikov, D. (2015). GPS Satellite Surveying: Fourth Edition. In GPS Satellite Surveying: Fourth Edition. <https://doi.org/10.1002/9781119018612>
17. Martens, H. R., Argus, D. F., Norberg, C., Blewitt, G., Herring, T. A., Moore, A. W., Hammond, W. C., & Kreemer, C. (2020). Atmospheric pressure loading in GPS positions: dependency on GPS processing methods and effect on assessment of seasonal deformation in the contiguous USA and Alaska. *Journal of Geodesy*, 94(12). <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01445-w>
18. Montillet, J.-P., & Bos, M. S. (2020). *Correction to: Geodetic Time Series Analysis in Earth Sciences*. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-21718-1\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-030-21718-1_14)
19. Moutote, L., Itoh, Y., Lengliné, O., Duputel, Z., & Socquet, A. (2023). Evidence of a transient aseismic slip driving the 2017 Valparaíso earthquake sequence, from foreshocks to aftershocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2023jb026603>
20. Ragheb, A. E., Clarke, P. J., & Edwards, S. J. (2007). GPS sidereal filtering: Coordinate- and carrier-phase-level strategies. *Journal of Geodesy*, 81(5). <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0113-1>
21. Reid, H. F. (1910). The mechanism of the earthquake, the California earthquake of April 18, 1906. Report of the Research Senatorial Commission, Carnegie Institution, Washington, DC, 2, 16-18.
22. Rogers, G., & Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627). <https://doi.org/10.1126/science.1084783>

23. Rolandone, F. (2022). The seismic cycle: From Observation to Modeling. John Wiley & Sons.
24. Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., ... & Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique M w 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201), 1165-1169.
25. Ruiz, S., Aden-Antoniow, F., Baez, J. C., Otarola, C., Potin, B., Del Campo, F., Poli, P., Flores, C. E., Satriano, C., Leyton, F., Madariaga, R., & Bernard, P. (2017). Nucleation Phase and Dynamic Inversion of the Mw6.9 Valparaíso 2017 Earthquake in Central Chile. *Geophysical Research Letters*, 44(20), 10,290-10,297.  
<https://doi.org/10.1002/2017gl075675>
26. Ohnaka, M. (1992). Earthquake source nucleation: a physical model for short-term precursors. *Tectonophysics*, 211(1-4), 149-178. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90057-d](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90057-d)
27. Ojeda, J., Ruiz, S., Del Corral Del J Campo, F., & Carvajal, M. (2020). The 21 May 1960 MW 8.1 Concepción earthquake: a deep megathrust foreshock that started the 1960 Central-South Chilean seismic sequence. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1617-1627. <https://doi.org/10.1785/0220190143>
28. Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37-42.  
<https://doi.org/10.1038/34097>
29. Scholz, C. H. (2019). The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press.
30. Socquet, A., Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., Specht, S., Ortega-Culaciati, F., Carrizo, D., & Norabuena, E. (2017). An 8 month slow slip

- event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust. *Geophysical Research Letters*, 44(9). <https://doi.org/10.1002/2017GL073023>
31. Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física. PRENTICE HALL.
32. Vaniček, P., & Krakiwsky, E. J. (1982). Geodesy: The Concepts. Journal of the Geodetic Society of Japan, 28(3). <https://doi.org/10.11366/sokuchi1954.28.183>
33. Zhang, S., Jia, P., Hou, B., & Hao, M. (2023). Vertical deformation before and after the 2022 Menyuan MS6.9 earthquake and analysis of earthquake precursors. *Geodesy and Geodynamics*. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2023.03.005>
34. Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P., & Genrich, J. (1997). Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8). <https://doi.org/10.1029/97jb01378>

**Páginas web:**

- 1.- ESMGZ Product Repository – Product Description [Product Description \(gfz-potsdam.de\)](https://www.esmgz.org/product-description)
- 2.- MATLAB (2023). Análisis de datos. <https://la.mathworks.com/products/matlab/data-analysis.html>
- 3.- Nevada Geodetic Laboratory (2023). Home. [Nevada Geodetic Laboratory - Home \(unr.edu\)](https://www.unr.edu/geodetic-laboratory)



## 9. Anexos

### 9.1. Series temporales con una mediana móvil de 24 hrs.

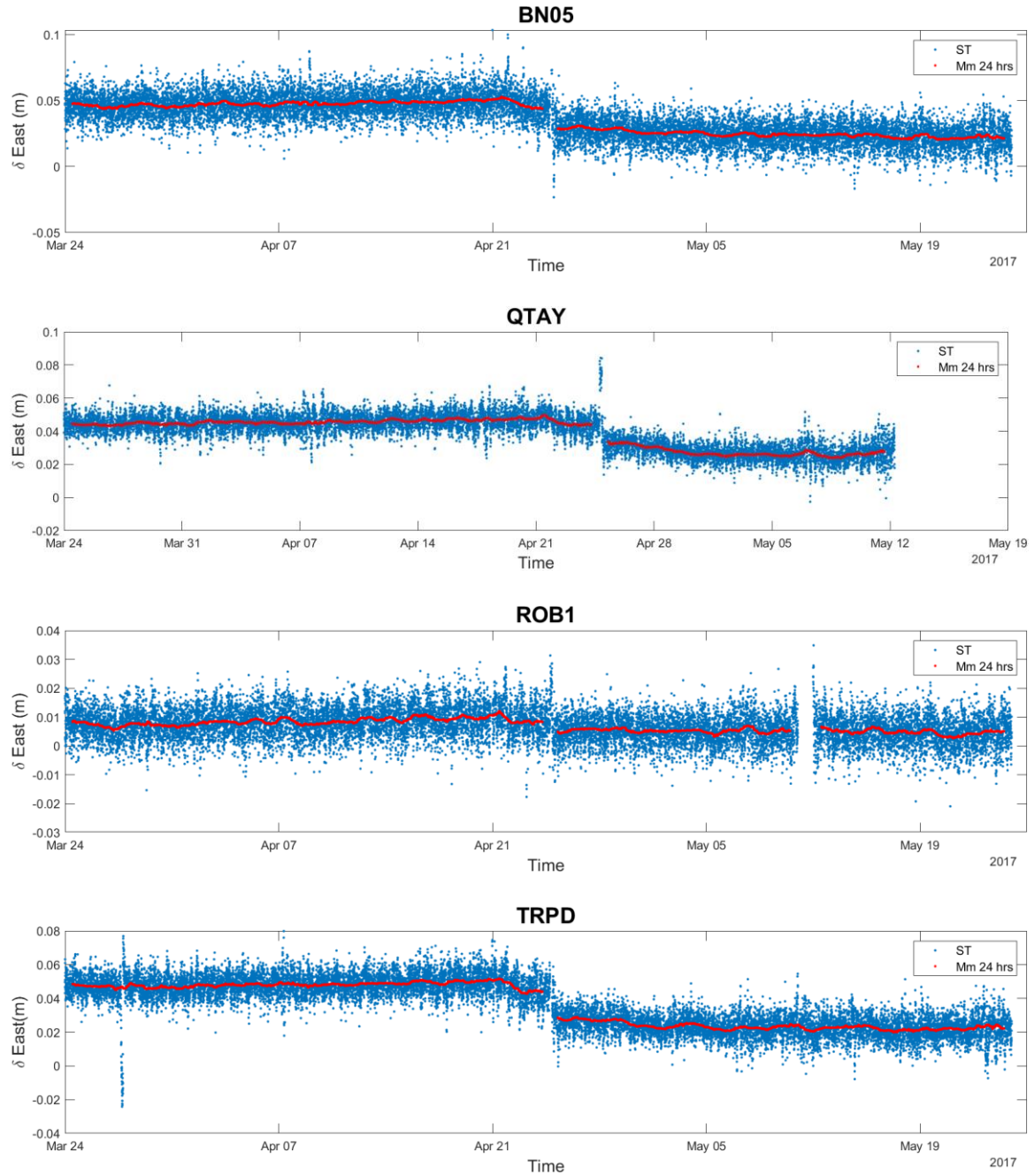


Figura 18: ST componente Este

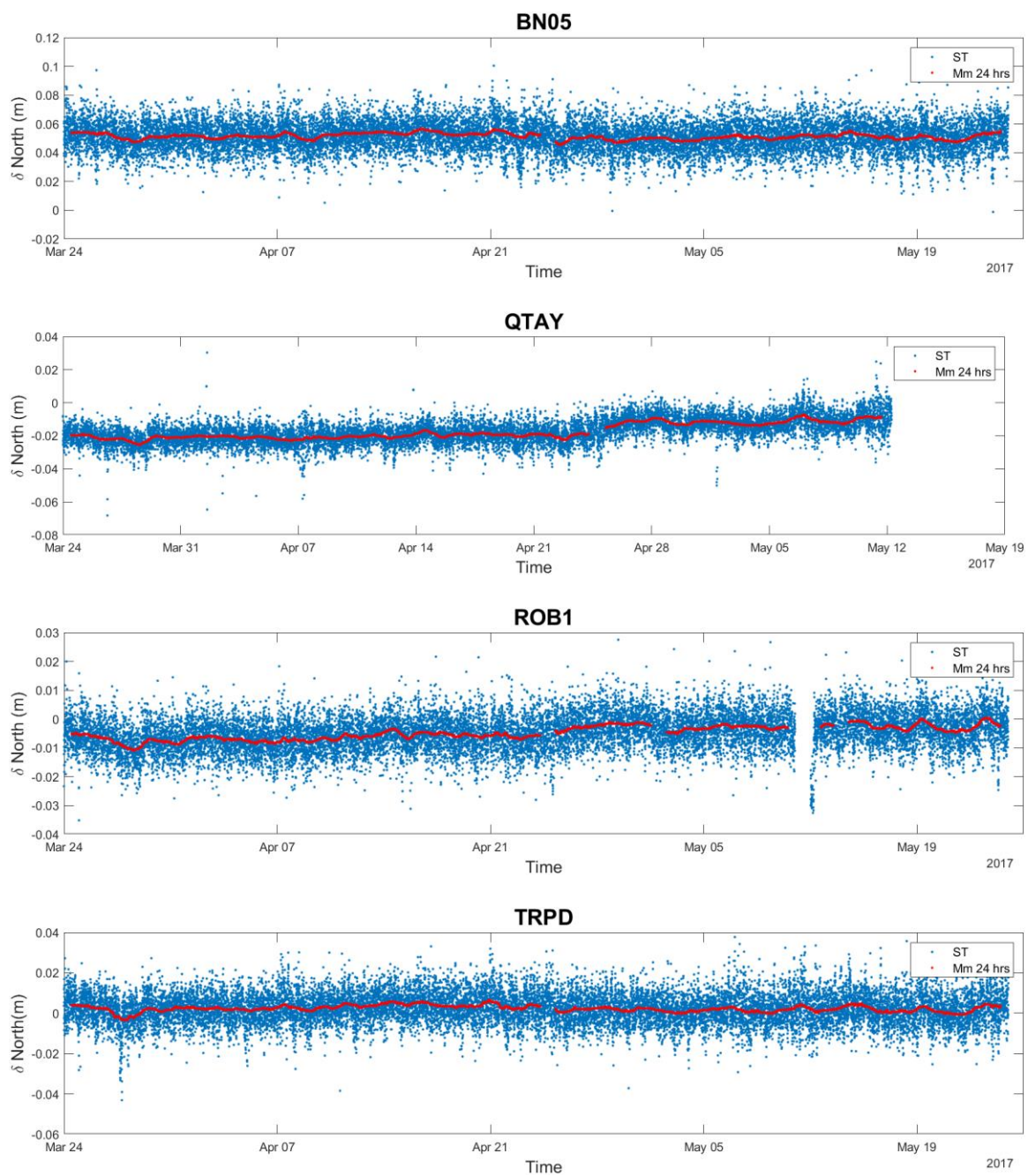


Figura 19: ST componente Norte

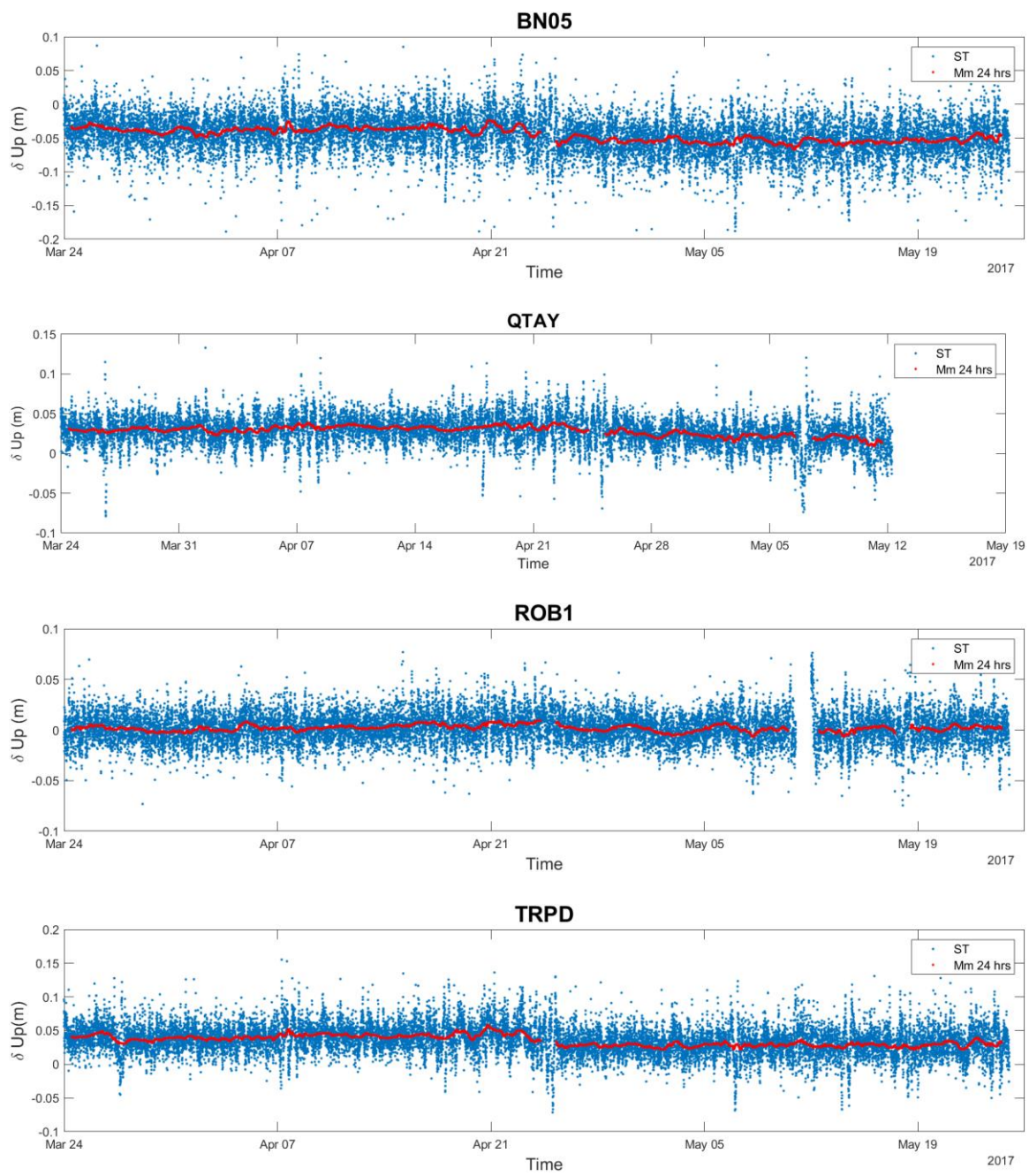


figura 20: ST componente Up

## 9.2. Stac con mediana móvil de 24 hrs

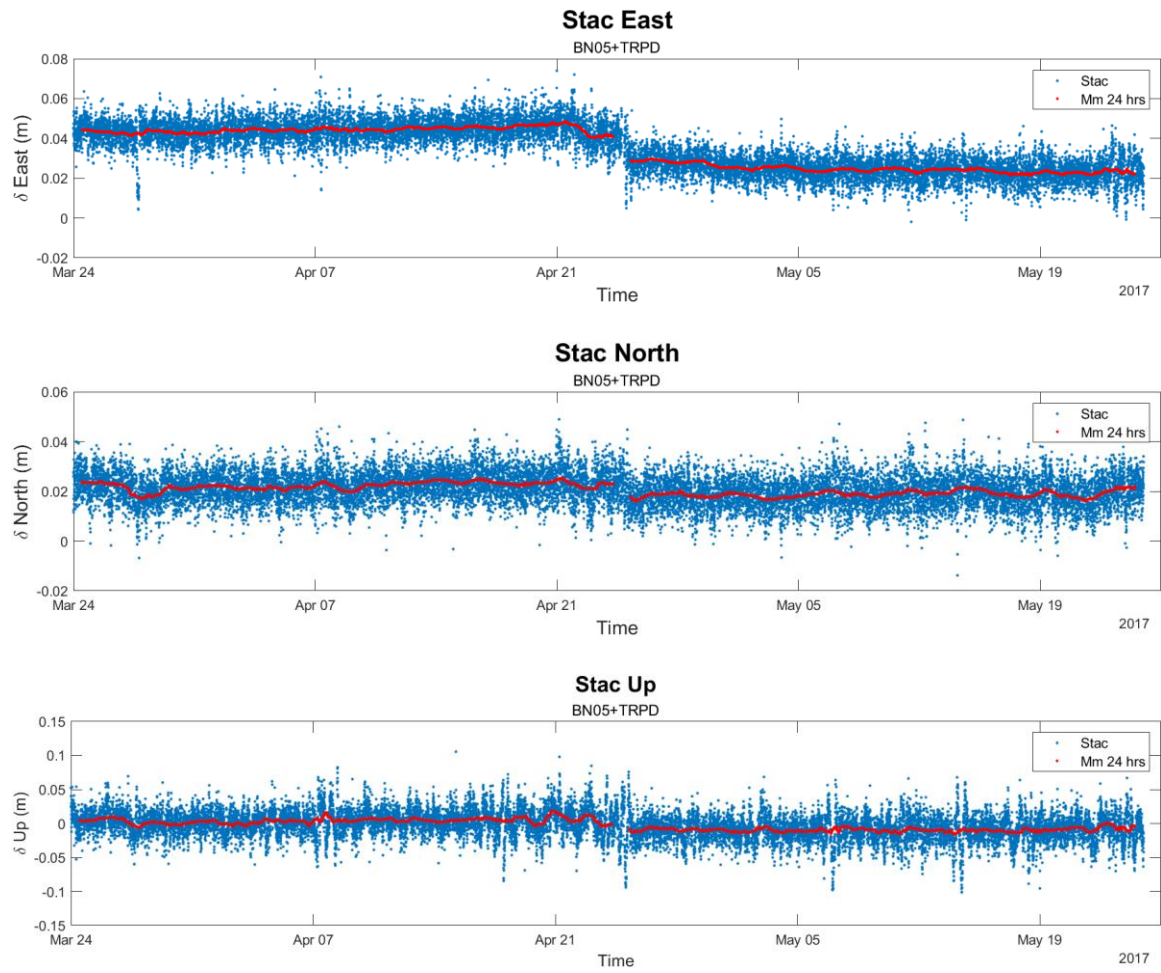


Figura 21: Stac (e,n y u), mediana movil de 24 hrs