



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



# **ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DE LA SISMICIDAD EN CHILE.**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Favio Enrique Cárcamo Guzmán.**

**Profesor Guía** : Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

**Profesor Co-Guía** : Dra. Catalina Patricia Morales Yáñez

**Profesor Comisión** : Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

**Concepción, 2025.**



# ÍNDICE

Página

## RESUMEN

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA</b> .....	<b>1</b>
<b>1.2. OBJETIVO GENERAL</b> .....	<b>3</b>
<b>1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS</b> .....	<b>3</b>
<b>1.4. AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>3</b>
<b>2. MARCO GEOTECTÓNICO</b> .....	<b>4</b>
<b>2.1. TECTÓNICA DE PLACAS Y SUBDUCCIÓN EN CHILE</b> .....	<b>4</b>
2.1.1. Fuerzas que controlan la subducción .....	<b>4</b>
2.1.2. Características de la placa de Nazca .....	<b>6</b>
<b>2.2. SISMICIDAD</b> .....	<b>9</b>
2.2.1. Ciclo sísmico .....	<b>9</b>
2.2.2. Tipos de sismicidad .....	<b>10</b>
<b>3. MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>12</b>
<b>3.1. <i>B-VALUE</i></b> .....	<b>12</b>
<b>3.2. MAGNITUD DE COMPLETITUD</b> .....	<b>14</b>
<b>3.3. MÉTODOS PARA EL CÁLCULO DEL <i>B-VALUE</i></b> .....	<b>15</b>
3.3.1. Método Aki .....	<b>15</b>
3.3.2. <i>b-positive</i> .....	<b>17</b>
3.3.3. <i>b-more-positive</i> .....	<b>19</b>
<b>4. METODOLOGÍA</b> .....	<b>21</b>
<b>4.1. PROGRAMA PARA ESTIMAR EL <i>B-VALUE</i></b> .....	<b>21</b>
4.1.1. Preparación y definición de parámetros .....	<b>21</b>
4.1.2. Selección de sismos interplaca .....	<b>23</b>
4.1.3. División del área de trabajo .....	<b>24</b>
4.1.4. Selección de $M_c$ y cálculo del <i>b-value</i> .....	<b>25</b>
<b>4.2. CATÁLOGOS</b> .....	<b>27</b>

<b>5. RESULTADOS .....</b>	<b>31</b>
<b>5.1. PARÁMETROS UTILIZADOS .....</b>	<b>31</b>
<b>5.2. MAPAS SISMICIDAD INTERPLACA .....</b>	<b>33</b>
<b>5.3. MAPAS DE DENSIDAD SÍSMICA .....</b>	<b>34</b>
<b>5.4. MAPAS DE MAGNITUD DE COMPLETITUD .....</b>	<b>36</b>
<b>5.4.1. Muestro latitudinal .....</b>	<b>36</b>
<b>5.4.2. Muestreo por celdas .....</b>	<b>37</b>
<b>5.4.3. Muestreo por nodos .....</b>	<b>37</b>
<b>5.5. MAPAS B-VALUE .....</b>	<b>38</b>
<b>5.5.1. Muestreo latitudinal .....</b>	<b>38</b>
<b>5.5.2. Muestreo por celdas .....</b>	<b>40</b>
<b>5.5.3. Muestreo por nodos .....</b>	<b>43</b>
<b>6. DISCUSIÓN .....</b>	<b>46</b>
<b>6.1. MAPA FINAL <i>B-VALUE</i> .....</b>	<b>46</b>
<b>6.1.1. Tipo de muestreo espacial .....</b>	<b>46</b>
<b>6.1.2. Catálogo completo vs catálogo desclusterizado .....</b>	<b>47</b>
<b>6.1.3. Métodos para estimar el <i>b-value</i> .....</b>	<b>48</b>
<b>6.2. <i>B-VALUE</i> EN ZONA DE SUBDUCCIÓN .....</b>	<b>50</b>
<b>6.3. <i>B-VALUE</i> EN TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN .....</b>	<b>51</b>
<b>6.4. <i>B-VALUE</i> VS BLOQUEO INTERSÍSMICO .....</b>	<b>55</b>
<b>6.5. <i>B-VALUE</i> VS DESLIZAMIENTO COSÍSMICO .....</b>	<b>60</b>
<b>6. CONCLUSIÓN .....</b>	<b>65</b>
<b>7. REFERENCIAS .....</b>	<b>67</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>74</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
2. 1. Escenario geotectónico general de Chile .....	5
2. 2. Representación de segmentación sísmica de Molina <i>et al.</i> (2021) .....	8
2. 3. Representación esquemática de los sismos en zonas de subducción .....	11
3. 1. La Ley de Gutenberg-Richter deducida de los sismos interplaca del catálogo del CSN .....	12
4. 1. Diagrama de flujo del programa <i>b-value</i> .....	22
4. 2. Funciones para el método Aki .....	25
4. 3. Función para el método <i>b-positive</i> con catálogo continuo y catálogo discreto	26
4. 4. Función para el método <i>b-more-positive</i> con catálogo continuo y catalogo discreto .....	27
4. 5. Mapa de sismos del catálogo CSN .....	29
5. 1. Mapas de sismos interplaca del catálogo completo del CSN .....	33
5. 2. Mapas de densidad sísmica interplaca obtenidos mediante muestreo por celdas .....	35
5. 3. Sección de magnitud de completitud para el muestreo latitudinal .....	36
5. 4. Mapas de magnitud de completitud para el muestreo de celdas .....	37
5. 5. Mapas de magnitud de completitud para el muestreo de nodos .....	37
5. 6. Sección del <i>b-value</i> para el muestreo latitudinal con los catálogos completo y desclusterizado del CSN .....	39
5. 7. Mapa del <i>b-value</i> para el muestreo de celdas usando el catálogo completo y desclusterizado de CSN .....	41
5. 8. Mapa del <i>b-value</i> para el muestreo de nodos usando el catálogo completo y desclusterizado del CSN .....	44
6. 1. Mapas finales de <i>b-value</i> .....	49
6. 2. Mapas de <i>b-value</i> vs bloqueo intersísmico.....	59
6. 3. Mapas de <i>b-value</i> vs deslizamiento cosísmico del terremoto de Iquique 2014.....	61

6. 4. Mapas de <i>b-value</i> vs deslizamiento cosísmico del terremoto de Illapel 2015.....	63
---------------------------------------------------------------------------------------------	----

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
5. 1. Parámetros utilizados para cada catálogo sísmico .....	32
5. 2. Comparación de los valores promedio y rango de variabilidad del <i>b-value</i> , utilizando el muestreo latitudinal .....	40
5. 3. Comparación de los valores promedio y rango de variabilidad del <i>b-value</i> , utilizando el muestreo por celdas .....	42
5. 4. Comparación de los valores promedio y rango de variabilidad del <i>b-value</i> , utilizando el muestreo por nodos .....	45

## RESUMEN

El presente estudio analiza la distribución espacio-temporal de la sismicidad en la zona de subducción chilena, con un enfoque particular en la evaluación del parámetro  $b$  (*b-value*) de la ley de Gutenberg-Richter (1944), el cual actúa como indicador del estado de estrés tectónico. Para el cálculo del *b-value*, se implementaron y compararon tres métodos: el método clásico de Aki (1965), el método *b-positive* de van der Elst (2021), y el reciente método *b-more-positive* de Lippiello & Petrillo (2024). Se llevaron a cabo estrategias de muestreo espacial tanto latitudinales, como muestreo en celdas y por nodos. Para ello, se analizaron los catálogos sísmicos (completo y desclusterizado) de Soto *et al.* (2019), Sippl *et al.* (2023), González-Vidal *et al.* (2023), Hormazábal *et al.* (2023) y catálogo del Centro Sismológico Nacional.

Los resultados obtenidos revelan una marcada variabilidad espacial y temporal del parámetro  $b$  en la zona de subducción chilena. En general, los valores bajos de  $b$  ( $\leq 0,6$ ) se asocian a zonas de alto estrés acumulado y alto acoplamiento intersísmico, como los segmentos de Iquique y Antofagasta, donde se identifican patrones persistentes de asperezas relacionadas con la subducción de dorsales y zonas de fallas. En contraste, valores más altos de  $b$  ( $\geq 0,85$ ) se concentran en regiones vinculadas a procesos asísmicos y deslizamientos lentos, como el gap sísmico de Atacama y áreas cercanas a la Dorsal de Copiapó. Por otra parte, el análisis del *b-value* previo a los terremotos de Iquique 2014 e Illapel 2015 mostró una disminución en el parámetro  $b$  en algunas zonas de mayor deslizamiento cosísmico, lo que sugiere un aumento del estrés diferencial acumulado. Sin embargo, la relación entre *b-value* y deslizamiento cosísmico no es directa, especialmente en el terremoto de Illapel, donde se observan comportamientos más complejos que en Iquique.

La comparación entre catálogos completos y desclusterizados evidenció que el uso de catálogos completos, combinado con el muestreo por nodos y el método *b-more-positive*, permite capturar de manera más robusta la heterogeneidad sísmica y las variaciones locales del parámetro  $b$ . Este enfoque destaca la utilidad del *b-value* como herramienta para identificar zonas críticas de alto estrés y evaluar la peligrosidad sísmica en la interfaz de subducción chilena.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El margen continental andino a lo largo de Chile es un claro ejemplo de una zona de subducción océano-continente, donde la placa de Nazca subducta bajo la placa continental Sudamericana. Esta configuración tectónica genera una intensa actividad sísmica en la interfaz entre estas placas, dando lugar a una serie de sismos de gran magnitud, entre los que destacan en el último siglo los terremotos de Valdivia de 1960 ( $M_w$  9,5), Maule de 2010 ( $M_w$  8,8), Iquique de 2014 ( $M_w$  8,2), Illapel de 2015 ( $M_w$  8,3), Valparaíso de 1906 ( $M_w$  8,2), Concepción de 1960 ( $M_w$  8,1), Atacama de 1922 ( $M_w$  8,5), entre otros (Ruiz & Madariaga, 2018). Por ende, comprender los mecanismos sísmicos de estos grandes terremotos en la interfaz de subducción es crucial para mejorar la evaluación del riesgo sísmico en la región.

Cuando se produce algún gran terremoto dentro de la interfase de subducción, como los mencionados, es importante identificar y estudiar las asperezas, ya que estas son regiones donde se acumula un mayor estrés debido a un fuerte acoplamiento entre las placas. Estas zonas sismogénicas juegan un papel crucial en la liberación de energía durante los grandes terremotos, donde las propiedades de fricción permiten un comportamiento de acoplamiento-deslizamiento caracterizado por la acumulación de déficit de deslizamiento durante décadas e incluso siglos. Esta acumulación puede estar condicionada por factores como el estrés efectivo (Scholz, 2015; El-Isa & Eaton, 2014), la tensión diferencial (Petruccioli *et al.*, 2019), la rigidez elástica, la temperatura del medio (Tassara *et al.*, 2016; Dal Zilio *et al.*, 2018), profundidad focal (El-Isa & Eaton, 2014) y/o velocidad de convergencia de las placas (Dal Zilio *et al.*, 2018).

Se ha planteado que las variaciones en el parámetro  $b$  de la ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg & Richter, 1944) pueden estar relacionadas con los cambios en el estado de estrés en estas asperezas, ya que describe la distribución de magnitudes de terremoto. Matemáticamente esta ley se expresa como:

$$\text{Log}(N(t) \geq M) = a(t) - bM \quad (1),$$

donde  $N(t)$  es el número acumulado de terremotos con una magnitud mayor o igual a  $M$  durante el intervalo de tiempo  $t$ ,  $a(t)$  es una constante que depende del tiempo y la región, se refiere a la

tasa de sismicidad, y  $b$  es la pendiente de la distribución y refleja la relación entre la frecuencia de los terremotos y su magnitud.

El valor de  $b$  es un indicador del estrés en la corteza terrestre, ya que varía inversamente con el estrés diferencial (Schorlemmer *et al.*, 2005). Las fallas normales, asociadas a niveles más bajos de estrés, presentan los valores de  $b$  más altos, mientras que las fallas inversas, asociada a un mayor estrés, muestran los valores de  $b$  más bajos, las fallas transcurrentes muestran valores de  $b$  intermedio entre estos dos mecanismos. Un valor de  $b$  menor a 1 indica un aumento en el estrés diferencial y una mayor probabilidad de eventos sísmicos de gran magnitud. Por el contrario, valores mayores a 1 sugieren que el estrés se libera en numerosos eventos pequeños, reduciendo la acumulación de energía (Scholz, 2015; Gulia & Wiemer, 2019). Este comportamiento convierte al valor de  $b$  en una herramienta clave para entender la distribución del estrés y mejorar el análisis del riesgo sísmico.

Este estudio tiene como objetivo investigar la distribución espacio-temporal del valor de  $b$  a lo largo de la interfase de subducción en Chile. Anteriormente, destaca el trabajo de Legrand *et al.* (2012), que analizó datos sismológicos entre 1973 y 2010, identificando variaciones del valor de  $b$  en el margen andino y asociando zonas de bajo  $b$  con asperezas del *megathrust* sometidas a altos niveles de estrés diferencial. En esta investigación se busca actualizar y ampliar dicho análisis mediante el uso de nuevos catálogos de sismicidad y la aplicación de varios métodos para la obtención de  $b$ , como el de Aki (1965), *b-positive* (van der Elst, 2021) y *b-more-positive* (Lippiello & Petrillo, 2024), para caracterizar las variaciones del valor de  $b$  en diferentes áreas y momentos. Esto permitirá identificar patrones sísmicos y asperezas en la zona de subducción, contribuyendo a una comprensión más profunda de los mecanismos asociados a grandes terremotos y fortalecer la evaluación del peligro sísmico en el país. La hipótesis central plantea que las variaciones espaciales del *b-value* en la zona de subducción chilena se correlacionan con la presencia de asperezas. En particular, se espera que los segmentos con valores bajos de  $b$  coincidan con zonas altamente acopladas y de mayor deslizamiento cosísmico, reflejando una mayor acumulación de estrés en la interfaz interplaca. Esto sugeriría la existencia de zonas potencialmente sismogénicas.

## 1.2. OBJETIVO GENERAL

El objetivo principal de esta memoria es analizar la distribución espacio-temporal de la sismicidad en Chile, mediante el cálculo del *b-value* de la relación de Gutenberg-Richter, utilizando los métodos de Aki, *b-positive* y *b-more-positive*.

## 1.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Comparar los rendimientos de los métodos de cálculo del *b-value* frente a los catálogos sísmicos, desarrollando un código en *Python* para su implementación.
- Evaluar la variabilidad espacial del *b-value* en la megafalla de subducción chilena para identificar segmentos heterogéneos y diferencias en la actividad sísmica.
- Analizar la correlación entre *b-value*, asperezas, datos geológicos y geofísicos en cada segmento, con el fin de comprender mejor la relación entre características tectónicas y la sismicidad.

## 1.4. AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi sincero agradecimiento a mi profesor guía, Dr. Andrés Tassara, y a mi profesora co-guía, Dra. Catalina Morales, por su invaluable orientación, apoyo y compromiso en cada etapa de esta investigación. Su experiencia y consejos fueron fundamentales para el desarrollo y logro de esta memoria. Agradezco también a mis profesores y compañeros del Departamento de Ciencias de la Tierra, quienes, con su apoyo académico y personal, contribuyeron a enriquecer mi experiencia formativa durante todos estos años, especialmente a los profesores Fernanda y Mauricio por su ayuda. Por último, pero no menos importante, agradezco profundamente a mi familia, amigos (de Arauco y Concepción) y especialmente a Natalia, cuya paciencia, comprensión y apoyo incondicional me permitieron avanzar en los momentos de mayor desafío. A todos ustedes, gracias por ser una parte esencial en este logro. También un especial recuerdo a mi amigo Joaquín, que marco a fuego nuestras vidas, te recordaré por siempre.

## 2. MARCO GEOTECTÓNICO

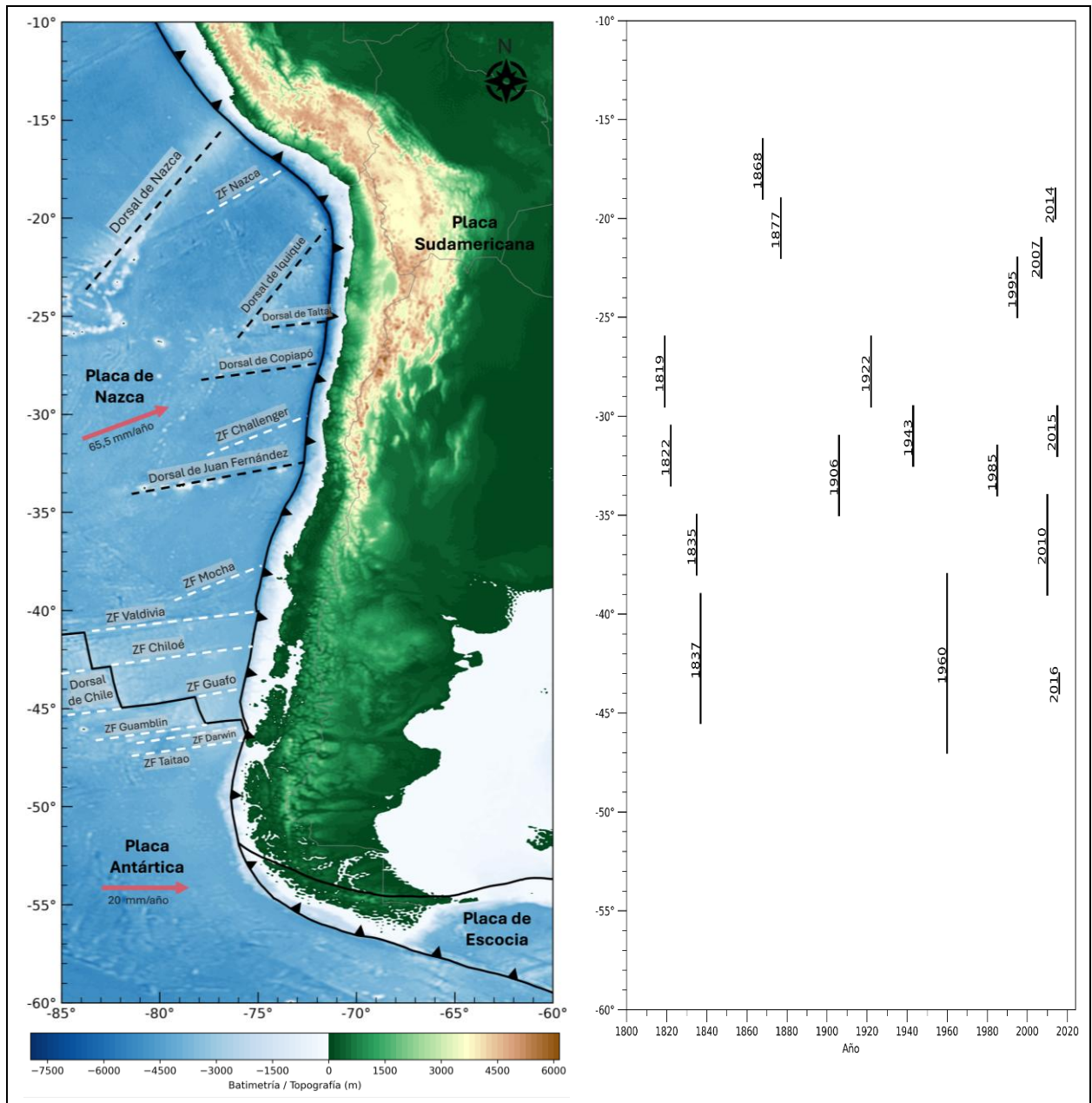
Chile se extiende aproximadamente entre las latitudes 18°25'S y 56°S, cubriendo una vasta extensión territorial desde la frontera norte con Perú hasta el extremo sur en el Cabo de Hornos. Esta ubicación privilegiada se encuentra dentro del margen continental andino, un entorno geológicamente activo y complejo, que ha sido objeto de estudio por su relevancia en múltiples áreas como la geología económica, el vulcanismo, la geomorfología y la paleontología. Sin embargo, la sismicidad ha captado un interés particular, tanto de investigadores como de la población, ya que Chile es uno de los países más sísmicos del mundo. En los últimos 500 años, el país ha experimentado un terremoto de magnitud  $M > 8$  aproximadamente cada 10 años (Ruiz & Madariaga, 2018), algunos de los terremotos más relevantes son: Valdivia 1960 ( $M_w$  9,5), el mayor registrado a nivel mundial. Maule 2010 ( $M_w$  8,8), afectó severamente la zona centro-sur del país. Iquique 2014 ( $M_w$  8,2), precedido por una secuencia de sismos precursores. Illapel 2015 ( $M_w$  8,3) y Chiloé 2016 ( $M_w$  7,6), que destacan por su complejidad en términos de acoplamiento y distribución del deslizamiento.

### 2.1. TECTÓNICA DE PLACAS Y SUBDUCCIÓN EN CHILE

La sismicidad en Chile se origina de la interacción tectónica entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, en un proceso de subducción que abarca desde Arica hasta el Punto Triple de Taitao (~46°S). En el Punto Triple de Taitao, las placas de Nazca y Antártica, en contacto divergente, subducen simultáneamente bajo la placa Sudamericana, generando cambios significativos en la geología y la morfología del terreno (Figura 2.1) (Vigny *et al.*, 2009). Este proceso tectónico, activo desde el Jurásico Inferior (Charrier *et al.*, 2007), ha dado forma al paisaje a través de la formación de la Cordillera de los Andes y la fosa oceánica, además de definir los patrones de sismicidad característicos de la región.

#### 2.1.1. Fuerzas que controlan la subducción

Según Turcotte & Schubert (2002), durante la subducción, las principales fuerzas responsables de este proceso y la deformación de las placas tectónicas incluyen tanto fuerzas impulsoras como resistivas. Entre las fuerzas impulsoras destaca la tracción de la placa (*slab pull*), generada por la



**Figura 2.1: Escenario geotectónico general de Chile.** En la imagen de la izquierda se observa un mapa del escenario geotectónico, donde la línea negra con triángulos (*megathrust*) representa la fosa del margen; la línea negra gruesa indica la Dorsal de Chile; la línea negra segmentada señala dorsales y las líneas blancas segmentada señala zonas de fallas del margen chileno; la flecha roja muestra las velocidades de convergencia promedio:  $\sim 65,5$  mm/año entre las placas Nazca y Sudamericana, y  $\sim 20$  mm/año entre las placas Antártica y Sudamericana. La escala de colores representa la batimetría y la topografía en metros. En la imagen de la derecha se ilustra la extensión de las rupturas de terremotos con magnitudes mayores a 7 desde el 1800 al presente (Contreras-Reyes & Carrizo, 2011).

densidad mayor de la litosfera oceánica fría y envejecida en comparación con el manto circundante. Este peso gravitacional tira de la placa hacia el interior del manto, siendo la principal

fuerza motriz de la subducción. Complementariamente, la fuerza de empuje del dorsal (*ridge push*) impulsa las placas oceánicas hacia las fosas debido al gradiente gravitacional generado por la elevación de las dorsales oceánicas, donde la litosfera es más caliente y menos densa. Además, la flotabilidad negativa resultante de la densidad creciente de la litosfera enfriada asegura el hundimiento continuo de la placa durante todo el proceso.

Por otro lado, las fuerzas resistivas actúan limitando el movimiento de la placa descendente y generando deformaciones importantes. La fricción en la interfaz de subducción entre la placa descendente y la superior genera resistencia, acumulación de tensiones y liberación de energía en forma de terremotos. El arrastre viscoso (*drag force*) entre la litosfera subducida y el manto circundante resiste el hundimiento, especialmente en el manto superior, afectando el ángulo de inclinación de la placa. Asimismo, la resistencia por flexión de la litosfera al doblarse al entrar en la fosa también genera tensiones y compresiones que dificultan el proceso, particularmente en placas más gruesas y rígidas.

Finalmente, el proceso de subducción es controlado por factores adicionales que modulan su dinámica y resultado. La geometría de la placa, como su grosor y rigidez, influye en la facilidad con que se deforma y subduce, mientras que el flujo del manto circundante puede generar presiones dinámicas que afectan la trayectoria de la placa descendente.

### **2.1.2. Características de la placa de Nazca**

La placa de Nazca exhibe características variables que influyen significativamente en su comportamiento sísmico y en la dinámica de su subducción bajo la placa Sudamericana. Su edad varía desde 0 años en el Punto Triple de Taitao, donde subduce la Dorsal de Chile, hasta 52 millones de años a la latitud de 20° S. Esta variación en la edad afecta la densidad de la placa, condicionando tanto las características sísmicas como la dinámica del proceso de subducción (Tassara *et al.*, 2006).

La placa de Nazca converge con la placa Sudamericana a una tasa máxima de 65,5 mm/año a la latitud de  $\sim 30^{\circ}\text{S}$  a lo largo de la fosa en Chile, llegando a 50,8 mm/año en el norte de Colombia y 64,5 mm/año en el sur de Chile, este movimiento sigue un azimut aproximado de  $\text{N}79^{\circ}\text{E}$  (Jarrin *et al.*, 2023).

El proceso de subducción presenta diferentes segmentos geométricos que influyen en la distribución y el comportamiento de la sismicidad. Entre los  $18^{\circ}$  y  $28^{\circ}\text{S}$ , la placa subduce con un ángulo constante de  $\sim 30^{\circ}$ , alcanzando profundidades de hasta 550 km (Gutscher, 2002). Entre los  $28^{\circ}$  y  $33^{\circ}\text{S}$ , la placa subduce con un ángulo de  $\sim 30^{\circ}$ , se aplanan a una profundidad de  $\sim 100$  km (*flat slab*), donde la placa adopta una inclinación casi horizontal, durante  $\sim 400$  km hacia el este y luego continúa su descenso hacia el manto. Esta configuración se asocia con la subducción de la dorsal de Juan Fernández, lo que genera un comportamiento tectónico particular en esta región (Gutscher, 2002; Anderson *et al.*, 2007). Entre los  $33^{\circ}$  y  $45^{\circ}\text{S}$ , la subducción comienza con un ángulo de  $\sim 27^{\circ}$  hasta  $\sim 31^{\circ}$ , aunque se indica que la edad de la placa oceánica no ejerce un control de primer orden en el ángulo de subducción inicial de la placa (Lange *et al.*, 2007).

Molina *et al.* (2021), mediante un análisis multivariado de *proxies* friccionales que incluyen anomalías de gravedad residual, grado de bloqueo intersísmico y fricción basal, propusieron una segmentación sísmica estructurada en tres niveles (Figura 2.2). En el primer orden, se definen dos divisiones principales del margen chileno: los Andes Centrales ( $5^{\circ}$ - $33^{\circ}\text{S}$ ) que se caracterizan por altos niveles de acoplamiento y fricción, y los Andes del Sur ( $33^{\circ}$ - $47^{\circ}\text{S}$ ), donde se observan reducciones en la fricción y cambios significativos en la estructura tectónica. Estas divisiones están controladas por factores tectónicos de gran escala, como el gradiente de edad de la placa oceánica subductada (que disminuye hacia el sur), variaciones en la geometría del contacto interplaca y diferencias en las tasas de convergencia tectónica. Estas características influyen definiendo zonas de estabilidad o inestabilidad friccional.

Los segmentos de segundo orden, denominados segmentos maestros, representan las secciones donde ocurrió la ruptura sísmica de mayor longitud de terremotos históricos a gran escala (mayor

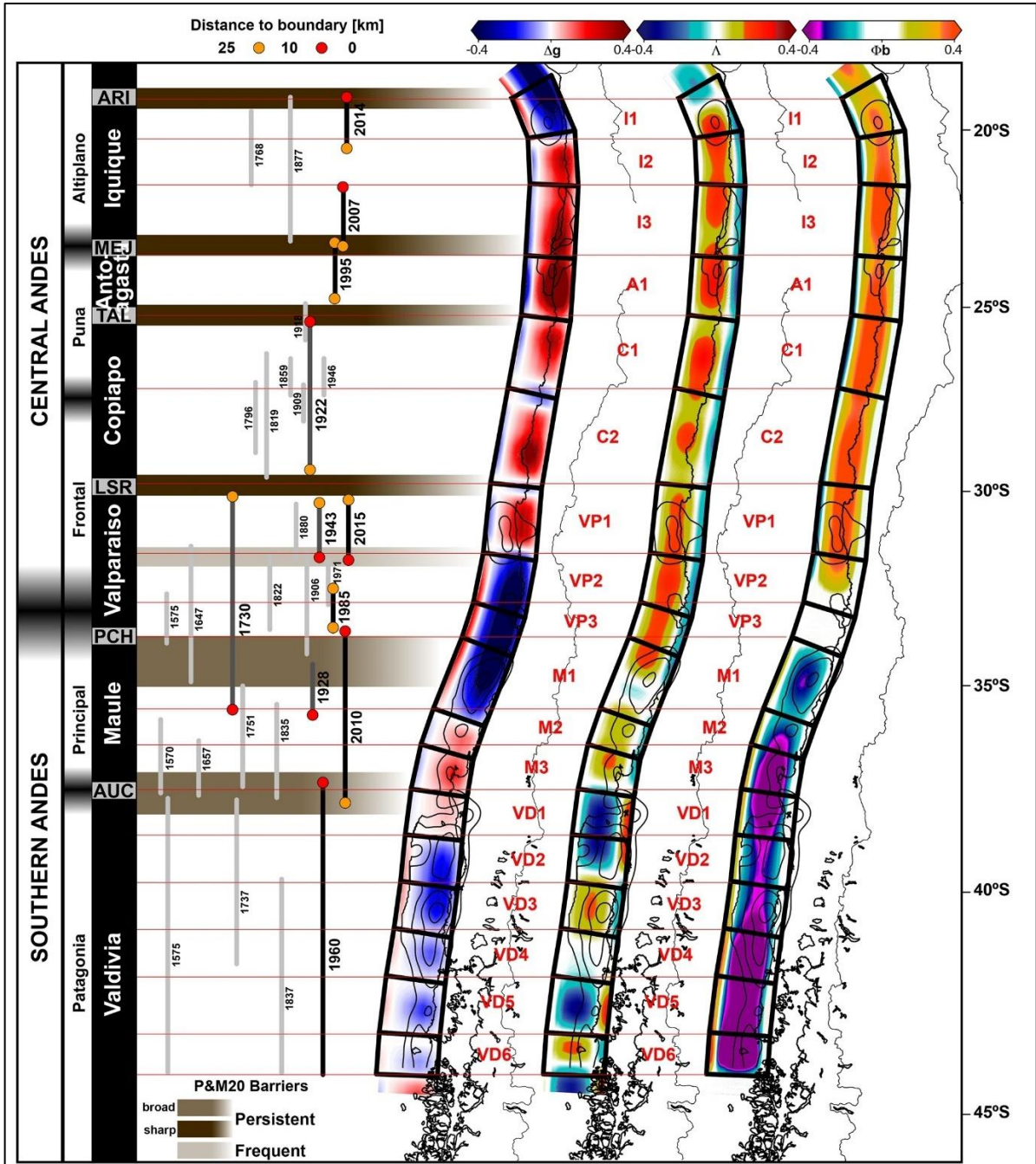


Figura 2.2: Representación de segmentación sísmica de Molina *et al.* (2021). La figura se divide en mitad izquierda y derecha. La mitad izquierda: líneas verticales representan la longitud de rupturas sísmicas. Los puntos de terminación muestran la proximidad al límite del segmento más cercano, mientras que las bandas marrones indican barreras sísmicas (ARI, MEJ, TAL, LSR, PCH y AUC), entre ellas se incluyen los segmentos maestros. La mitad derecha: segmentos sísmicos unitarios (polígonos negros) trazados sobre mapas de *proxies* de fricción (de izquierda a derecha: anomalía de gravedad residual, grado de bloqueo intersísmico y fricción basal). También se muestra la distribución de deslizamiento de terremotos registrados (curvas negras) y las líneas rojas marcan la intersección de los límites del segmento con la fosa. Las etiquetas rojas identifican cada segmento (extraído de Molina *et al.*, 2021).

a 1000 km). Estos segmentos están delimitados por barreras persistentes, las cuales incluye: Arica (19°S), Mejillones (23,5°S), Taltal (25°S), La Serena (30°S), Pichilemu (35°S) y Arauco (37,5°S). Las barreras persistentes pueden actuar como zonas de alta fricción que restringen o detienen la propagación de rupturas sísmicas. Los segmentos maestros pueden estar compuestos por más de una asperidad cosísmica. En el margen chileno, estas divisiones coinciden frecuentemente con zonas tectónicas marcadas por características estructurales persistentes como dorsales o zonas de fallas. Esta segmentación será utilizada para analizar los resultados del valor de  $b$  en el megathrust.

Finalmente, los segmentos de tercer orden, o segmentos unitarios, son subdivisiones más pequeñas dentro de los segmentos maestros. Los segmentos unitarios se caracterizan por delimitar zonas donde la fricción y la distribución de deslizamiento muestran variaciones significativas en escalas menores (10 a 100 km). Los límites de estos segmentos coinciden típicamente con transiciones locales entre asperezas cosísmicas y barreras, estas asperezas pueden romperse de manera aislada en un terremoto de magnitud cercana a  $M8$  o, alternativamente, pueden romperse simultáneamente con otras asperezas adyacentes, dando lugar a terremotos gigantes.

## **2.2. SISMICIDAD**

### **2.2.1. Ciclo sísmico**

El ciclo sísmico, basado en la Teoría del Rebote Elástico propuesta por Reid (1910), describe la repetición periódica de terremotos importantes ( $M > 7$ ) en una región específica, explicando cómo se acumulan y liberan los esfuerzos elásticos en las fallas tectónicas. Este ciclo se divide en cuatro fases. La fase intersísmica ocurre entre terremotos consecutivos, durante la cual se acumulan gradualmente esfuerzos en la falla y la corteza terrestre se deforma elásticamente en sentido opuesto a la deformación cosísmica. Esta fase, que puede representar más del 90% del ciclo, es crucial para entender la acumulación de energía sísmica. La fase presísmica, por su parte, ocurre justo antes del terremoto e incluye fenómenos como deformaciones lentas o rápidas, cambios en la sismicidad y variaciones en parámetros geofísicos y químicos que indican una inminente liberación de energía.

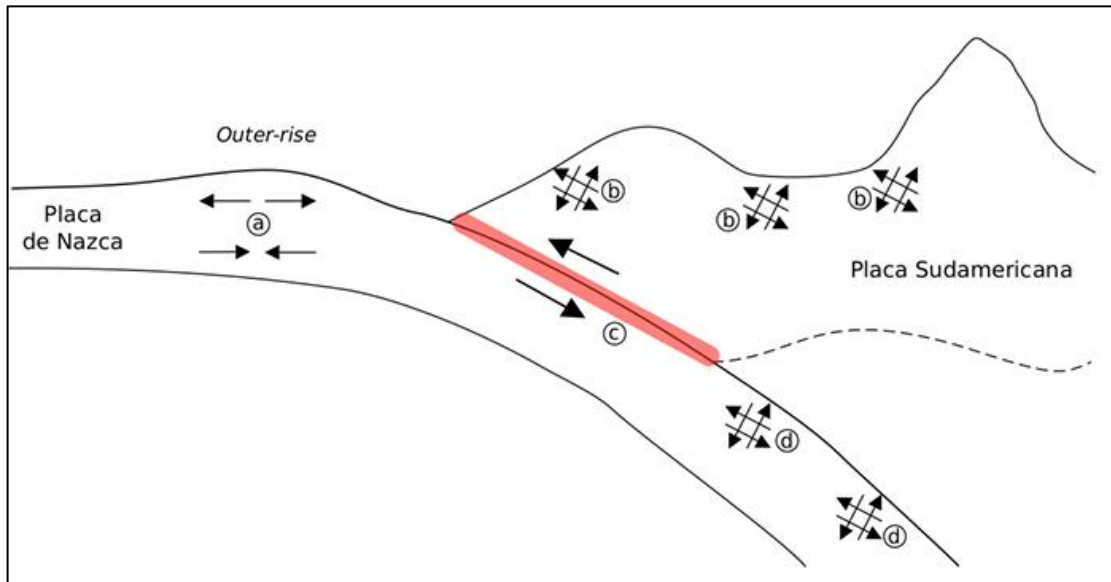
La fase cosísmica corresponde al momento del terremoto, caracterizado por una ruptura rápida de la falla y la liberación de la energía acumulada, lo que provoca desplazamientos significativos en la corteza terrestre en cuestión de segundos o minutos. Posteriormente, la fase postsísmica abarca procesos de ajuste que pueden durar desde meses hasta años, manifestándose en forma de réplicas, relajación viscoelástica en el manto y la litosfera, deslizamientos asísmicos y actividad microsísmica. Estas fases en conjunto permiten comprender la dinámica de las fallas tectónicas y los procesos que controlan la actividad sísmica en regiones geológicamente activas.

### 2.2.2. Tipos de sismicidad

La sismicidad en una zona de subducción como la chilena se clasifica en cuatro tipos, cada uno con características y ubicaciones específicas (Figura 2.3). Los sismos outer-rise (a) ocurren antes del inicio de la subducción, al oeste de la fosa oceánica. Estos eventos suelen tener magnitudes menores a  $M_w=6,5$  y, debido a su lejanía del continente, no representan un peligro significativo (Madariaga, 1998; Leyton *et al.*, 2009). Los sismos corticales (b), por su parte, se producen dentro de la placa Sudamericana, a profundidades menores de 30 a 40 km. Estos eventos ocurren principalmente en zonas precordilleranas y cordilleranas y, debido a su poca profundidad, pueden ser especialmente devastadores. Entre los ejemplos más destacados se encuentran los sismos de Chusmiza en 2001, Curicó en 2004 y Pichilemu en 2010 (Campos *et al.*, 2005; Farías *et al.*, 2011).

Los sismos interplaca (c) se generan en la interfaz entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, a profundidades de hasta 60 km aproximadamente. Son responsables de los terremotos más grandes registrados en Chile, como el de Valdivia en 1960 y el de Maule en 2010. Estos eventos ocurren por la ruptura de la zona de acoplamiento entre las placas, liberando la energía acumulada cuando se supera un umbral de esfuerzo (Madariaga, 1998). Estos son los tipos de sismos que se analizarán más adelante. Y, por último, los sismos intraplaca o *intraslab* (d) se desarrollan dentro de la placa de Nazca, generalmente a profundidades de 50 a 200 km, después de que esta ha subducido bajo la placa Sudamericana. Aunque son menos frecuentes que los sismos interplaca, pueden alcanzar magnitudes moderadas a altas. Su origen está relacionado con la inestabilidad gravitacional y los esfuerzos tensionales generados dentro de la placa subducida (Kausel &

Campos, 1992). Ejemplos notables de este tipo son el sismo de Chillán en 1939 y el ocurrido en el norte de Chile en 1950 (Ruiz & Madariaga, 2018).

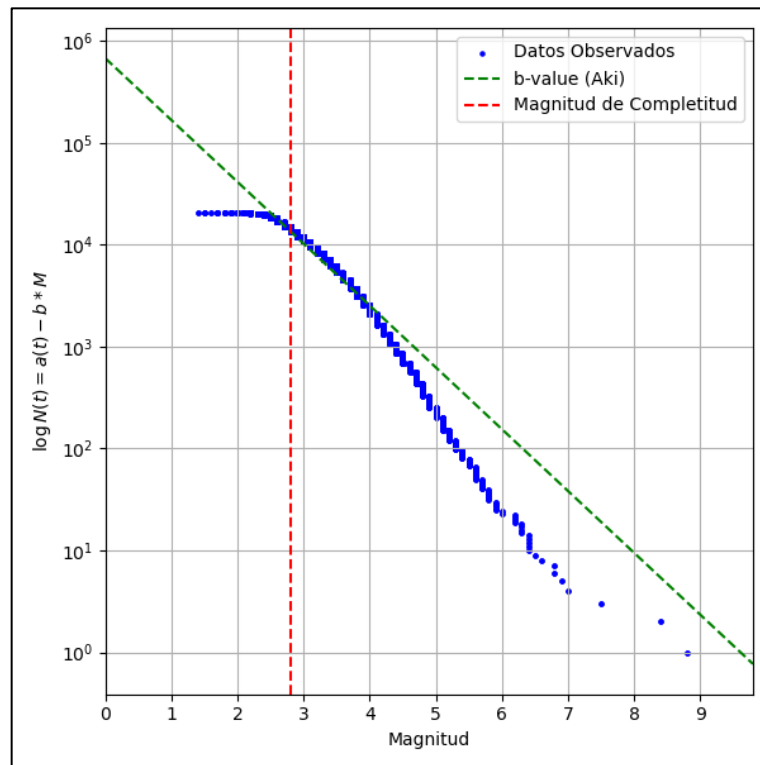


**Figura 2.3: Representación esquemática de los sismos en zonas de subducción.** Las flechas en la imagen representan diferentes direcciones de movimiento y deformación asociadas con la interacción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana, típicas de un contexto de subducción y deformación tectónica. Lo subrayado en rojo representan los sismos interplaca que serán analizados en este estudio (extraído de Méndez, 2023).

### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.2. B-VALUE

En el análisis de sismicidad, la relación entre la frecuencia de los terremotos y sus magnitudes se representa mediante la Ley de Gutenberg-Richter (1944), que describe cómo el número de eventos decrece exponencialmente con el aumento de la magnitud, la cual se puede observar gráficamente en la Figura 3.1. Al trazar los datos de frecuencia y magnitud en una escala logarítmica, los puntos suelen aproximarse a una recta cuya pendiente caracteriza el parámetro *b-value* (Ecuación 1), siendo *b* un indicador clave del régimen tectónico de la región. Su interpretación permite conocer el estado de esfuerzos tectónicos y es útil en la evaluación del riesgo sísmico y el monitoreo de cambios de estrés en una región. Este parámetro puede tomar los siguientes valores en el contexto del *megathrust* chileno:



**Figura 3.1:** La Ley de Gutenberg-Richter deducida de los sismos interplaca del catálogo del CSN. Los puntos azules representan el número acumulado de sismos, la línea segmentada roja corresponde a la magnitud de completitud y la línea segmentada verde al *b-value* obtenido por el método de Aki (1965).

- Valores altos de b: Los valores elevados de b indican una mayor proporción de sismos de baja magnitud en comparación con eventos grandes, lo cual se asocia con una alta presión de poro en la interfaz de falla debido a la presencia de fluidos. Esta presión de poro reduce la tensión efectiva, facilitando los sismos pequeños y disminuyendo la resistencia al deslizamiento. Un ejemplo de esto es la zona norte de la ruptura tras el terremoto de Maule en 2010, donde los valores de b oscilan entre 1,2 y 1,5 (Tassara *et al.*, 2016). Asimismo, se han observado valores altos de b entre 1,1 y 1,7 en zonas de actividad sísmica a profundidad intermedia y en áreas de deshidratación de la losa oceánica subducida, como en la Zona Volcánica Central de los Andes (Legrand *et al.*, 2012).
- Valores bajos de b: Los valores bajos de b sugieren zonas más secas y de mayor resistencia, donde el deslizamiento se produce bajo alta tensión tectónica y baja presión de poro. Un ejemplo es la zona sur de la ruptura posterior al terremoto de Maule en 2010, con un valor de b menor a 1,1 (Tassara *et al.*, 2016). También se observan valores de b entre 0,6 y 0,8 en áreas donde han ocurrido grandes terremotos interplaca ( $M_w \geq 7,5$ ) o que presentan un riesgo elevado de futuros eventos sísmicos. Estos valores bajos suelen persistir antes y después de grandes eventos, lo cual sugiere una relación con asperezas en la zona sismogénica del *megathrust* (Legrand *et al.*, 2012).
- Zonas de quietud sísmica: En algunas áreas de la megafalla chilena, la imposibilidad de calcular el valor de b se debe a una actividad sísmica tan baja que no hay suficientes eventos significativos para realizar un análisis estadístico. Esta baja sismicidad se interpreta como una quietud sísmica, lo que sugiere un alto acoplamiento entre las placas tectónicas. Esto implica que la fricción elevada inhibe la liberación de energía en forma de sismos pequeños o medianos, resultando en una acumulación de deformación elástica en la corteza. Estas zonas, al acumular estrés sin liberar energía mediante eventos menores, están asociadas a un alto potencial de generar grandes terremotos, como ocurrió en la brecha sísmica previa al terremoto de Maule en 2010 (Legrand *et al.*, 2012).

### 3.3. MAGNITUD DE COMPLETITUD

Antes de abordar el método de Aki (1965) para el cálculo del *b-value*, es fundamental comprender el concepto de magnitud de completitud ( $M_c$ ), ya que este parámetro influye directamente en la calidad y precisión del análisis de los estudios de sismicidad y la evaluación del peligro sísmico (Wiemer & Wyss, 2000; Woessner & Wiemer, 2005; El-Isa & Eaton, 2014; Huang *et al.*, 2016; Zhou *et al.*, 2018; Gong *et al.*, 2024). La  $M_c$  es el valor mínimo de magnitud por encima del cual un catálogo sísmico se considera completo y confiable para análisis estadísticos. Representa el umbral a partir del cual se asume que todos los terremotos relevantes han sido registrados, evitando omisiones que puedan sesgar los resultados. Su determinación es crucial para calcular el valor de *b*, ya que incluir eventos por debajo de la magnitud de completitud puede distorsionar la relación magnitud-frecuencia. La  $M_c$  se identifica analizando la distribución de magnitudes en el catálogo y determinando el punto donde la relación magnitud-frecuencia comienza a seguir un patrón lineal en una escala logarítmica acumulativa. Factores como la densidad de estaciones sismográficas, el ruido ambiental y la distancia a los epicentros influyen en la magnitud de completitud.

El cálculo de la  $M_c$  se puede hacer por varios métodos, los cuales han sido descritos y analizados en el estudio de Gong *et al.* (2024). El primero es el MMAXC (*Modified Maximum Curvature*), una versión ajustada de la técnica de máxima curvatura propuesta inicialmente por Wiemer & Wyss (2000) y mejorada por Woessner & Wiemer (2005), que identifica la  $M_c$  en el punto de mayor frecuencia de eventos en la distribución de frecuencia-magnitud (FMD) y aplica una corrección para reducir errores, sumándole 0,2. El método GFT (*Goodness-of-Fit Test*) compara la FMD observada con una curva teórica de Gutenberg-Richter, determinando la  $M_c$  donde se obtiene el mejor ajuste (Wiemer & Wyss, 2000). El método MBS ( *$M_c$  by *b-value* Stability*), desarrollado por Cao & Gao (2002), establece la  $M_c$  cuando la estabilidad en los valores de *b* es constante en un rango específico, mientras que el MBS-WW (*Improved  $M_c$  by *b-value* Stability*), descrito por Woessner & Wiemer (2005), mejora esta técnica utilizando la incertidumbre de *b* para definir la estabilidad en lugar de un valor fijo. Por su parte, el EMR (*Entire-Magnitude-Range*) divide el catálogo de sismos en segmentos completos e incompletos y aplica una distribución normal acumulada en el segmento completo para estimar la  $M_c$  (Woessner & Wiemer, 2005). El MBASS (*Median-Based Analysis of the Segment Slope*) utiliza una prueba estadística de pendiente en el

FMD no acumulado para detectar cambios que indiquen la  $M_c$  (Amorèse, 2007). El método MAH (*Harmonic Mean*), desarrollado por Godano (2017), representa la frecuencia de eventos sísmicos mediante la media armónica de magnitudes y determina la  $M_c$  en intervalos de magnitud alta. Finalmente, el NDT (*Normalized Distance Test*), propuesto por Lombardi (2021), combina el método de máxima verosimilitud con una prueba de Kolmogorov-Smirnov y usa remuestreo *bootstrap* para evaluar la muestra y establecer la  $M_c$ . Estos métodos fueron evaluados en catálogos sintéticos de sismicidad, resultando el MMAXC como el más consistente y cercano al valor estándar de la  $M_c$  bajo diversas condiciones (Gong *et al.*, 2024). Por ello, en el presente estudio se ha decidido emplear el método MMAXC debido a su estabilidad y precisión comprobadas en la estimación de la magnitud de completitud.

### 3.4. MÉTODOS PARA EL CÁLCULO DEL *B-VALUE*

#### 3.4.1. Método Aki

El método propuesto por Aki (1965) utiliza el concepto de máxima verosimilitud para calcular el *b-value*, maximizando la probabilidad de que las magnitudes observadas se ajusten al modelo teórico de distribución exponencial de la Ley de Gutenberg-Richter (1944). Este enfoque optimiza una función de verosimilitud que evalúa qué valor de *b* explica mejor los datos observados, siendo especialmente robusto frente a sesgos introducidos por eventos de magnitud alta o catálogos incompletos. A diferencia de la regresión lineal, que puede ser afectada por valores extremos que distorsionan la pendiente, generando inestabilidad debido a la baja frecuencia de eventos grandes, errores en el agrupamiento de datos y la no linealidad de los errores. El método de máxima verosimilitud minimiza estas distorsiones, proporcionando estimaciones precisas y estables del *b-value*, incluso en condiciones de datos heterogéneos o distribuciones sesgadas. Por ello, este método es fundamental para garantizar que los análisis de sismicidad reflejen fielmente los procesos tectónicos y estadísticos subyacentes.

En este enfoque se asume que las magnitudes (*m*) siguen una distribución exponencial con un parámetro de ubicación igual a una magnitud de completitud  $M_c$  (umbral de detección) y el parámetro de escala  $\beta$ ,

$$f(m | \beta, M_c) = \beta e^{-\beta(m-M_c)}, \text{ con } m \geq M_c \quad (2)$$

donde se sustituye el parámetro exponencial  $\beta = b * \ln 10$  por conveniencia matemática. Luego la función de verosimilitud para un conjunto de datos de magnitudes se define como el producto de las probabilidades de cada magnitud bajo el modelo:

$$L(b | m_1, m_2, \dots, m_n) = \prod_{i=1}^n \beta e^{-\beta(m_i - M_c)} \quad (3).$$

Al trabajar con el logaritmo de la verosimilitud, para simplificar el cálculo obtenemos:

$$\ln L(b) = n \ln \beta - \beta \sum_{i=1}^n (m_i - M_c) \quad (4).$$

Luego para encontrar el valor de  $b$  que maximiza la verosimilitud, se deriva  $\ln L(b)$  respecto a  $\beta$  e igualándolo a cero, quedando:

$$\beta = \frac{n}{\sum_{i=1}^n (m_i - M_c)} \quad (5).$$

Sustituyendo  $\beta = b * \ln 10$ , se obtiene finalmente el estimador de máxima verosimilitud para  $b$  ( $b_{Aki}$ ):

$$b_{Aki} = \frac{1}{\ln 10 * (\bar{m} - M_c)} \quad (6)$$

donde  $\bar{m}$  es la magnitud promedio de los sismos seleccionados con magnitud  $m \geq M_c$ . Y  $M_c$  es la magnitud de completitud, el umbral mínimo a partir del cual se considera que el catálogo es completo.

van der Elst (2021) realiza una salvedad, para una distribución discreta de magnitudes y diferencias de magnitud. Donde la distribución discreta de Laplace se utiliza cuando se trata de magnitudes redondeadas, para incrementos de magnitud mayores que 0,1 o 0,01. Propone un  $b_{Aki}$  cuando el catálogo sísmico es discreto:

$$b_{Aki \text{ discreto}} = \frac{1}{\ln 10 * \delta} * \coth^{-1} \left[ \frac{1}{\delta} (\bar{m} - M_c + \delta) \right] \quad (7).$$

El nivel de discretización ( $\delta$ ) se refiere a la resolución o precisión con la que se registran los valores de magnitud de los terremotos en un catálogo sísmico. Básicamente, es el intervalo o el tamaño del paso entre los valores permitidos en los datos discretos.

La desviación estándar de  $b_{Aki}$  es calculada de la siguiente forma (Li & Xie, 2024):

$$\sigma b_{Aki} = 2.3 * b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (m_i - \bar{m})^2}{n(n-1)}} \quad (8).$$

### 3.4.2. *b-positive*

El método *b-positive* descrito por van der Elst (2021), es una técnica que, en vez de utilizar las magnitudes absolutas de los sismos, utiliza las diferencias positivas de magnitudes entre eventos consecutivos:

$$m^{+'} = m_{i+1} - m_i, \text{ (donde } m^{+'} > 0) \quad (9).$$

Cuando las magnitudes de los terremotos siguen una distribución exponencial (como en la Ley de Gutenberg-Richter), las diferencias entre magnitudes sucesivas se ajustan a una distribución de Laplace (también conocida como doble exponencial). Esta es una distribución de probabilidad continua que combina dos distribuciones exponenciales: una para los valores mayores y otra para los valores menores al punto central, que en este caso corresponde a diferencias de magnitudes iguales a cero. Este comportamiento genera una distribución simétrica con un pico pronunciado en su centro y colas más largas en comparación con una distribución normal, lo que permite capturar valores extremos de manera más efectiva. Una característica importante de la distribución de Laplace es que no depende directamente de la magnitud de completitud, siempre que esta se mantenga aproximadamente constante entre eventos consecutivos.

En el caso del método de van der Elst (2021), se utilizan únicamente las diferencias positivas de magnitudes, lo que rompe la simetría original de la distribución de Laplace al descartar las diferencias negativas. Este enfoque intencional se aplica para abordar los problemas de

incompletitud que suelen presentarse en catálogos sísmicos, especialmente durante secuencias de réplicas. En estos períodos, las altas tasas de actividad sísmica dificultan la detección de terremotos pequeños, lo que introduce un sesgo en los análisis tradicionales del *b-value*.

Al centrarse únicamente en las diferencias positivas, el método evita el impacto de los eventos pequeños no detectados, ya que estos afectan principalmente las diferencias negativas. Esto permite que el cálculo del *b-value* sea robusto y confiable incluso durante las secuencias de réplicas, donde la magnitud de completitud puede variar de manera transitoria. Este enfoque garantiza que la relación entre las diferencias de magnitudes positivas refleje de manera más precisa la distribución exponencial subyacente, haciendo que el método sea adecuado tanto para estudios en tiempo real como para análisis de secuencias complejas.

Para obtener el valor de *b*, primero se debe calcular la media de las diferencias positivas entre magnitudes consecutivas ( $\overline{m}^+$ ), que se determina como:

$$\overline{m}^+ = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n m_{i+1} - m_i \quad (\text{donde } m_{i+1} > m_i) \quad (10).$$

A continuación, al igual que en el método anterior, el valor óptimo de  $\beta$  se encuentra utilizando el enfoque de máxima verosimilitud (de la misma forma que la Ecuación 5), da lugar a la siguiente estimación:

$$\widehat{\beta}^+ = (\overline{m}^+ - M'_c)^{-1} \quad m^+ \geq M'_c \quad (11)$$

donde  $\overline{m}^+$  es la media muestral de las diferencias de magnitud positivas, y  $M'_c$  es una diferencia de magnitud mínima positiva, que se utiliza para garantizar que se consideren diferencias suficientemente grandes para ser confiables.

Al igual que para  $b_{AKi}$ , el cálculo del *b-value* para este método ( $b_{positive}$ ) es:

$$b_{positive} = \frac{1}{\ln 10 * (\overline{m}^+ - M'_c)} \quad (12).$$

Como se dijo en el apartado anterior, van der Elst (2021) comenta que, para una distribución discreta de magnitudes y diferencias de magnitud, la población con  $m^{+} = 0$  contiene diferencias de magnitud verdaderas positivas y negativas. Para restringir el análisis a diferencias de magnitud estrictamente positivas, se debe establecer  $M'_c \geq 2\delta$ .

Por otra parte, van der Elst (2021) propone la siguiente ecuación para  $b_{positive}$  cuando se utiliza un catálogo discreto:

$$b_{positive\ discrete} = \frac{1}{\ln 10 * \delta} * \coth^{-1} \left[ \frac{1}{\delta} (\overline{m^{+}} - M'_c + \delta) \right] \quad (13).$$

Sumado a lo anterior, las incertidumbres de la estadística se estiman por *bootstrap*, este método estadístico para estimar incertidumbres (como errores estándar o intervalos de confianza) de una muestra de datos, se utiliza especialmente cuando no se puede hacer suposiciones fuertes sobre la distribución subyacente de los datos. En lugar de asumir una distribución específica, el *bootstrap* remuestra aleatoriamente la muestra original muchas veces, creando subconjuntos que permiten calcular la variabilidad de las estadísticas de interés.

### 3.4.3. *b-more-positive*

El método *b-more-positive*, propuesto Lipiello & Petrillo (2024), es una extensión del *b-positive*, que incrementa la eficiencia y precisión al incluir más pares de terremotos, no solo consecutivos en el cálculo del parámetro  $b$ . Esta mejora permite trabajar con catálogos incompletos sin perder precisión y minimizando la influencia de problemas de detección. Los investigadores proponen más eficiencia para el cálculo de  $b$ , logrando utilizar el subconjunto  $N$  más grande de terremotos del catálogo. Es importante tener en cuenta que a medida que aumentamos  $N$ , la incertidumbre asociada  $\sigma_b$  en su estimación de  $b$  disminuye.

Para mejorar la eficiencia del estimador, se propone la generalización del método *b-positive* mediante la inclusión del parámetro " $l$ ". Esto da lugar al estimador *b-more-positive*, el cual

considera no solo eventos consecutivos, sino también pares más alejados en el tiempo. El procedimiento consiste primero en calcular la diferencia positiva de un sismo buscando el primer evento más grande dentro de una ventana de “ $l$ ” eventos siguientes:

$$m'_l = m_j - m_i \text{ (donde } j \in [i + 1, i + l]) \text{ (14),}$$

el parámetro “ $l$ ” controla la amplitud de la búsqueda. Si  $l=1$ , el método se reduce al estimador *b-positive* tradicional, que solo considera el siguiente evento inmediato. Si  $l>1$ , se busca de forma más flexible el primer sismo de mayor magnitud dentro de la ventana de “ $l$ ” eventos, con tal de obtener una diferencia positiva.

De igual forma que en el método *b-positive*, en este método se introduce el parámetro  $M_c^{+'}$ , de modo que  $m'_l = m_j - m_i > M_c^{+'}$ . Esto garantiza que solo se consideren diferencias de magnitud suficientemente grandes para minimizar los errores de detección. También para restringir el análisis a diferencias de magnitud estrictamente positivas, se debe establecer  $M_c^{+'} \geq 2\delta$ .

El estimador  $\tilde{\beta}_l^{+'}$ , considerando solo diferencias positivas, queda de la siguiente manera utilizando máxima verosimilitud:

$$\tilde{\beta}_l^{+'} = (\overline{m}'_l - M_c^{+'})^{-1} \text{ m}' \geq M_c^{+'} \text{ (15).}$$

Por ende, el cálculo del *b-value* para este método (*b<sub>more-positive</sub>*) es:

$$b_{\text{more-positive}} = \frac{1}{\ln_{10} * (\overline{m}'_l - M_c^{+'})} \text{ (16).}$$

Utilizando un catálogo con magnitudes discretas queda de la siguiente forma:

$$b_{\text{more-positive discreto}} = \frac{1}{\ln_{10} * \delta} * \coth^{-1} \left[ \frac{1}{\delta} (\overline{m}'_l - M_c^{+'} + \delta) \right] \text{ (17).}$$

Las incertidumbres de la estadística del *b-value* para este método se estiman por *bootstrap*, al igual que en el método anterior.

## 4. METODOLOGÍA

### 4.1. PROGRAMA PARA ESTIMAR EL *B-VALUE*

El programa desarrollado para estimar el *b-value* de un catálogo sísmico fue implementado con el lenguaje de programación *Python*, aplicando tres estrategias de muestreo espacial para la selección de los datos, son las siguientes:

- Muestreo latitudinal: Consiste en dividir el área de estudio en franjas o rangos de latitud fijos.
- Muestreo en celdas: Implica dividir el área en una cuadrícula regular de celdas de tamaño uniforme.
- Muestreo en nodos: Define puntos de interés (nodos) equiespaciados dentro del área de estudio, empleando un radio mínimo fijo y un radio máximo dinámico para abarcar los eventos sísmicos.

El esquema general del flujo de trabajo se presenta en el diagrama de flujo de la Figura 4.1 y se detalla en las secciones siguientes.

#### 4.1.1. Preparación y definición de parámetros

Antes de implementar la estrategia de muestreo espacial, se deben establecer los siguientes pasos. Primero, seleccionar el catálogo sísmico asegurándose de que incluya las columnas de longitud, latitud, fecha, hora, magnitud y profundidad de los sismos. Además, se calcula su magnitud de completitud según lo indicado en el Nivel 1 de la Figura 4.1. Segundo, definir el archivo de parámetros externos (Nivel 2 de la Figura 4.1), donde se especifican variables clave como: la latitud inicial y final del área de interés, la distancia máxima permitida al plano de subducción, la profundidad máxima de los sismos, el sistema de coordenadas, el número mínimo de sismos requerido para calcular el *b-value*, la selección de la  $M_c$  a utilizar (ya sea del catálogo completo, de los sismos interplaca, de cada tipo de muestreo espacial: rangos latitudinales, celdas o nodos, o del promedio del muestreo espacial), el nivel de discretización del catálogo y la mínima diferencia de magnitud empleada en los métodos de van der Elst (2021) y Lippiello & Petrillo (2024)

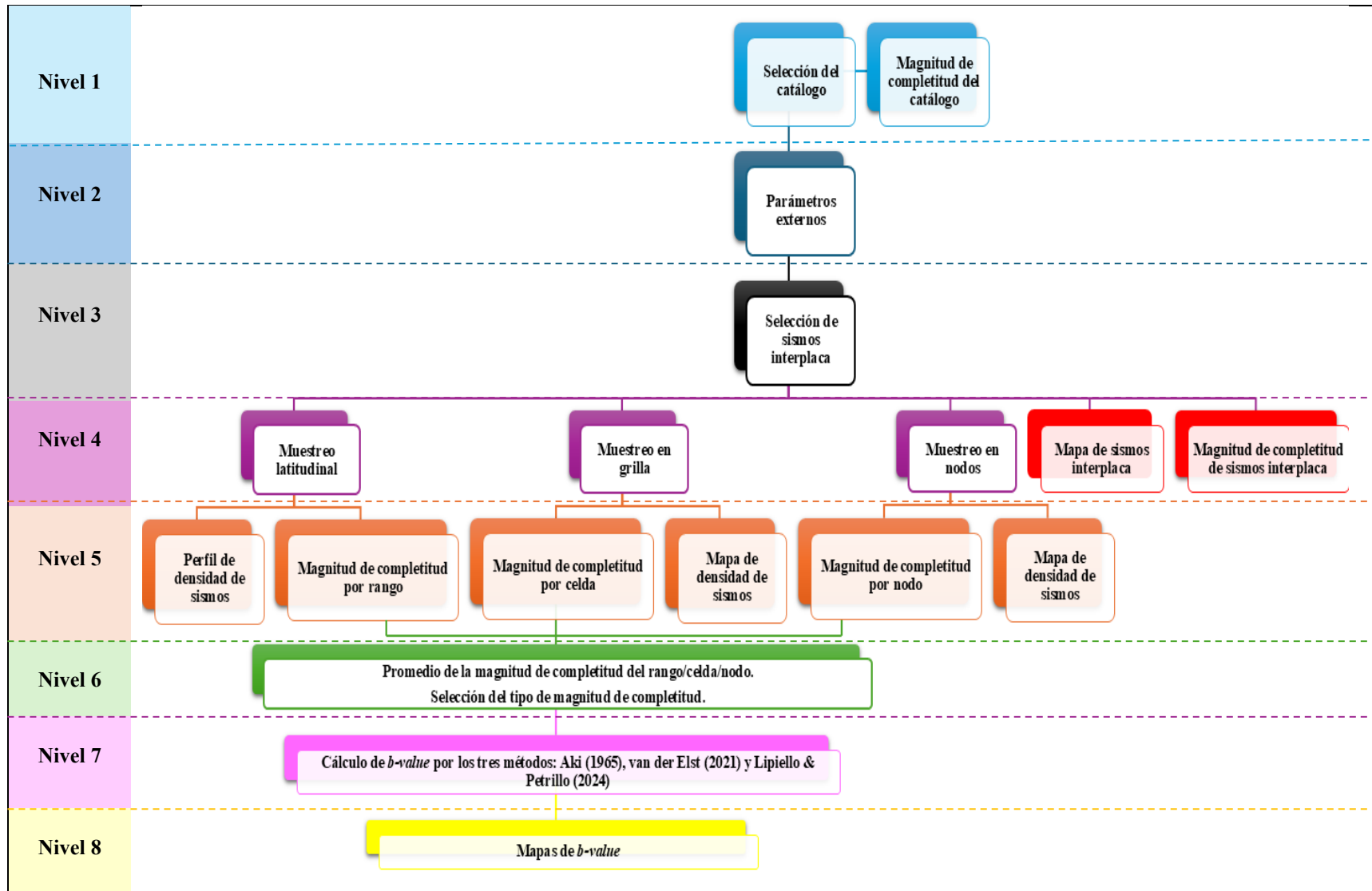


Figura 4.1: Diagrama de flujo del programa *b-value*.

Además, para cada estrategia de muestreo espacial se tienen los siguientes parámetros:

- a) Muestreo latitudinal: rango de la latitud en grados, superposición en grados del rango con el rango ubicado al norte y al sur, el alto y ancho de las celdas en km para un perfil de densidad de sismos y el mínimo de sismos por latitud para calcular la magnitud de completitud.
- b) Muestreo en grillas: el tamaño de la celda en grados (por ejemplo  $0,2^\circ$  por  $0,2^\circ$ ), el traslape de la celda con las celdas vecinas, el mínimo de sismos por celda, y el mínimo de sismos de celdas para calcular la magnitud de completitud.
- c) Muestreo por nodos: para este tipo de muestreo se realiza primero una grilla y el centro de ella será el nodo, para ello se debe elegir el espaciamiento de los nodos, el radio mínimo y máximo que puede alcanzar el cilindro centrado en cada nodo, el mínimo número de sismos que debe contener el cilindro y el mínimo número de sismos requeridos para calcular la magnitud de completitud.

#### **4.1.2. Selección de sismos interplaca**

A partir del catálogo sísmico, se crea una base de datos organizada que permite analizar la distancia mínima entre cada sismo y los puntos del modelo tridimensional del plano de subducción (SLAB2.0), desarrollado por Hayes *et al.* (2018). Este modelo fue construido integrando datos sísmicos, tomográficos y geofísicos, procesados mediante técnicas que aseguran alta calidad y precisión. La información fue interpolada en una cuadrícula tridimensional para generar superficies continuas que representan las placas subducidas. Este análisis empareja cada sismo con el punto del modelo más cercano en el plano de subducción. Finalmente, se recopilan las coordenadas (longitud, latitud y profundidad) de los puntos del modelo que se encuentran más cerca de cada sismo registrado en el catálogo.

Adicionalmente, se realiza un filtro por profundidad, seleccionando solo los sismos cuya diferencia en profundidad con respecto al punto del *slab* no exceda la distancia máxima permitida al plano de subducción. Finalmente, se aplican filtros espaciales para limitar los sismos según la latitud

inicial y final del área de estudio, así como los límites de profundidad establecidos (Nivel 3 de la Figura 4.1). Obteniendo como productos los mapas de sismos interplaca y la magnitud de completitud de estos sismos para cada catálogo utilizado (Nivel 4 de la Figura 4.1).

#### **4.1.3. División del área de trabajo**

Para el muestreo latitudinal (Nivel 4 de la Figura 4.1), se analiza la distribución de los sismos interplaca generando rangos de latitud preestablecidos más el traslape con los rangos al norte y sur de este. Luego, se filtran los sismos que caen dentro de cada uno de estos rangos. Registrándose las coordenadas norte y sur del rango que contenga sismos, así como la cantidad de sismos que están en el rango latitudinal.

Para el muestreo en celdas (Nivel 4 de la Figura 4.1), se genera una grilla cuadrada superpuesta al área de estudio con el propósito de analizar los sismos interplaca en cada celda. Las celdas de la grilla se crean basándose en los límites espaciales del catálogo y aplicando un tamaño de celda con un traslape predefinido para asegurar la continuidad entre las celdas adyacentes. Cada celda se representa como un polígono, y se realiza un cruce espacial para asociar cada sismo con la celda correspondiente en la que ocurrió. Solo se consideran las celdas que contienen la cantidad mínima de sismos requerida para el análisis. Para estas celdas seleccionadas, se registran las coordenadas de sus límites (norte, sur, este y oeste), junto con el número total de sismos que se encuentran dentro de cada celda.

Por último, en el muestreo por nodos (Nivel 4 de la Figura 4.1), el área de estudio se subdivide en una cuadrícula con un espaciamiento fijo entre los centros de las celdas. Para cada celda, se calcula su centroide, que actúa como el centro de un nodo circular. A partir de cada nodo, se crea un círculo creciente en radio, que va desde un radio mínimo hasta un radio máximo (medido en kilómetros). En cada iteración, comenzando con el radio mínimo, se verifica si el número de sismos dentro del círculo alcanza el mínimo de sismos requerido, si se supera este umbral de sismos mínimos, se registra el nodo junto con sus coordenadas, el radio final alcanzado y la cantidad de sismos detectados, en caso contrario, se sigue con la iteración aumentando en 1 km el radio con tal de

comprobar la cantidad mínima de sismos. Si se llega al radio máximo y no se llega a la cantidad mínima de sismos, este nodo no se mantiene en el análisis posterior.

Los sismos interplaca se representan en un mapa geográfico y un perfil longitudinal. Además, se calcula la densidad de sismos según las estrategias de muestreo (Nivel 5 de la Figura 4.1).

#### 4.1.4. Selección de $M_c$ y cálculo del $b$ -value

Como se mencionó anteriormente, se calcula la magnitud de completitud siempre que se disponga de un número mínimo de sismos para realizar el cálculo. Este proceso se aplica primero al catálogo completo, luego a los sismos interplaca filtrados, posteriormente a los sismos interplaca seleccionados según cada estrategia de muestreo, y finalmente se calcula un promedio de la magnitud de completitud de cada estrategia de muestreo.

```
# MÉTODO DE AKI (1965)
def b_aki_continuo(df, magnitud_col, M_min):
    """
    Parámetros:
    - df (pd.DataFrame): DataFrame con datos sísmicos.
    - magnitud_col (str): Columna de magnitudes.
    - M_min (float): Magnitud mínima para el cálculo.

    Retorno:
    - b: Estimación del valor b.
    - sigma: Desviación estándar del valor b.
    - num: Número de sismos mayores a M_min.
    - Mc_mean: Promedio de magnitudes mayores a M_min.
    """
    magnitudes = df[df[magnitud_col] >= M_min][magnitud_col]
    num = len(magnitudes)
    Mc_mean = np.mean(magnitudes)
    b = 1 / (np.log(10) * (Mc_mean - M_min))
    varianza_muestral = np.sum((magnitudes - Mc_mean) ** 2) / (num * (num - 1))
    sigma = 2.3 * (b ** 2) * np.sqrt(varianza_muestral)
    return b, sigma, num, Mc_mean

def b_aki_discreto(df, magnitud_col, M_min, delta):
    """
    Parámetros:
    - df (pd.DataFrame): DataFrame con datos sísmicos.
    - magnitud_col (str): Columna de magnitudes.
    - M_min (float): Magnitud mínima para el cálculo.
    - delta: Nivel de discretización.

    Retorno:
    - b: Estimación del valor b.
    - sigma: Desviación estándar del valor b.
    - num: Número de sismos mayores a M_min.
    - Md_mean: Promedio de magnitudes mayores a M_min.
    """
    magnitudes = df[df[magnitud_col] >= M_min][magnitud_col]
    num = len(magnitudes)
    Md_mean = np.mean(magnitudes)
    b = (1 / (np.log(10) * delta)) * coth_inv((Md_mean - M_min + delta) / delta)
    varianza_muestral = np.sum((magnitudes - Md_mean) ** 2) / (num * (num - 1))
    sigma = 2.3 * (b ** 2) * np.sqrt(varianza_muestral)

    return b, sigma, num, Md_mean
```

**Figura 4.2: Funciones para el método Aki.**

La figura presenta las funciones correspondientes a un catálogo continuo (`b_aki_continuo`) y a un catálogo discreto (`b_aki_discreto`), permitiendo comparar las diferencias en los resultados según el tipo de catálogo utilizado.

Posteriormente, para el cálculo del *b-value* (Nivel 7 de la Figura 4.1), por los métodos antes mencionados en la sección 3.4., se realizaron los siguientes códigos con el lenguaje de programación *Python*. Para el método de Aki ver la Figura 4.2, para el método *b-positive* ver la Figura 4.3, y para el método *b-more-positive* ver la Figura 4.4.

```
# MÉTODO B-POSITIVE (van der Elst, 2021)
def b_positive_continuo(df, magnitud_col, time_col, delta, min_dife):
    """
    Parámetros:
    - df: DataFrame con magnitudes y fecha/hora.
    - magnitud_col: Columna de magnitudes.
    - time_col: Columna de tiempo.
    - delta: Nivel de discretización.
    - min_dife: Mínima diferencia.

    Retorno:
    - b: Valor b-positive continuo.
    - sigma: Error estándar.
    - num_dif: Número de diferencias mayores a min_dife.
    - dif_lista: Lista de diferencias positivas.
    - mean_diff: Promedio de diferencias mayores a min_dife.
    """
    df = df.sort_values(by=time_col).reset_index(drop=True)
    diferencias = df[magnitud_col].diff().dropna()
    diferencias_filtradas = diferencias[diferencias >= min_dife]
    mean_diff = np.mean(diferencias_filtradas)
    num_dif = len(diferencias_filtradas)
    b = 1 / ((mean_diff - min_dife) * np.log(10))

    def bootstrap_b(sample):
        return 1 / ((np.mean(sample) - min_dife) * np.log(10))

    sigma = (bootstrap((diferencias_filtradas,), statistic=bootstrap_b, n_resamples=1000)
             .standard_error if num_dif >= 2 else np.nan)

    return b, sigma, num_dif, diferencias_filtradas.tolist(), mean_diff

def b_positive_discreto(df, magnitud_col, time_col, delta, min_dife):
    """
    Parámetros:
    - df: DataFrame con magnitudes y fecha/hora.
    - magnitud_col: Columna de magnitudes.
    - time_col: Columna de tiempo.
    - delta: Nivel de discretización.
    - min_dife: Mínima diferencia.

    Retorno:
    - b: Valor b-positive discreto.
    - sigma: Error estándar.
    - num_dif: Número de diferencias mayores a min_dife.
    - dif_lista: Lista de diferencias.
    - mean_diff: Promedio de diferencias mayores a min_dife.
    """
    df = df.sort_values(by=time_col).reset_index(drop=True)
    diferencias = df[magnitud_col].diff().dropna()
    diferencias_filtradas = diferencias[diferencias >= min_dife]
    mean_diff = np.mean(diferencias_filtradas)
    num_dif = len(diferencias_filtradas)
    b = (1 / (np.log(10) * delta)) * coth_inv((mean_diff - min_dife + delta) / delta)

    def bootstrap_b(sample):
        return (1 / (np.log(10) * delta)) * coth_inv((np.mean(sample) - min_dife + delta) / delta)

    sigma = bootstrap((diferencias_filtradas,), statistic=bootstrap_b, n_resamples=1000)
             .standard_error if num_dif >= 2 else np.nan

    return b, sigma, num_dif, diferencias_filtradas.tolist(), mean_diff
```

Figura 4.3: Función para el método *b-positive* con catálogo continuo y catálogo discreto.

Finalmente, después del cálculo del valor de *b* por el tipo de muestreo seleccionado, se genera un archivo con toda la información recopilada y los mapas de *b-value* de cada estrategia de muestreo espacial (Nivel 8 de la Figura 4.1).

```

# MÉTODO B-MORE-POSITIVE (LIPiello & Petrillo, 2024)
def b_more_positive_continuo(df, magnitud_col, time_col, delta, min_dife):
    """
    Parámetros:
    - df: DataFrame con magnitudes y fechas.
    - magnitud_col: Columna de magnitudes.
    - time_col: Columna de tiempo.
    - delta: Nivel de discretización.
    - min_dife: Mínima diferencia.

    Retorno:
    - b: Valor b-more-positive continuo.
    - sigma: Error estándar.
    - num_dif: Número de diferencias mayores a min_dife.
    - dif_lista: Lista de diferencias.
    - mean_diff: Promedio de diferencias mayores a min_dife.
    """
    # Ordenar DataFrame por tiempo
    df = df.sort_values(by=time_col).reset_index(drop=True)

    # Calcular las primeras diferencias válidas
    diferencias = [df.loc[j, magnitud_col] - df.loc[i, magnitud_col]
                   for i in range(len(df) - 1) for j in range(i + 1, len(df))
                   if df.loc[j, magnitud_col] > df.loc[i, magnitud_col]]

    # Filtrar diferencias que cumplan el umbral
    diferencias_filtradas = [d for d in diferencias if d >= min_dife]
    mean_diff = np.mean(diferencias_filtradas)
    num_dif = len(diferencias_filtradas)

    # Calcular b-value y desviación estándar
    b = 1 / (np.log(10) * (mean_diff - min_dife))

    def bootstrap_b(sample):
        return 1 / (np.log(10) * (np.mean(sample) - min_dife))

    sigma = (bootstrap((diferencias_filtradas,), statistic=bootstrap_b, n_resamples=1000)
             .standard_error if num_dif >= 2 else np.nan)

    return b, sigma, num_dif, diferencias_filtradas, mean_diff

def b_more_positive_discreto(df, magnitud_col, time_col, delta, min_dife):
    """
    Parámetros:
    - df: DataFrame con magnitudes y fechas.
    - magnitud_col: Columna de magnitudes.
    - time_col: Columna de tiempo.
    - delta: Nivel de discretización.
    - min_dife: Mínima diferencia.

    Retorno:
    - b: Valor b-more-positive discreto.
    - sigma: Error estándar.
    - num_dif: Número de diferencias mayores a min_dife.
    - dif_lista: Lista de diferencias.
    - mean_diff: Promedio de diferencias mayores a min_dife.
    """
    # Ordenar DataFrame por tiempo
    df = df.sort_values(by=time_col).reset_index(drop=True)

    # Calcular primeras diferencias válidas
    diferencias = [df.loc[j, magnitud_col] - df.loc[i, magnitud_col]
                   for i in range(len(df) - 1) for j in range(i + 1, len(df))
                   if df.loc[j, magnitud_col] > df.loc[i, magnitud_col]]

    # Filtrar diferencias según el umbral
    diferencias_filtradas = [d for d in diferencias if d >= min_dife]
    mean_diff = np.mean(diferencias_filtradas)
    num_dif = len(diferencias_filtradas)

    # Calcular b-value con discretización
    b = (1 / (np.log(10) * delta)) * coth_inv((mean_diff - min_dife + delta) / delta)

    def bootstrap_b(sample):
        return (1 / (np.log(10) * delta)) * coth_inv((np.mean(sample) - min_dife + delta) / delta)

    sigma = (bootstrap((diferencias_filtradas,), statistic=bootstrap_b, n_resamples=1000)
             .standard_error if num_dif >= 2 else np.nan)

    return b, sigma, num_dif, diferencias_filtradas, mean_diff

```

Figura 4.4: Función para el método *b-more-positive* con catálogo continuo y catálogo discreto.

## 4.2. CATÁLOGOS

Un catálogo sismológico es una base de datos que contiene información detallada sobre los sismos registrados en una región específica durante un período de tiempo determinado. Estos catálogos son fundamentales para el estudio de la sismicidad y la evaluación del riesgo sísmico. Los catálogos de sismicidad que se utilizaron en el estudio se obtuvieron de Soto *et al.* (2019), Sippl *et al.* (2023), González-Vidal *et al.* (2023), Hormazábal *et al.* (2023) y del Centro Sismológico Nacional (CSN) acotados al área de estudio entre los 18° a 45° S.

El catálogo de Soto *et al.* (2019), abarca un período de 10 meses, incluyendo un mes previo al terremoto principal de Iquique 2014 y nueve meses posteriores. Se extiende desde los 18,5°S hasta los 22,5°S y fue creado a partir de datos de más de 100 estaciones sísmicas, incluyendo redes como IPOC y estaciones adicionales instaladas por ONEMI (ahora SENAPRED), DGF y CSN. En total, contiene aproximadamente 19.000 eventos, incluyendo precursores, réplicas y sismicidad de fondo. Los errores de localización en el catálogo sismológico varían entre aproximadamente 1 km

en áreas bien cubiertas por estaciones y hasta más de 6 km en regiones con menor densidad de estaciones.

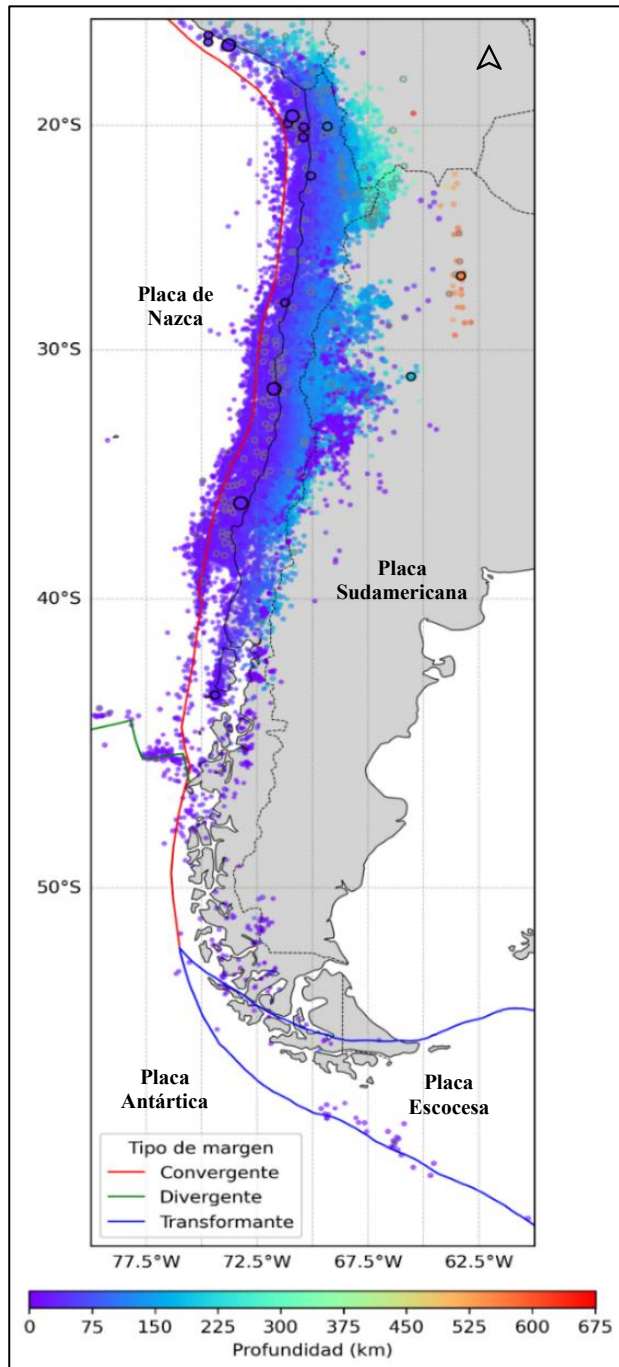
El catálogo de Sippl *et al.* (2023), cubre el período desde 2007 hasta 2021, extendiéndose cerca de la frontera con Perú (17,5°S), hasta la península de Mejillones (~24,5°S). Fue creado a partir de la red sísmica permanente del IPOC y varias redes temporales. El catálogo contiene más de 180.000 eventos, los cuales incluyen sismicidad de fondo, en la placa de Nazca, en la interfase de la megafalla y corticales. En la región de cobertura de la red, los eventos tienen errores de localización en el rango de 1 a 2 km horizontalmente y de 2 a 4 km en profundidad, pero fuera de la red el error de localización de los sismos puede ser superior a los 5 km.

El catálogo de González-Vidal *et al.* (2023) abarca la brecha sísmica de Atacama (23° a 30,5°S), contiene eventos desde noviembre de 2020 hasta julio de 2022. Este catálogo se centra en el estudio de la sismicidad en la interfaz de subducción y fue construido a partir de datos recopilados por una red densa de 101 estaciones sísmicas y 70 estaciones GNSS, incluyendo finalmente más de 30.000 sismos. En cuanto a los errores de localización, estos son menores a 5 km dentro de la red de estaciones, pero aumentan entre 10 y 25 km en áreas alejadas hacia la trinchera y el arco volcánico, respectivamente, donde la cobertura es menor.

El catálogo de Hormazábal *et al.* (2023), abarca el periodo desde abril de 2014 hasta finales del año 2021, cubriendo la zona centro-norte de Chile, entre aproximadamente los 28° a 36,5°S. Incluye cerca de 21.000 eventos que se obtuvieron mediante la utilización de 32 estaciones sísmicas permanentes operadas por el CSN y es un catálogo extendido a partir del trabajo de Sippl *et al.* (2021).

El catálogo del Centro Sismológico Nacional abarca sismos entre principios del 2000 a marzo del año 2024, contiene cerca de 134.400 eventos que cubren todo el territorio nacional y magnitudes

locales que van desde 1 a 8,8. Su distribución se puede ver en la Figura 4.5 y la distribución de los demás catálogos se puede observar en el Anexo A.



**Figura 4.5: Mapa de sismos del catálogo CSN.** Los sismos están representados con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris corresponden a magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro representan magnitudes mayores a 7. La línea roja indica la trinchera, que representa el contacto principal entre la placa oceánica y la continental; la línea verde marca la dorsal oceánica; la línea azul representa un contacto transformante. La línea negra continua señala el borde costero, la línea negra segmentada indica la frontera internacional y en gris el continente.

En adelante utilizaremos las siguientes siglas para cada catálogo: S19 para Soto *et al.* (2019); Sippl23 para Sippl *et al.* (2023) y Sippl23\_preIquique para su subcatálogo previo al terremoto de Iquique 2014; GV23 para González-Vidal *et al.* (2023); H23 para Hormazábal *et al.* (2023); y CSN para el catálogo del Centro Sismológico Nacional, con CSN\_preIquique y CSN\_preIllapel para sus subcatálogos previos a los terremotos de Iquique 2014 e Illapel 2015, respectivamente.

Además, se comparará la sismicidad entre los catálogos completos y desclusterizados para evaluar cómo esta diferenciación afecta la interpretación de la actividad sísmica. La desclusterización de los catálogos sismológicos se realizó utilizando el método desarrollado por Reasenberg (1985), que combina criterios espacio-temporales y probabilísticos para separar los eventos sísmicos principales de las réplicas y enjambres. Este procedimiento es fundamental para analizar patrones tectónicos subyacentes, ya que elimina la influencia de eventos dependientes que pueden sesgar las conclusiones sobre la sismicidad de fondo. Particularmente, estudiar el *b-value* por el método de Aki (1965), un catálogo completo puede mostrar un *b-value* más alto debido a la alta proporción de eventos de baja magnitud (réplicas), mientras que un catálogo desclusterizado refleja con mayor precisión los procesos tectónicos de fondo y permite identificar variaciones del *b-value* asociadas a cambios en el estado de esfuerzos de la región.

## 5. RESULTADOS

### 5.1. PARÁMETROS UTILIZADOS

Para obtener los resultados y realizar comparaciones posteriores, se emplearon parámetros generales y específicos según la estrategia de muestreo espacial (ver Tabla 5.1). En los métodos *b-positive* y *b-more-positive*, se aplicaron dos umbrales mínimos de diferencias de magnitud: 0,3 y 0,5, siguiendo las propuestas de van der Elst (2021) y Lippiello & Petrillo (2024), respectivamente. Un umbral menor, como 0,3, permite incluir un mayor número de diferencias de magnitud, lo que incrementa el tamaño del conjunto de datos analizado y es beneficioso cuando los sesgos por incompletitud del catálogo sísmico son bajos o manejables, aunque puede comprometer ligeramente la precisión de las estimaciones. Por otro lado, un umbral mayor, como 0,5, ayuda a reducir el impacto de pequeñas diferencias afectadas por problemas de detección, asegurando un análisis más robusto; sin embargo, excluye más datos, lo que incrementa la incertidumbre debido al tamaño reducido de la muestra. Por lo tanto, un umbral de 0,3 resulta más adecuado, ya que equilibra de manera óptima la precisión y el tamaño de la muestra en la estimación del valor de *b*.

Se compararon los resultados obtenidos del catálogo completo y del catálogo desclusterizado del CSN, con el objetivo de evaluar las diferencias entre ambos enfoques y proporcionar una visión general de la sismicidad en Chile. Para ello, el análisis se realizó considerando una proximidad de 10 km respecto al slab, seleccionada por equilibrar precisión y representatividad de la actividad sísmica en la interfaz de subducción. Un umbral más restrictivo, como 5 km, podría excluir eventos debido a la incertidumbre en la localización hipocentral, mientras que un umbral más amplio, como 15 km, podría incluir sismos ajenos a la interfaz de subducción.

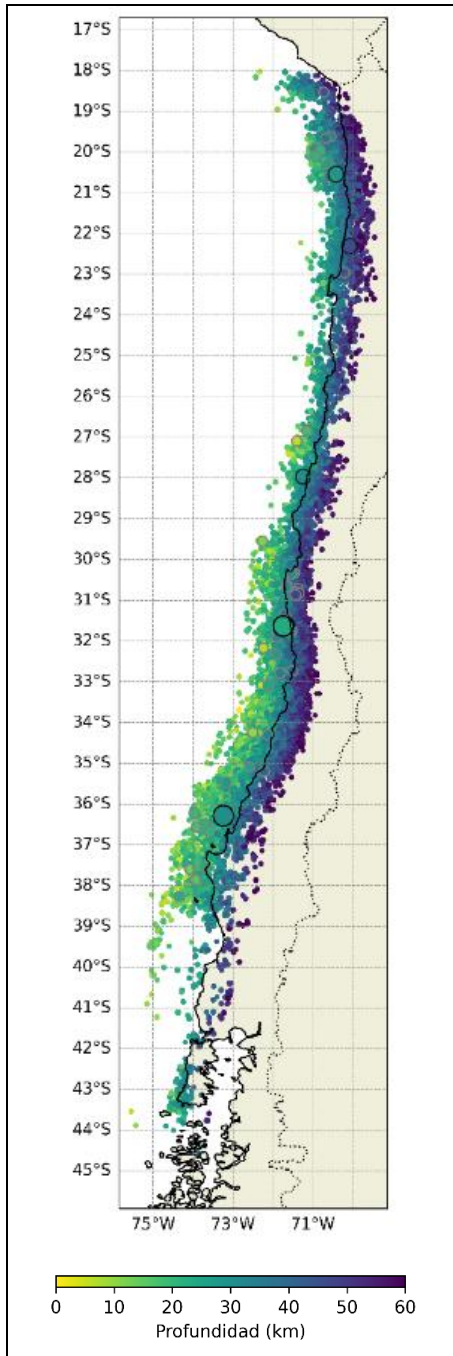
Finalmente, con el fin de analizar los productos obtenidos de forma eficiente y ordenada, se seguirá el esquema de segmentos maestros delimitados por barreras persistentes, según el estudio de Molina *et al.* (2021). Los resultados obtenidos de los catálogos sísmológicos están disponibles en el Anexo.

**Tabla 5.1: Parámetros utilizados para cada catálogo sísmico.** Las distancias máximas al slab resaltadas en negrita fueron seleccionadas para el análisis, al ser las más representativas de acuerdo con los errores de localización reportados y las pruebas realizadas

Catálogo sísmológico	Latitud inicial y final	Distancia máxima al slab (km)	Profundidad máxima de los sismos (km)	Número mínimo de sismos para calcular <i>b-value</i>	Selección de $M_c$	Nivel de discretización	Estrategias de muestreo espacial
Soto <i>et al.</i> (2019) [S19]	18,5° a 22,5°S	5-7, <b>5</b> -10	60	50	Por cada rango, celda o nodo.	0,1	<b>Muestreo latitudinal:</b> rango de 0,5°, superposición de 0,25°, alto y ancho de 2,5x2,5 km, mínimo de 80 sismos por celda. <b>Muestreo en celdas:</b> celda de 0,2°, traslape de 0,1°, mínimo de 70 sismos. <b>Muestreo por nodos:</b> espaciamiento de 0,05°, radio de 10 a 60 km, mínimo de 75 sismos.
Sipl <i>et al.</i> (2023) [Sipl23 y subcatálogo]	17,5° a 24,5°S	2,5-5-10	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19	0,001 o continuo	Igual que S19
González-Vidal <i>et al.</i> (2023) [GV23]	23° a 30,5°S	5- <b>10</b>	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19
Hormazábal <i>et al.</i> (2023) [H23]	28° a 36,5°S	3-5- <b>10</b>	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19
CSN y subcatálogos	18° a 45°S	5- <b>10</b> -15	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19	Igual que S19	<b>Muestreo latitudinal y en celdas:</b> Igual a S19. <b>Muestreo por nodos:</b> espaciamiento de 0,1°, radio máximo de 75 km.

## 5.2. MAPAS SISMICIDAD INTERPLACA

La Figura 5.1 muestra el mapa de los sismos interplaca correspondientes al catálogo completo del CSN. Tras la desclusterización, se eliminaron aproximadamente 8.000 sismos. El mapa revela una alta concentración de eventos en los segmentos de Iquique, el sur del segmento Copiapó, Valparaíso, Maule y el norte del segmento Valdivia. En contraste, el segmento Antofagasta y el



**Figura 5.1: Mapas de sismos interplaca del catálogo completo del CSN.** Los sismos se representan con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris indican magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro corresponden a magnitudes mayores a 7. La línea negra continua marca el borde costero, la línea negra segmentada delimita la frontera internacional, y el continente se representa en amarillo claro.

norte del segmento Copiapó presentan una menor cantidad de sismos, mientras que la actividad sísmica disminuye significativamente en la parte central y sur del segmento Valdivia. Asimismo, en los segmentos ubicados al norte de 30°S, se observa una menor cantidad de sismos poco profundos (a menos de 20 km) en comparación con los segmentos del sur.

Los mapas de sismos interplaca correspondientes a los demás catálogos se encuentran disponibles en el Anexo A.

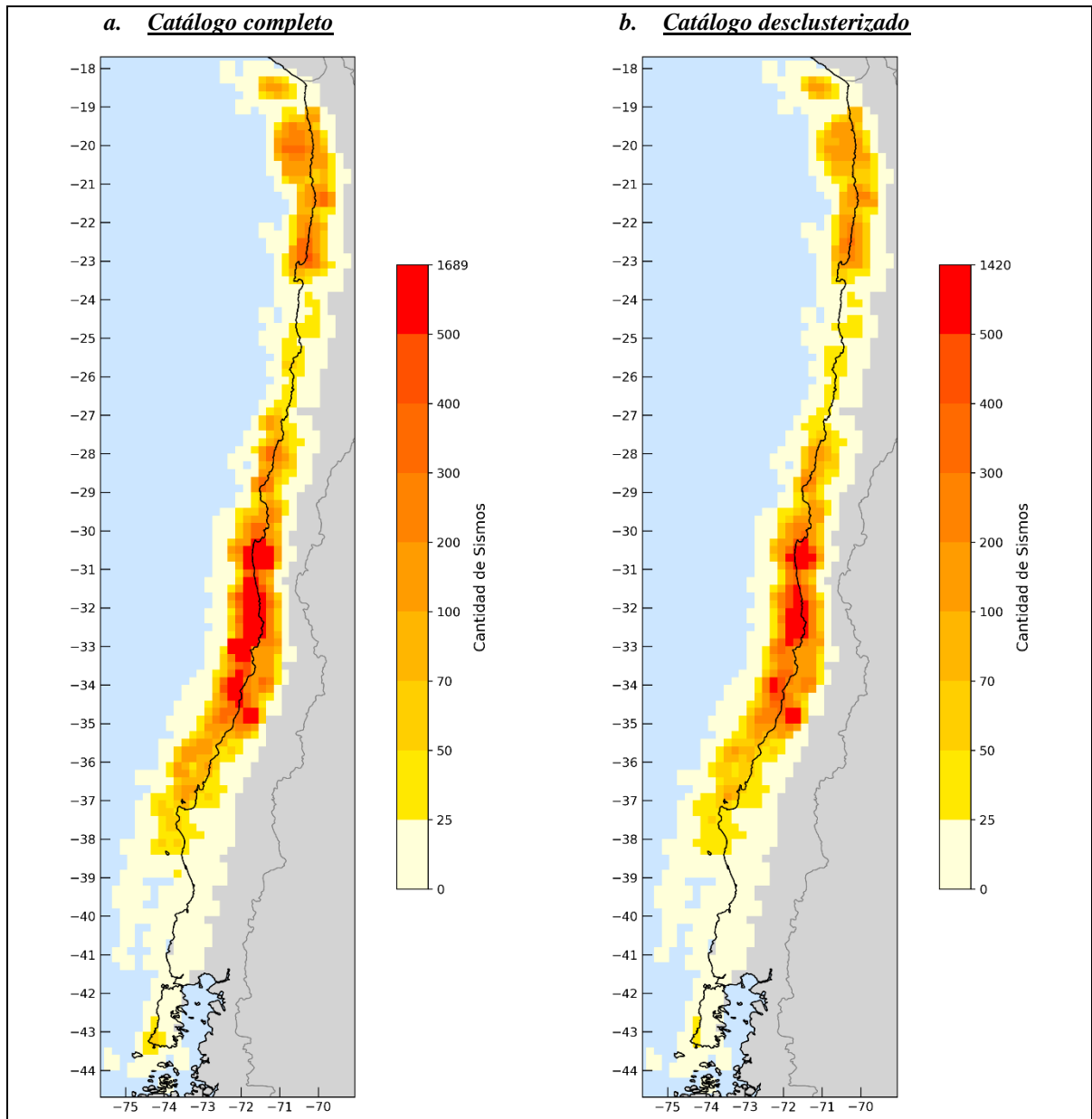
### **5.3. MAPAS DE DENSIDAD SÍSMICA**

Se analizan los mapas de densidad sísmica basada en el muestreo por celdas, ya que estos proporcionan un mejor detalle de la distribución de sismos registrados por el catálogo CSN. Adicionalmente, los mapas de densidad para todos los catálogos se encuentran disponibles en el Anexo B.

La Figura 5.2, nos muestra la cantidad de sismos por celda del catálogo CSN. En el segmento Iquique, la actividad sísmica es moderada con cerca de 200-400 sismos y que luego de desclusterizar llegan a 200 eventos o menos, reflejando una mayor dispersión tras la eliminación de réplicas. En el segmento Antofagasta, la cantidad de sismos se mantiene bastante baja tanto en el catálogo desclusterizado como el catálogo completo, solo se observan en el norte de este segmento cerca de 400 a 200 sismos. En el segmento Copiapó, la actividad detectada aumenta espacialmente en el sur del segmento, alcanzando un máximo de alrededor de 400 eventos.

En el segmento Valparaíso, la región más activa, los valores se reducen de más de 1600 a aproximadamente 1400 eventos, manteniendo su predominancia como el área con mayor actividad sísmica. El segmento Maule muestra una disminución significativa, por la disminución de celdas al momento de desclusterizar, indicando que muchas señales previas eran réplicas asociadas a eventos principales.

Aunque se observa una disminución general en la cantidad de sismos, los patrones de segmentación y las áreas de mayor actividad tectónica permanecen consistentes, lo que indica que los procesos fundamentales subyacentes no se ven alterados por la eliminación de réplicas.



**Figura 5.2:** Mapas de densidad sísmica interplaca obtenidos mediante muestreo por celdas. El panel *a* muestra los resultados para el catálogo completo del CSN, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado del CSN. Los colores indican la cantidad de sismos registrados en cada celda, considerando que las celdas pueden compartir eventos debido al traslape. La línea negra continua representa el borde costero, y la línea gris indica la frontera internacional, en celeste el océano y en gris el continente.

## 5.4. MAPAS DE MAGNITUD DE COMPLETITUD

Se presentan los mapas de magnitud de completitud obtenidos a partir de los tres tipos de muestreo (Figuras 5.3, 5.4 y 5.5). Los mapas de  $M_c$  correspondientes a los demás catálogos están disponibles en el Anexo C; sin embargo, solo se incluyeron aquellos generados mediante el muestreo por nodos, ya que ofrecen un mayor nivel de detalle.

### 5.4.1. Muestro latitudinal

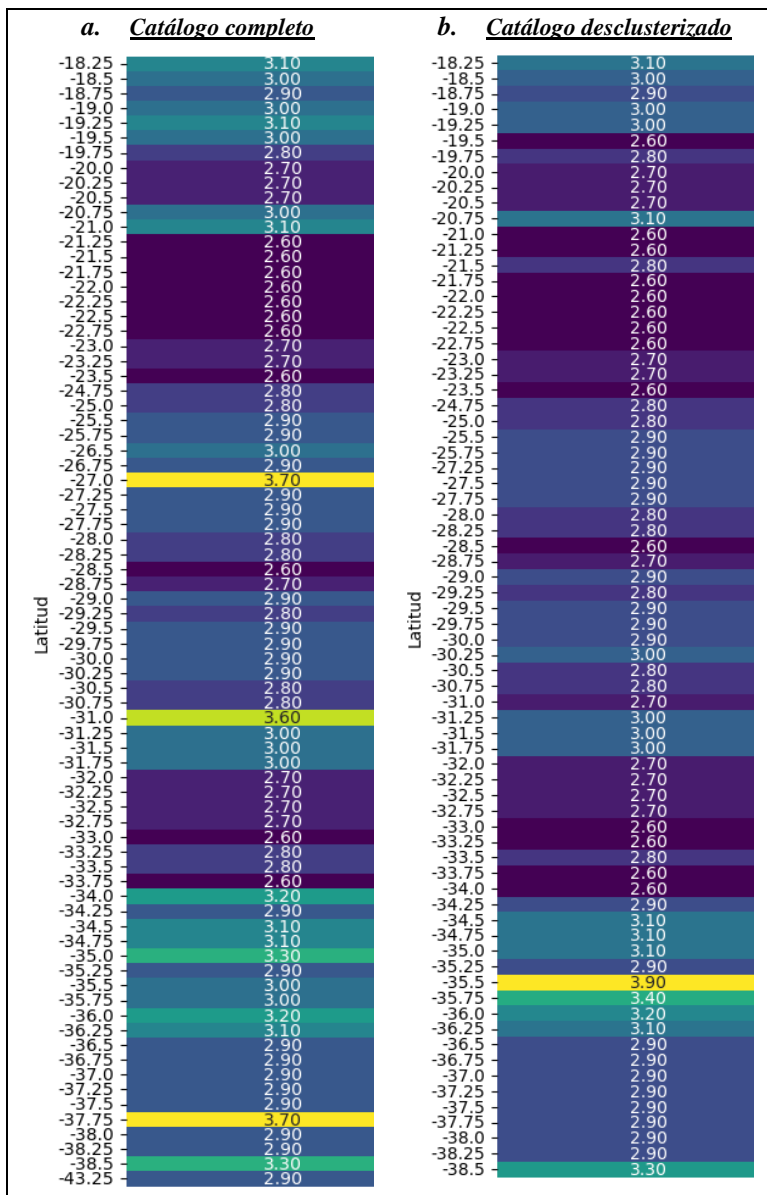


Figura 5.3: Sección de magnitud de completitud para el muestro latitudinal. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para el catálogo completo del CSN, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado del CSN, magnitudes obtenidas por el método de MMAXC.

### 5.4.2. Muestreo por celdas

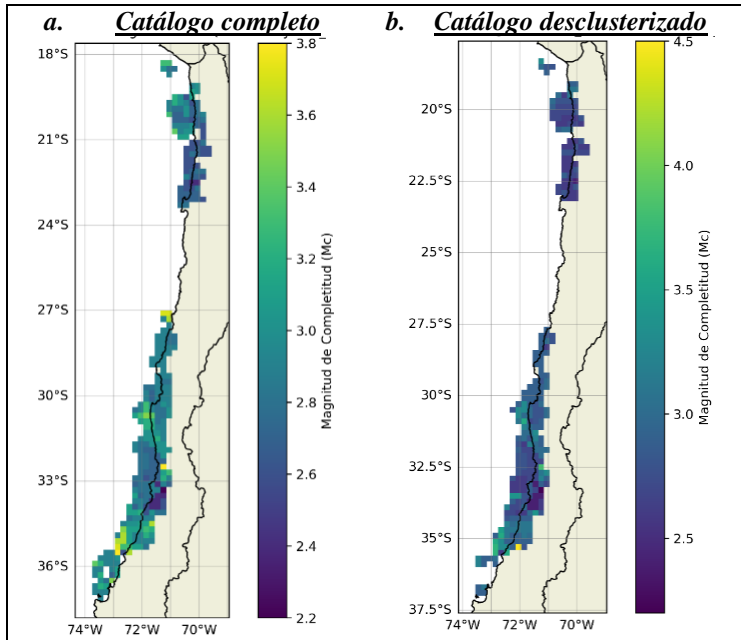


Figura 5.4: Mapa de magnitud de completitud para el muestreo de celdas. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para el catálogo completo del CSN, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado del CSN. En línea negra se muestra el borde costero, en línea gris la frontera entre países y en amarillo claro el continente.

### 5.4.3. Muestreo por nodos

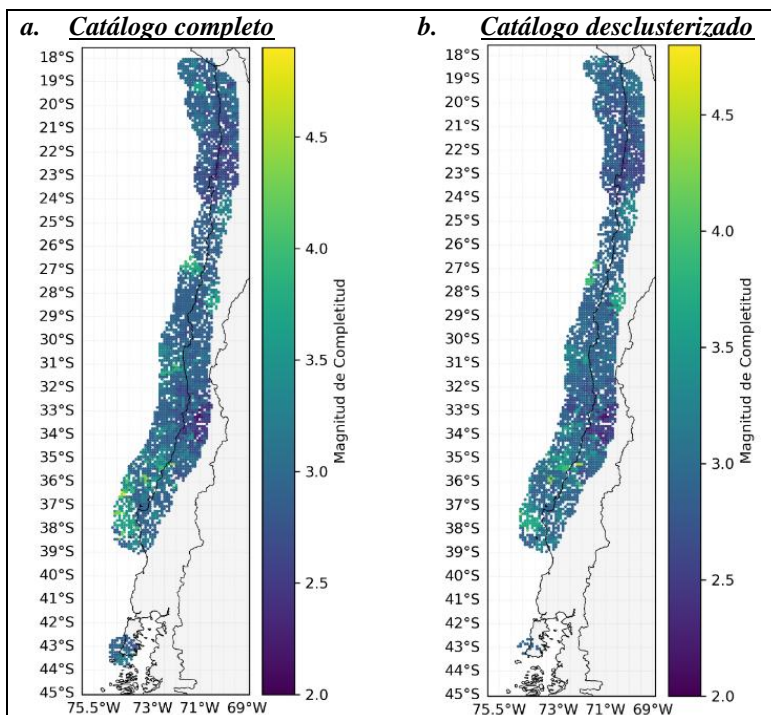


Figura 5.5: Mapa de magnitud de completitud para el muestreo de nodos. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para el catálogo completo del CSN, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado del CSN. En línea negra se muestra el borde costero, en línea gris la frontera entre países y en amarillo claro el continente.

Las figuras muestran diferencias significativas entre ambos catálogos en cuanto a la magnitud de completitud, la variabilidad y la cantidad de nodos evaluados. En términos generales, la desclusterización tiende a reducir y homogenizar los valores de  $M_c$ , a la vez que disminuye notablemente el número de nodos analizados. Esto puede impactar directamente en la resolución espacial requerida para calcular con precisión los valores de  $b$ .

## 5.5. MAPAS *B-VALUE*

Para el cálculo del *b-value*, se utilizaron las  $M_c$  específicas de cada rango, celda o nodo, con el objetivo de obtener un valor más representativo mediante el método de Aki.

### 5.5.1 Muestreo latitudinal

En la Figura 5.6 se presentan los resultados del *b-value* calculados para el catálogo completo y el catálogo desclusterizado del CSN. Por su parte, la Tabla 5.2 resume los valores promedio y los rangos de variabilidad para los segmentos maestros.

El análisis comparativo muestra que las diferencias en los valores de  $b$  entre los métodos utilizados son mínimas, tanto en términos de promedios como de rangos de variabilidad. Estas discrepancias tampoco resultan significativas al comparar los resultados entre el catálogo completo y el desclusterizado. En general, los valores promedio y los rangos de variabilidad del *b-value* mantienen una distribución espacial coherente en ambos tipos de catálogos. En las zonas de mayor densidad sísmica, los valores de  $b$  son más homogéneos, reflejando una distribución más estable de los eventos sísmicos. En contraste, las áreas con menor densidad sísmica presentan una mayor heterogeneidad, caracterizada por rangos más amplios. Sin embargo, los valores de  $b$  calculados con los tres métodos muestran tendencias similares dentro de cada segmento maestro. A pesar de ligeras variaciones entre métodos, esto sugiere que, independientemente del método o del tipo de catálogo, los valores de  $b$  reflejan patrones consistentes que representan las características tectónicas de los segmentos sísmicos analizados.

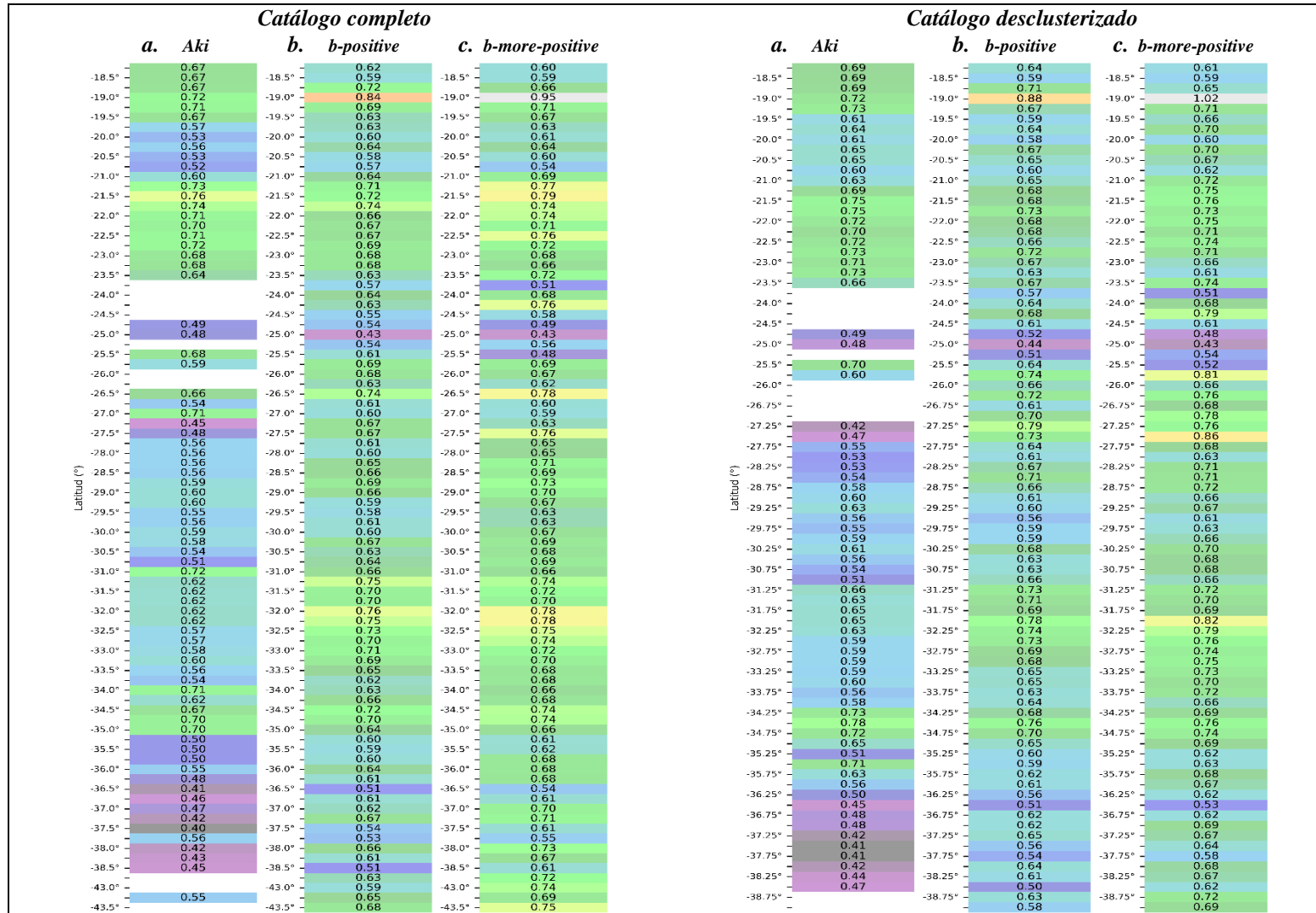


Figura 5.6: Sección del  $b$ -value para el muestreo latitudinal con los catálogos completo y desclusterizado del CSN. La figura presenta tres columnas según el tipo de catálogo, con resultados de los métodos Aki (panel a),  $b$ -positive (panel b) y  $b$ -more-positive (panel c). Se proyectan los valores de  $b$  y su desviación estándar, utilizando una escala de colores normalizada, donde tonos fríos indican valores bajos y tonos cálidos, valores altos, excepto el valor máximo en gris.

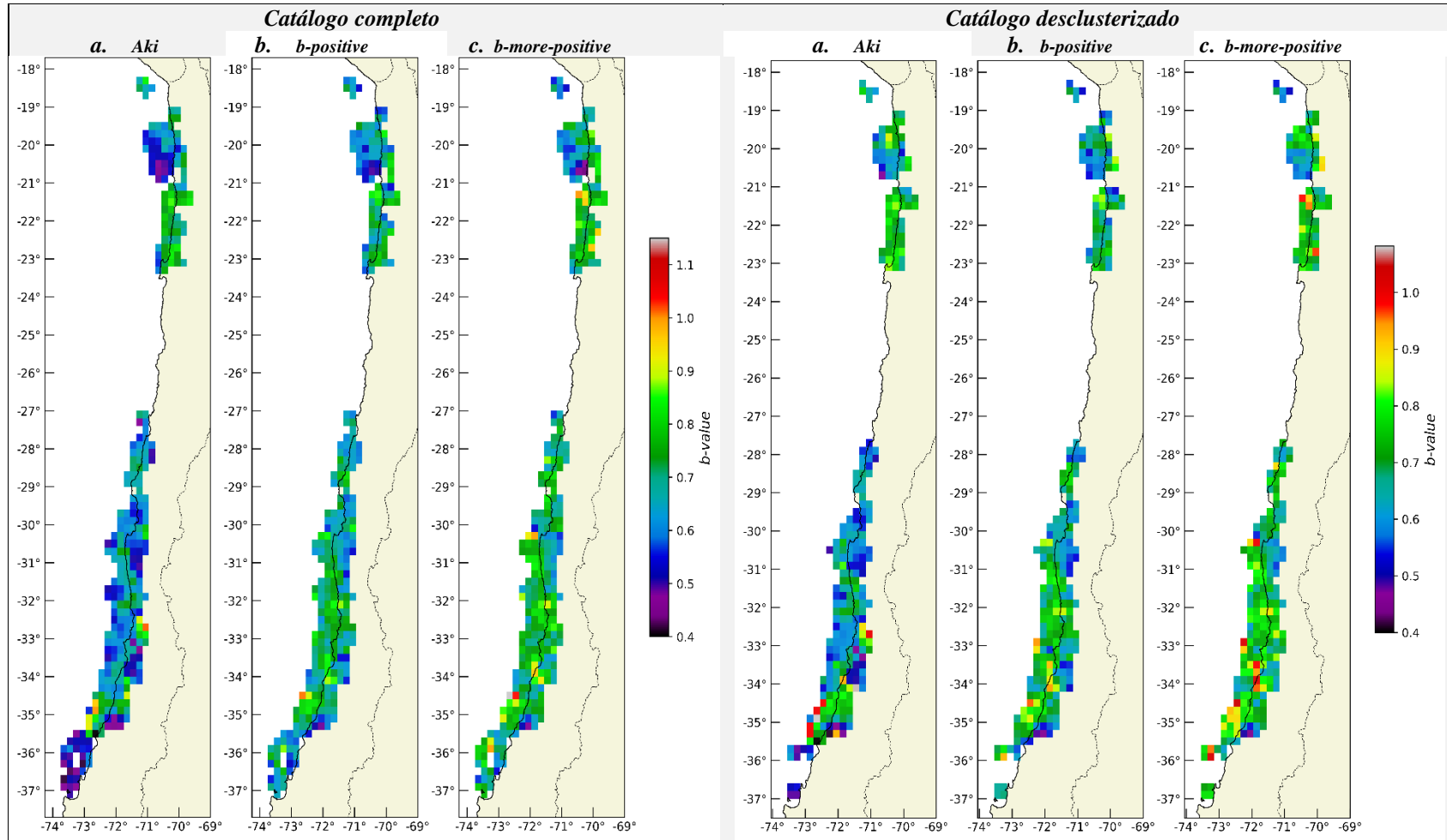
**Tabla 5.2: Comparación de los valores promedio y rango de variabilidad del  $b$ -value, utilizando el muestreo latitudinal.**

Segmento		Catálogo Completo CSN			Catálogo Desclusterizado CSN		
		<i>Aki</i>	<i>b-positive</i>	<i>b-more-positive</i>	<i>Aki</i>	<i>b-positive</i>	<i>b-more-positive</i>
Iquique	Promedio	0,66	0,67	0,70	0,69	0,67	0,71
	Variabilidad	0,52-0,76	0,57-0,84	0,54-0,95	0,60-0,75	0,58-0,88	0,60-1,02
Antofagasta	Promedio	0,57	0,59	0,62	0,58	0,62	0,63
	Variabilidad	0,49-0,64	0,52-0,64	0,49-0,76	0,49-0,66	0,52-0,68	0,48-0,79
Copiapó	Promedio	0,57	0,63	0,64	0,55	0,64	0,67
	Variabilidad	0,45-0,71	0,43-0,74	0,43-0,78	0,43-0,71	0,44-0,79	0,42-0,86
Valparaíso	Promedio	0,61	0,68	0,71	0,62	0,68	0,72
	Variabilidad	0,51-0,72	0,61-0,76	0,66-0,78	0,51-0,78	0,59-0,78	0,66-0,82
Maule	Promedio	0,50	0,61	0,65	0,54	0,60	0,64
	Variabilidad	0,41-0,70	0,51-0,67	0,54-0,71	0,42-0,71	0,51-0,65	0,53-0,69
Valdivia	Promedio	0,47	0,60	0,67	0,43	0,58	0,66
	Variabilidad	0,40-0,56	0,51-0,68	0,55-0,75	0,41-0,47	0,50-0,64	0,58-0,72

### 5.5.2. Muestreo por celdas

En la Figura 5.7 podemos observar el mapa del  $b$ -value para el muestreo de celdas usando el catálogo completo y desclusterizado del CSN. Podemos notar la menor cantidad de celdas analizadas, destacando la nula cantidad de celdas en el segmento Antofagasta y Valdivia, debido a que las celdas no cumplen con los parámetros mínimos para ser considerados para el análisis. Por su parte, la Tabla 5.3 resume los valores promedio y los rangos de variabilidad para los segmentos maestros.

En el segmento Iquique, con 91 celdas analizadas en el catálogo completo y 74 en el desclusterizado, se observan valores de  $b$ -value más bajos hacia el oeste en ambos catálogos. En



**Figura 5.7:** Mapa del *b-value* para el muestreo de celdas usando el catálogo completo y desclusterizado de CSN. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos.

**Tabla 5.3: Comparación de los valores promedio y rango de variabilidad del *b-value*, utilizando el muestreo por celdas.**

Segmento		Catálogo Completo CSN			Catálogo Desclusterizado CSN		
		<i>Aki</i>	<i>b-positive</i>	<i>b-more-positive</i>	<i>Aki</i>	<i>b-positive</i>	<i>b-more-positive</i>
Iquique	Promedio	0,64	0,65	0,69	0,69	0,66	0,72
	Variabilidad	0,43-0,84	0,47-0,83	0,42-0,98	0,47-0,86	0,52-0,84	0,55-0,97
Copiapó	Promedio	0,60	0,64	0,70	0,59	0,64	0,70
	Variabilidad	0,45-0,71	0,56-0,79	0,54-0,86	0,49-0,68	0,54-0,77	0,60-0,89
Valparaíso	Promedio	0,62	0,69	0,72	0,65	0,70	0,74
	Variabilidad	0,45-0,99	0,52-0,99	0,52-1,13	0,45-1,08	0,52-0,95	0,54-1,04
Maule	Promedio	0,53	0,62	0,68	0,64	0,64	0,72
	Variabilidad	0,38-0,90	0,46-0,86	0,45-0,97	0,40-0,98	0,45-0,92	0,44-1,02

Copiapó, con 45 celdas analizadas en el catálogo completo y 30 en el desclusterizado, los valores de *b-value* son relativamente homogéneos en ambos catálogos. Siguiendo con el segmento al sur, Valparaíso, el segmento más denso, con 147 celdas analizadas en el catálogo completo y 140 en el desclusterizado, se observan valores altos de *b* hacia el oeste y al sur en ambos catálogos. Por último, en el segmento Maule, con 45 celdas analizadas en el catálogo completo y 25 en el desclusterizado. En el catálogo completo los valores de *b-value* más bajos se concentran hacia el oeste en el método *Aki* y hacia el este en *b-positive* y *b-more-positive*, por otra parte, el catálogo desclusterizado tiene una distribución más heterogénea de los valores de *b*.

En general, al igual que el muestreo anterior, no se observa un gran cambio en los promedios y variabilidad del valor de *b*, hay solo un leve aumento del valor de *b* cuando se desclusteriza el catálogo, además de una mayor cantidad de celdas analizadas del catálogo completo con respecto al catálogo desclusterizado.

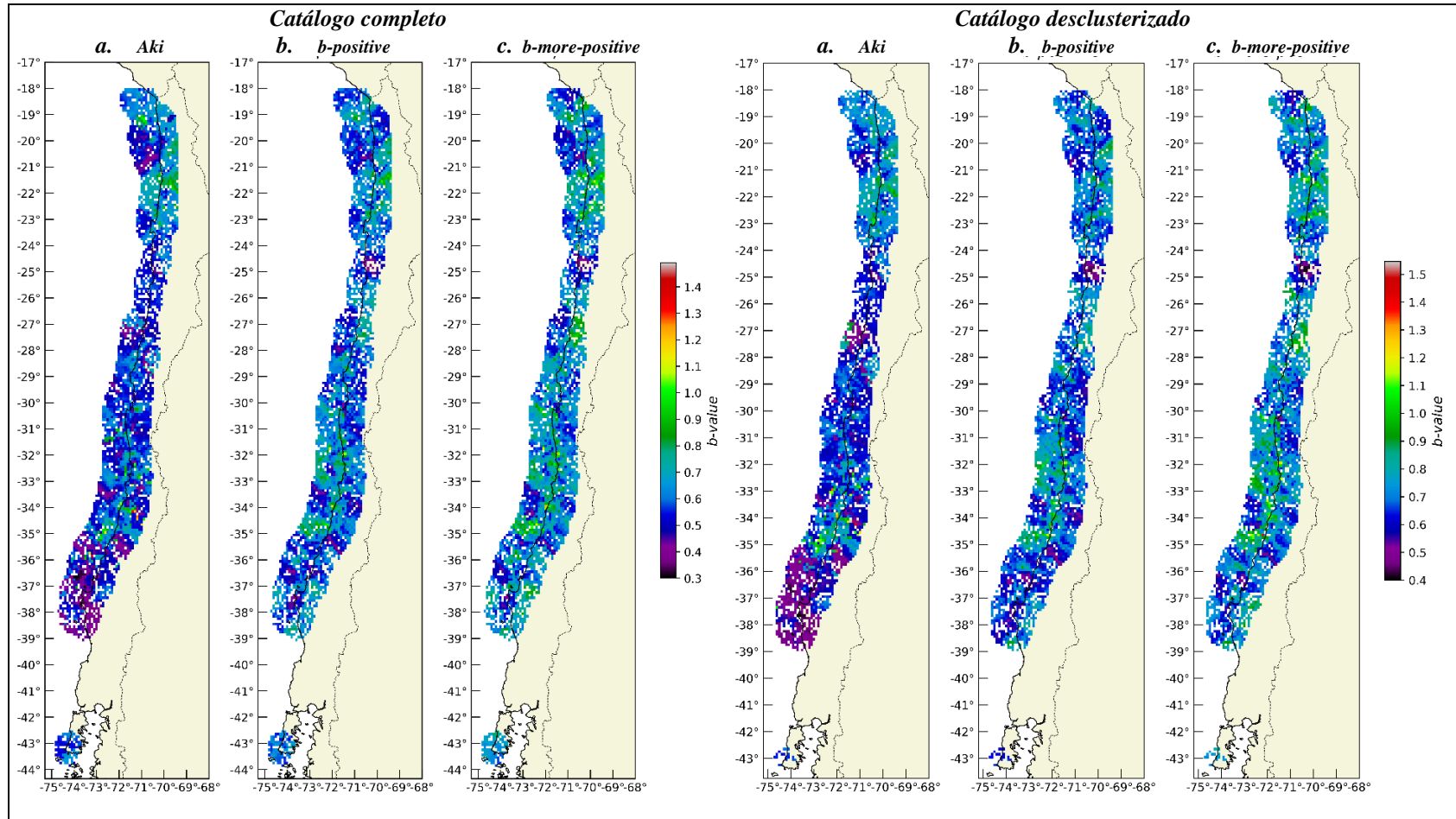
### 5.5.3. Muestreo por nodos

En la Figura 5.10 podemos observar el mapa del *b-value* para el muestreo de nodos de los tres métodos para estimar el *b-value*, usando el catálogo completo y desclusterizado del CSN. Por su parte, la Tabla 5.4 resume los valores promedio y los rangos de variabilidad para los segmentos maestros.

En el segmento de Iquique, se analizaron 758 nodos en el catálogo completo y 735 en el desclusterizado. En ambos catálogos, los valores más bajos de *b-value* se concentran hacia el oeste, alrededor de los 20°-21°S. Sin embargo, la distribución de los valores de *b* es más heterogénea en el catálogo completo. En el segmento de Antofagasta, el menos denso, se analizaron 139 nodos en el catálogo completo y 128 en el desclusterizado. En ambos catálogos y para los tres métodos, se observan valores bajos de *b* hacia el este, alrededor de los 25°S. En Copiapó, se analizaron 649 nodos en el catálogo completo y 610 en el desclusterizado, donde es posible observar una diferencia notable entre el método Aki y los demás, particularmente al este de los 27°S, donde Aki muestra valores de *b* más bajos en comparación con *b-positive* y *b-more-positive*.

El segmento de Valparaíso, el más denso, incluye 1.044 nodos en el catálogo completo y 1.005 en el desclusterizado. En ambos catálogos, se identifica una zona entre los 34° y 35°S con valores altos de *b* rodeados por valores bajos. Además, el método Aki presenta una distribución espacial más homogénea en comparación con los otros dos métodos. En el segmento de Maule, se analizaron 501 nodos en el catálogo completo y 491 en el desclusterizado. En ambos catálogos, se observan bajos valores de *b* hacia el noroeste, noreste y en la península de Arauco, aunque estos valores tienden a aumentar gradualmente al pasar del método Aki al método *b-more-positive*.

Finalmente, el segmento de Valdivia, el menos denso, cuenta con 262 nodos en el catálogo completo y 188 en el desclusterizado. Los valores de *b-value* son homogéneos en ambos catálogos, con un incremento moderado en los valores de *b* de los métodos *b-positive* y *b-more-positive* en el catálogo desclusterizado, junto con una ligera ampliación de la variabilidad.



**Figura 5.8:** Mapa del  $b$ -value para el muestreo de nodos usando el catálogo completo y desclusterizado del CSN. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de  $b$  usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de  $b$  usando el método *b*-positive, el mapa *c* muestra los resultados del valor de  $b$  usando el método *b*-more-positive. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b*-positive y *b*-more-positive.

Tabla 5.4: Comparación de los valores promedio y rango de variabilidad del *b-value*, utilizando el muestreo por nodos.

Segmento		Catálogo Completo CSN			Catálogo Desclusterizado CSN		
		<i>Aki</i>	<i>b-positive</i>	<i>b-more-positive</i>	<i>Aki</i>	<i>b-positive</i>	<i>b-more-positive</i>
Iquique	Promedio	0,66	0,66	0,70	0,69	0,66	0,71
	Variabilidad	0,41-1,03	0,39-1,04	0,40-1,19	0,46-1,02	0,48-0,91	0,50-1,09
Antofagasta	Promedio	0,59	0,60	0,60	0,61	0,59	0,60
	Variabilidad	0,47-0,74	0,39-0,77	0,37-0,84	0,48-0,80	0,39-0,88	0,36-1,03
Copiapó	Promedio	0,58	0,64	0,68	0,58	0,65	0,69
	Variabilidad	0,42-0,80	0,43-0,92	0,48-0,97	0,42-0,87	0,43-0,92	0,47-0,98
Valparaíso	Promedio	0,62	0,67	0,70	0,64	0,68	0,72
	Variabilidad	0,40-1,52	0,43-1,16	0,39-1,25	0,40-1,51	0,45-1,15	0,43-1,35
Maule	Promedio	0,54	0,61	0,66	0,54	0,61	0,66
	Variabilidad	0,33-1,40	0,42-0,86	0,43-0,93	0,38-1,47	0,41-0,97	0,42-1,04
Valdivia	Promedio	0,52	0,65	0,69	0,48	0,63	0,68
	Variabilidad	0,35-0,71	0,46-0,84	0,47-0,89	0,36-0,64	0,47-0,87	0,51-0,89

Al igual que en los dos tipos de muestreo anteriores, el promedio del *b-value* muestra un leve incremento al comparar el catálogo desclusterizado con el completo, mientras que la variabilidad se reduce ligeramente. Además, el método Aki se mantiene consistentemente más conservador en comparación con los otros métodos. Cabe destacar que, en promedio, la cantidad de sismos por encima de la magnitud de completitud (sismos considerados para el análisis) para el método Aki, así como las diferencias de magnitud utilizadas para los otros dos métodos, experimentan una reducción del orden de un 5% a un 10% cuando se desclusteriza el catálogo.

## 6. DISCUSIÓN

### 6.1. MAPA FINAL *B-VALUE*

#### 6.1.1. Tipo de muestreo espacial

El tipo de muestreo espacial utilizado en este estudio desempeña un papel crucial en la interpretación de los resultados sísmicos, ya que determina cómo se analizan y visualizan las características de la sismicidad en la zona de subducción chilena. El muestreo latitudinal permite un análisis rápido y general de la distribución sísmica a lo largo del margen chileno. Una de sus principales ventajas es su sencillez de implementación y su carácter intuitivo, lo que facilita la identificación de patrones regionales y variaciones a gran escala. Sin embargo, carece de resolución espacial detallada, ya que no discrimina variaciones longitudinales.

Por otro lado, el muestreo por celdas proporciona una resolución espacial más detallada que el muestreo latitudinal, permitiendo identificar áreas específicas de concentración sísmica. Es particularmente efectivo para generar mapas de densidad y magnitud de completitud, fundamentales para estudios de peligro sísmico, y facilita comparaciones directas entre áreas con similar densidad de datos. Sin embargo, la elección del tamaño de la celda es crucial; celdas muy grandes pueden perder detalles locales, mientras que celdas muy pequeñas pueden no contener suficientes datos para un análisis robusto. Puede ser altamente útil para catálogos espacialmente pequeños como el de Sippl23, S19 o GV23.

Finalmente, el muestreo por nodos es altamente flexible y puede adaptarse a las características de la distribución sísmica. Adapta el área de muestreo al número de eventos disponibles, permitiendo un análisis más robusto incluso en regiones con baja actividad sísmica. Sumado a lo anterior, facilita el análisis de patrones sísmicos locales y su relación con estructuras tectónicas específicas. No obstante, requiere un mayor esfuerzo computacional debido al cálculo iterativo de los radios y al filtrado de datos. Es un gran método para cualquier tipo de catálogo, sea cual sea su tamaño espacial, pero en especial para los más detallados.

### 6.1.2. Catálogo completo vs catálogo desclusterizado

Para los métodos tradicionales de cálculo de  $b$ , como el de Aki, es preferible utilizar un catálogo desclusterizado, ya que los eventos dependientes, como réplicas, pueden sesgar la estimación al incrementar artificialmente la frecuencia de eventos pequeños, lo que puede dar lugar a una incertidumbre del valor de  $b$ . Sin embargo, para métodos como *b-positive* o *b-more-positive*, diseñados para manejar catálogos incompletos o con sesgos debido a la incompletitud temporal, es más adecuado utilizar un catálogo completo. Estos métodos pueden captar mejor las características de la sismicidad al considerar eventos dependientes y manejar la incertidumbre de la completitud del catálogo sin introducir sesgos significativos (van der Elst, 2021; Lippiello & Petrillo, 2024).

Un catálogo completo, que incluye eventos dependientes como las réplicas o enjambres sísmicos, retiene la estructura natural de la sismicidad, aumentando la cantidad de datos disponibles y reduciendo las incertidumbres estadísticas en la estimación del valor  $b$ . Además, al preservar la relación temporal entre eventos, los catálogos completos permiten modelar el decaimiento de réplicas descrito por la Ley de Omori (Omori, 1894), que explica cómo la frecuencia de réplicas disminuye con el tiempo después de un sismo de gran magnitud. Esta estructura temporal es clave para corregir problemas de incompletitud a corto plazo, como el enmascaramiento de réplicas pequeñas debido a ondas coda (señales de menor amplitud que se atenúan gradualmente y representan la energía sísmica dispersada y reflejada en el medio) generadas por terremotos mayores, ya que los métodos *b-positive* y *b-more-positive* están diseñados para ser robustos frente a estas limitaciones mediante el uso de diferencia de magnitud positivas entre pares y el uso del parámetro  $l$ . Por otro lado, los catálogos desclusterizados pueden introducir sesgos al eliminar eventos dependientes basándose en algoritmos (e.g., *Reasenberg*, *ETAS*), lo que podría llevar a la pérdida de información importante sobre patrones de actividad sísmica.

Como se mencionó en las secciones anteriores, los métodos *b-positive* y *b-more-positive* tienden a ser menos conservadores en los promedios del valor  $b$  por segmento y mostrar al mismo tiempo un mayor rango de variabilidad de los datos. Esta variabilidad es útil, ya que puede reflejar mejor la heterogeneidad del catálogo sísmico y del área de estudio. Además, estos métodos ofrecen

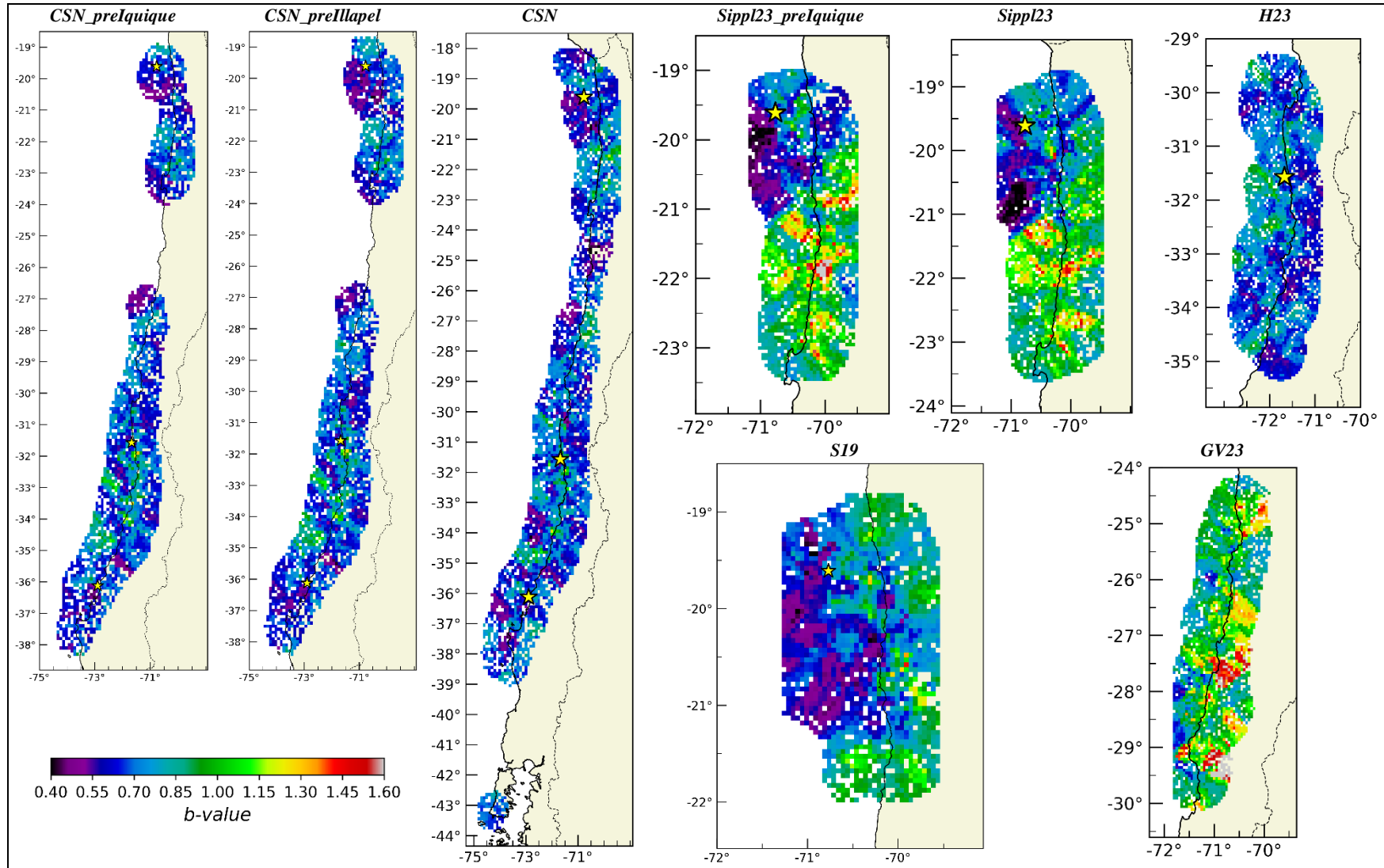
estimaciones más robustas y representativas del comportamiento sísmico natural, garantizando un análisis más completo y preciso de los datos disponibles.

### 6.1.3. Métodos para estimar el *b-value*

En este trabajo se evaluaron tres métodos para calcular el *b-value*: Aki, *b-positive* y *b-more-positive*, aplicados a diferentes estrategias de muestreo espacial y a catálogos completos y desclusterizados. El método Aki demostró ser sensible a los cambios de la magnitud de completitud y a escenarios con catálogos completos, además este enfoque tiende a subestimar sistemáticamente el valor de *b*. En todos los segmentos, en especial los con menos actividad sísmica, los valores de *b* obtenidos con Aki fueron consistentemente más bajos en comparación con los calculados mediante *b-positive* y *b-more-positive*. Este comportamiento refleja un sesgo significativo debido a la selección de la magnitud de completitud, lo que limita su capacidad para representar la heterogeneidad de la magnitud y distribución de los sismos. Estos resultados coinciden con lo reportado por van der Elst (2021) y Lipiello & Petrillo (2024), quienes destacan que Aki subestima los valores de *b*, especialmente cuando disminuye el número de eventos disponibles para el cálculo, como ocurre en segmentos menos activos, como Antofagasta, norte de Copiapó y la zona centro sur de Valdivia.

En contraste, el método *b-positive*, muestra mayor robustez frente a problemas de detección, en este estudio, los valores promedio de *b* obtenidos con *b-positive* fueron consistentemente más altos y presentaron menor sesgo en comparación con Aki, lo que indica su capacidad para capturar de manera más precisa la variabilidad en la distribución de magnitudes. Sin embargo, este método también tiene limitaciones, muestra una variabilidad menor que el método *b-more-positive*. Además, antes de grandes terremotos, como se observa en el catálogo CSN2024\_preIquique, CSN\_preIllapel y Sippl23\_preIquique (ver figuras en el Anexo D), *b-positive* mostró un sesgo que tendió a subestimar el *b-value*, aunque en menor medida que Aki.

Por su parte, el método *b-more-positive* demostró ser más eficiente y robusto en los análisis realizados en comparación a *b-positive*. Este enfoque incluye en promedio aproximadamente el



**Figura 6.1: Mapas finales de  $b$ -value.** En la figura se observa la elección final del  $b$ -value con el muestreo por nodo, catalogo completo y método  $b$ -more-positive. Los colores en la barra de color están normalizados entre un valor mínimo (0,4) y un máximo (1,2). Los tonos azules indican valores bajos de  $b$ , mientras que los tonos rojos representan valores altos. Las estrellas representan el hipocentro de los terremotos del Maule 2010, Iquique 2014 e Illapel 2015, la línea negra representa el borde costero, la línea gris el límite entre países y el color amarillo claro el continente.

doble de diferencias de magnitud que el *b-positive*, lo que le permite manejar catálogos incompletos de manera más efectiva y captar una mayor complejidad en la actividad sísmica. En general, *b-more-positive* produjo los valores promedio más altos de *b* y capturó mejor la heterogeneidad en los segmentos estudiados, mostrando mayores variabilidades en los valores de *b*. Esto respalda lo señalado por Lipiello & Petrillo (2024), quienes destacan la utilidad de este método en catálogos instrumentales con detección limitada. Sin embargo, al igual que *b-positive*, *b-more-positive* utiliza un subconjunto limitado de eventos, pero con cerca del doble de datos, lo que introduce una incertidumbre menor.

Dado lo anterior, se concluye que a través del método de muestreo por nodos con un catálogo completo y utilizando el método *b-more-positive* es el mejor enfoque que permite analizar el estrés y las asperezas en el *megathrust* chileno (Figura 6.1).

## 6.2. *B-VALUE* EN ZONA DE SUBDUCCIÓN

El trabajo pionero de Scholz (1968) estableció una relación inversa entre el *b-value* y el estrés diferencial, posicionando este parámetro como un indicador indirecto, pero eficaz, del estado de esfuerzo tectónico en regiones sismogénicas. Estudios posteriores, como los de Schorlemmer *et al.* (2005), reforzaron esta perspectiva al demostrar que los regímenes tectónicos, según su estilo de fallamiento (normal, inverso o transcurrente), exhiben *b-values* significativamente distintos.

En el caso de las zonas de subducción, regiones como Chile, Japón, Sumatra y México presentan valores de *b* generalmente menores a la unidad, lo que refleja un alto estrés tectónico característico de este tipo de fallas (e.g., Gulia & Wiemer, 2010; Bilek & Lay, 2018; Petruccelli *et al.*, 2019). Estos estudios reportan valores típicos de *b* entre 0,7 y 0,9, alineándose con los resultados observados en este trabajo. En particular, la zona del *megathrust* chileno muestra valores de *b* que oscilan entre 0,55 y 0,85 en su mayoría, según el método *b-more-positive* (Figura 6.1), confirmando las condiciones de alto estrés diferencial en esta región. Estos resultados también son consistentes con valores obtenidos para esta zona de estudio por Legrand *et al.* (2012) y Sun *et al.* (2024), donde reportan valores menores a 0,8-0,9.

Por otra parte, el estudio de Bilek & Lay (2018) resalta diferencias regionales significativas en los valores de  $b$  en zonas de subducción. Regiones con alta actividad sísmica, como Japón y Tonga, muestran valores de  $b$  moderadamente altos, asociados a una sismicidad más regular. En contraste, áreas como Chile, Perú y Alaska presentan valores más bajos de  $b$ , lo que refleja mayores niveles de esfuerzo tectónico. En Chile, los segmentos de mayor actividad sísmica, como Valparaíso, Iquique (particularmente al este y sur del terremoto de Iquique en 2014) y Copiapó (al sur de los  $27^{\circ}\text{S}$ ), registran valores de  $b$  cercanos a 0,7-0,8. En comparación de los segmentos con menor actividad sísmica, como Antofagasta, Maule y el norte del segmento de Copiapó, cuyos valores de  $b$  son inferiores, 0,60, 0,66 y 0,68, respectivamente.

Estos patrones regionales de  $b$ -value en zonas de subducción están estrechamente relacionados con la distribución de asperezas, áreas donde el fuerte acoplamiento tectónico inhibe el deslizamiento sísmico y favorece la acumulación de estrés. Según Sobiesiak *et al.* (2007), estas zonas pueden liberar su energía en grandes terremotos, lo que explica la persistencia de valores bajos de  $b$  en regiones altamente acopladas. Estudios como los de Legrand *et al.* (2012) y Folesky (2024) coinciden en que los valores bajos de  $b$ -value están correlacionados con estas zonas de mayor acoplamiento, mientras que los valores altos reflejan procesos de deslizamiento más distribuidos o lubricados. Estos resultados son similares a los de Wiemer & Wyss (1997) para la Falla de San Andrés, donde mostraron que las regiones de bajo valor  $b$  asociadas con asperezas localizadas permanecen relativamente constantes con el tiempo, particularmente antes y después de la ocurrencia de terremotos localizados en esa falla.

En los mapas de la Figura 6.1 se identifican varias zonas con valores bajos de  $b$  (menores a 0,6 en el catálogo CSN y sus subcatálogos), que podrían estar relacionadas con estas zonas de asperidad, estas son: la zona al oeste del terremoto de Iquique de 2014, la barrera Taltal ( $\sim 25^{\circ}\text{S}$ ), la zona hacia el oeste de Chañaral ( $\sim 27^{\circ}\text{S}$ ), aunque en el catálogo GV23 se observa con valores altos de  $b$ , la zona inmediatamente al sureste de Tongoy ( $30,3^{\circ}\text{S}$  -  $71,5^{\circ}\text{W}$ ), una franja de orientación noroeste que esta al sureste de Constitución ( $35,25^{\circ}\text{S}$ ) y en la península de Arauco ( $37,5^{\circ}\text{S}$ ).

Según Molina *et al.* (2021), las asperezas están relacionadas con la subducción de dorsales o montes submarinos, regiones de alto bloqueo intersísmico y anomalías negativas o positivas, dependiendo del contexto tectónico local. En cuanto a la primera sugerencia, las asperezas identificadas pueden estar asociadas con las siguientes dorsales o zonas de fallas (ZF) (ver Figura 2.1): la zona al oeste del terremoto de Iquique de 2014, influenciada por el *ridge* de Iquique, que genera variaciones significativas en el acoplamiento de las placas y, según Geersen *et al.* (2015), impidió que la ruptura del terremoto se propagara hacia el sur; la barrera Taltal, asociada al *ridge* Taltal; la zona al oeste de Chañaral, vinculada al *ridge* de Copiapó; y la región inmediatamente al sureste de Tongoy, relacionada con la ZF Challenger, así como la península de Arauco, asociada con la ZF Mocha.

Estas estructuras presentan características que generan rupturas en la placa subducida, las cuales están relacionadas con deformaciones inducidas por la flotabilidad de dorsales y las zonas de falla. Según Báez *et al.* (2023), dichas deformaciones no solo alteran la dinámica de la subducción, sino que también pueden segmentar la zona sismogénica y limitar la propagación de rupturas sísmicas a lo largo del *megathrust*. Además, las dorsales y ZF pueden actuar como asperezas, donde se acumula el deslizamiento cosísmico, o como barreras, deteniendo la propagación de las rupturas. Esto se debe a su asociación con una elevada densidad de la corteza y el manto superior alterado, lo que incrementa el acoplamiento sísmico en el contacto interplaca y afecta directamente la propagación de rupturas sísmicas (Contreras-Reyes *et al.*, 2011). En cuanto a los *proxies* generados por Molina *et al.* (2021) todas las zonas elegidas con bajos valores de *b* presentan distinto comportamiento en cuanto a la anomalía residual, grado de bloque intersísmico y fricción basal.

### 6.3. *B-VALUE* EN TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN

Los valores bajos de *b* indican niveles de estrés acumulado y un entorno tectónico propenso a grandes rupturas en terremotos de subducción. Por ejemplo, en el terremoto de Tohoku de 2011 se observó una disminución del valor de *b* en la región de alta fricción antes del terremoto, donde se observó una correlación negativa entre la disminución del valor de *b* y el aumento de tensión (Nanjo *et al.*, 2012; Tormann *et al.*, 2015; Bürgmann *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2021). Luego, posterior al evento principal, los valores de *b* aumentaron temporalmente debido a la liberación de estrés y

los procesos de relajación postsísmica. En el caso de Tohoku, se documentó un aumento del valor de  $b$  en la zona de alto deslizamiento inmediatamente después del sismo, seguido de una disminución gradual que reflejaba la reacumulación de esfuerzos (Nanjo *et al.*, 2012; Bürgmann *et al.*, 2016). Otros ejemplos son los terremotos de Sumatra 2004, Nias 2005 y Bengkulu 2007, donde se observó una disminución significativa en la zona que rodea el futuro hipocentro del terremoto y luego un aumento del valor de  $b$ , lo que sugiere que se liberaron tensiones acumuladas (Srivastava *et al.*, 2015).

En el caso de los terremotos en Chile, se observa una disminución gradual en el  $b$ -value antes del terremoto de Iquique de 2014, pasando de aproximadamente 0,75 a valores inferiores a 0,6 durante los tres años previos al evento principal. Esta tendencia refleja un aumento en los esfuerzos tectónicos acumulados en la región. Sin embargo, en los días inmediatamente anteriores al terremoto, el  $b$ -value experimentó un ligero incremento, atribuible a la actividad sísmica precursora registrada antes del evento principal (Schurr *et al.*, 2014; Hayes *et al.*, 2014).

Aunque este análisis no segmenta explícitamente el catálogo en precursores y eventos anteriores a estos, los catálogos CSN\_preIquique y Sippl23\_preIquique muestran áreas con valores de  $b$  relativamente bajos ( $\sim 0,6-0,7$ ) antes del terremoto, especialmente al oeste del hipocentro. Posteriormente, en los catálogos CSN\_preIllapel, CSN y Sippl23, se evidenció un aumento en los valores de  $b$  hacia el este, acompañado por una redistribución de los valores bajos hacia el oeste del *mainshock*. Cuando se restringe el análisis a un área de un grado alrededor del hipocentro, se obtienen promedios del  $b$ -value de 0,63 y 0,58 para los catálogos CSN\_preIquique y Sippl23\_preIquique, respectivamente. Tras el terremoto de Iquique 2014, los valores aumentan a 0,66 en el catálogo CSN\_preIllapel, manteniéndose este valor en el catálogo CSN, por otra parte, sube a 0,72 en el catálogo Sippl23. Este aumento podría indicar una liberación de estrés tectónico tras el evento principal. Sin embargo, en el caso del catálogo CSN, también podría reflejar una rápida recuperación hacia valores de  $b$  similares a los del período *premainshock*, o bien estar influenciado por la calidad del catálogo utilizado. Es importante destacar que el catálogo Sippl23 es más detallado, lo que podría explicar las diferencias observadas.

En el caso del terremoto de Illapel de 2015, al comparar los catálogos CSN\_preIquique y CSN\_preIllapel, se observa un muy leve aumento del  $b$ -value en la zona del terremoto, aproximadamente 0,02. Posteriormente, en el catálogo general del CSN, los valores regresan a niveles similares a los previos al subcatálogo CSN\_preIquique. Debido a la similitud en los datos, se decidió dividir el área en cuatro cuadrantes, tomando como centro el mainshock. Esta segmentación permitió identificar el mismo patrón observado anteriormente: el cuadrante noreste muestra los valores más bajos, variando de 0,65 a 0,69 y luego volviendo a 0,65; el cuadrante suroeste sigue una tendencia similar, con un aumento de 0,65 a 0,69 y un leve descenso a 0,68; el cuadrante noroeste se mantiene estable, con valores de  $b$  constantes alrededor de 0,72; y el cuadrante sureste presenta los valores más altos, aumentando de 0,72 a 0,74 antes de regresar a 0,72. Estos resultados reflejan un incremento en los valores de  $b$  previo al terremoto, similar a lo reportado por Schurr *et al.* (2014) para el caso del terremoto de Iquique 2014. Sin embargo, la similitud de los valores de  $b$  entre los cuadrantes y los catálogos dificulta extraer conclusiones definitivas sobre el comportamiento en esta región.

Por último, el gap sísmico de Atacama, ubicado entre los 25° y 29°S, presenta una distribución distintiva de sismicidad y acoplamiento interplaca. Según los mapas de densidad sísmica del CSN y, especialmente, de GV23 (Figura 4.2 y Figura B.4, respectivamente), los sismos se concentran en una banda continua bajo la costa. González-Vidal *et al.* (2023) asocian esta intensa actividad sísmica con el límite inferior de las zonas de mayor acoplamiento, mientras que las áreas altamente acopladas en su interior presentan una notable ausencia de sismicidad, lo que sugiere la acumulación de energía elástica. En contraste, las regiones con menor acoplamiento muestran una mayor densidad de sismos y eventos repetitivos, lo que indica la presencia de procesos asísmicos, como deslizamientos lentos.

Al analizar estos resultados en función del  $b$ -value, el catálogo GV23 revela una relación clara: los valores más altos (mayores a 0,85) se concentran cerca de la costa y en las proximidades de la subducción de la Dorsal de Copiapó, lo que sugiere un bajo estrés asociado a deslizamientos lentos. Por otro lado, los valores más bajos (menores a 0,85) se encuentran hacia la fosa y en la Dorsal de Copiapó. En contraste, el mapa de  $b$ -value del catálogo CSN presenta diferencias significativas:

los valores de  $b$  no superan 0,85 en las zonas cercanas a la costa, e incluso hay áreas sin datos analizados, lo que podría señalar regiones de alto estrés con potencial para un gran terremoto.

Dado que el catálogo GV23 tiene una mejor resolución, proporciona una interpretación más confiable de la distribución del  $b$ -value y su relación con los procesos tectónicos en la región. Esto refuerza la hipótesis de que el bajo estrés asociado a valores altos de  $b$  cerca de la costa y las inmediaciones de la Dorsal de Copiapó podría estar vinculado a procesos como deslizamientos lentos, mientras que las diferencias observadas en el catálogo CSN podrían deberse a su menor resolución y cobertura.

#### 6.4. ***B-VALUE VS BLOQUEO INTERSÍSMICO***

La relación entre el  $b$ -value y el bloqueo intersísmico es una herramienta fundamental para comprender los procesos tectónicos y evaluar la peligrosidad sísmica, especialmente en zonas donde la interacción entre placas genera acumulación de energía para terremotos de gran magnitud.

Schorlemmer *et al.* (2005) identificaron que las secciones bloqueadas de fallas tienen valores bajos de  $b$ , reflejando una mayor resistencia a fallar, mientras que las zonas con *creep* presentan valores más altos. En Costa Rica, Ghosh *et al.* (2008) correlacionaron valores bajos de  $b$  con áreas bloqueadas propensas a grandes terremotos y valores altos con acoplamiento débil. En California, Tormann *et al.* (2014) analizaron  $b$ -values en fallas como San Andreas y Northridge, mostrando que asperezas altamente estresadas tienen  $b$ -values bajos, mientras que zonas con alta presión de poros presentan  $b$ -values altos, mejorando la identificación de patrones de esfuerzo y probabilidad de grandes eventos. En Turquía, Schmittbuhl *et al.* (2015) encontraron  $b$ -values bajos en segmentos bloqueados de la falla de Marmara y valores altos en zonas con *creep* y menor bloqueo intersísmico. En Japón, Nanjo & Yoshida (2018) mapearon  $b$ -values para toda la zona de subducción, destacando valores bajos en áreas con alto déficit de deslizamiento y alto acoplamiento, coincidiendo con las zonas de ruptura de los terremotos históricos de Tonankai 1944 y Nankai 1946, lo que sugiere que los valores bajos de  $b$  son indicativos de regiones altamente estresadas y propensas a grandes eventos.

En Chile Central, Morales-Yáñez *et al.* (2022) analizaron la brecha sísmica comprendida entre los terremotos de Illapel 2015 y Maule 2010, sus resultados revelaron que los valores bajos de  $b$  se correlacionan espacialmente con las asperezas bloqueadas en la interfaz de subducción, indicando altos niveles de estrés acumulado.

Para explorar la relación entre el bloqueo intersísmico y el  $b$ -value en este estudio, utilizando el modelo de bloqueo intersísmico propuesto por Molina *et al.* (2021), se generaron los resultados presentados en la Figura 6.2. Al calcular la correlación de Pearson, los catálogos CSN, CSN\_preIquique y CSN\_preIllapel muestran variaciones significativas tanto temporal como espacialmente. Los resultados globales no muestran una correlación significativa, con coeficientes de Pearson de 0,007, 0,001 y 0,023, respectivamente, pero no estadísticamente significativos, con valores de probabilidad ( $p$ -valor) mayor a 0,05. Esto sugiere que, a gran escala, la relación lineal entre estas variables es débil y no existe una relación robusta entre el  $b$ -value y el bloqueo intersísmico. Esto podría deberse a que el promedio generalizado diluye las variaciones tectónicas entre segmentos o la calidad del catálogo completo es baja.

Al descomponer los resultados por segmentos maestros, emergen patrones claros. En el segmento Iquique (19° a 23,5°S), las correlaciones negativas se mantienen consistentes a lo largo del tiempo: -0,22 para el catálogo CSN\_preIquique, -0,26 tanto para CSN\_preIllapel como para el CSN completo, todas con niveles de confianza alto ( $p$ -valor menor a 0,01). Esto sugiere que el estrés acumulado y el bloqueo en esta región tienen una relación estable con el  $b$ -value, reflejando la persistencia de asperezas bloqueadas.

El segmento de Antofagasta (23,5° a 25°S) presenta las correlaciones negativas más fuertes y estadísticamente significativa ( $p$ -valor menor a 0,01), con -0,63 para CSN\_preIquique, -0,53 para CSN\_preIllapel y una correlación no significativa en el catálogo CSN completo. La disminución en la magnitud de la correlación después de 2014 puede reflejar un alivio parcial del estrés tras el terremoto de Iquique 2014, que afectó indirectamente las condiciones de bloqueo en segmentos cercanos.

En el segmento de Copiapó (25° a 30°S), los resultados muestran un comportamiento más variable. Para CSN\_preIquique y CSN\_preIllapel, se observa una correlación positiva baja (0,17) con niveles de certeza altos, lo que podría sugerir un cambio en las condiciones de bloqueo entre estos períodos. Sin embargo, para el catálogo CSN la correlación resulta ser levemente negativa (-0,09), con un nivel de certeza alto (*p-valor* de 0,04). Este cambio en la dirección de la correlación podría reflejar una combinación de factores, como un cambio en las características de los eventos sísmicos reportados en el catálogo, o una dinámica tectónica diferente en esta región luego del 2015. El segmento de Valparaíso (30° a 35°S) mantiene correlaciones positivas muy débiles a lo largo del tiempo (0,17 en CSN\_preIquique, 0,19 en CSN\_preIllapel y 0,21 en CSN), todas con un nivel de confianza alto (*p-valor* menor a 0,01). Esto sugiere que esta región podría estar influenciada por dinámicas tectónicas distintas a los otros segmentos.

Por otra parte, al analizar los catálogos adicionales (S19, Sippl23 y su subcatálogo, GV23 y H23) por segmentos maestros, se identifican diferencias y semejanzas a lo anteriormente analizado. En el segmento de Iquique, el catálogo S19, que abarca exclusivamente esta región, muestra una correlación negativa moderada de -0,41 con un nivel de confianza alto, indicando una fuerte asociación entre *b-values* bajos y zonas de alto bloqueo intersísmico. El catálogo Sippl23\_preIquique, también limitado a esta región, pero correspondiente al período previo al terremoto de 2014, presenta una correlación más débil de -0,13. Por su parte, el catálogo completo Sippl23 muestra una correlación de -0,1, lo que podría reflejar condiciones tectónicas con menor acumulación de estrés en las zonas de alto acoplamiento después del evento principal.

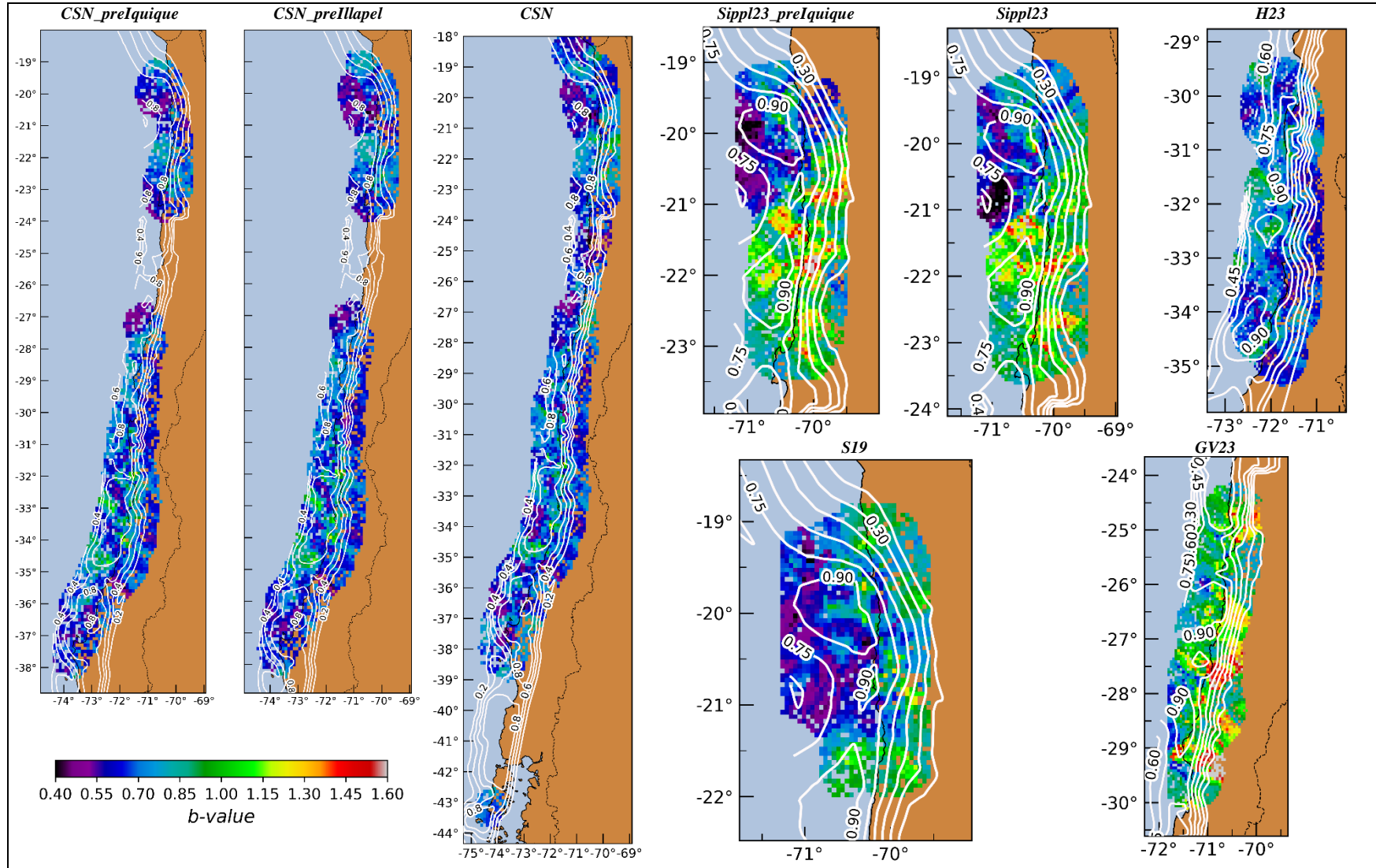
Siguiendo hacia el sur, en el segmento Antofagasta el catálogo Sippl23 se obtiene una correlación negativa de -0,57, siendo estadísticamente significativa, sugiriendo un fuerte acoplamiento en esta región. Por su parte, el catálogo GV23 (solo entre 24° a 25°S), muestra una correlación de -0,43, consistente con los resultados de Sippl23 y confirmando la relación entre el bloqueo y el *b-value* bajo en este segmento, evidenciando un alto estrés en zonas de alto acople intersísmico en la región. Para el segmento de Copiapó, el catálogo GV23 indica una correlación negativa moderada de -0,30, reflejando una relación más tenue entre el bloqueo y el *b-value*. El catálogo H23 (solo entre 29° a 30°S), muestra una correlación negativa de -0,29, ambos con niveles de confianza alto

(*p*-valor menor a 0,01), reforzando la interpretación de que existe cierto nivel de acoplamiento tectónico y alto estrés en este segmento, similar a lo pronunciado en Antofagasta o Iquique.

En el segmento de Valparaíso, el catálogo H23 muestra una correlación de 0,25 con alto grado de certeza (*p*-valor menor a 0,01), lo que sugiere una asociación positiva entre el *b*-value y el bloqueo en esta región, algo que ya se evidenció con el catálogo del CSN y sus subcatálogos, posiblemente por cambios en la distribución del bloqueo intersísmico en esta región.

El análisis por segmentos revela patrones distintivos en la relación entre el *b*-value y el bloqueo intersísmico a lo largo de la subducción chilena, destacando diferencias significativas en los niveles de acoplamiento y estrés acumulado. En los segmentos del norte, Iquique y Antofagasta, se identifican correlaciones negativas consistentes y estadísticamente significativas en múltiples catálogos, lo que sugiere altos niveles de acoplamiento intersísmico y acumulación de estrés, posicionándolos como regiones críticas para el estudio de grandes eventos sísmicos. En contraste, el segmento de Copiapó presenta correlaciones variables, desde positivas bajas hasta negativas moderadas, posiblemente influenciadas por dinámicas tectónicas complejas (como el deslizamiento lento en el gap de Atacama) o cambios en las condiciones de bloqueo. Por su parte, el segmento de Valparaíso muestra correlaciones positivas débiles y consistentes, lo que indica dinámicas tectónicas distintas, asociadas a variaciones de acoplamiento y procesos asísmicos predominantes en esta región luego del terremoto de Illapel 2015 (Hormazábal *et al.*, 2023). En los segmentos de Maule y Valdivia, la falta de datos confiables impidió establecer una relación clara entre el *b*-value y el bloqueo intersísmico, subrayando la necesidad de generar catálogos más detallados para mejorar el monitoreo sísmico en el centro y sur de Chile, debido a los grandes terremotos que han afectado a la población en esta zona.

Este enfoque segmentado permite refinar la evaluación del estrés acumulado y la peligrosidad sísmica a lo largo del *megathrust* chileno. Estos resultados también evidencian que la relación entre el *b*-value y el bloqueo intersísmico puede diluirse al analizar la región a gran escala, debido a la variabilidad tectónica local y las diferencias en la calidad de los catálogos sísmicos.



**Figura 6.2:** Mapas de  $b$ -value vs bloqueo intersísmico. En la figura se observa los mapas finales del  $b$ -value de cada catalogo con el bloque intersísmico usado en Molina *et al.* (2021). Los colores en la barra de color del  $b$ -value están normalizados entre un valor mínimo (0,4) y un máximo (1,6) y los contornos blancos representan los grados de bloqueo intersísmico. La línea negra representa el borde costero, la línea gris el límite entre países y el color gris el océano y el color marrón el continente.

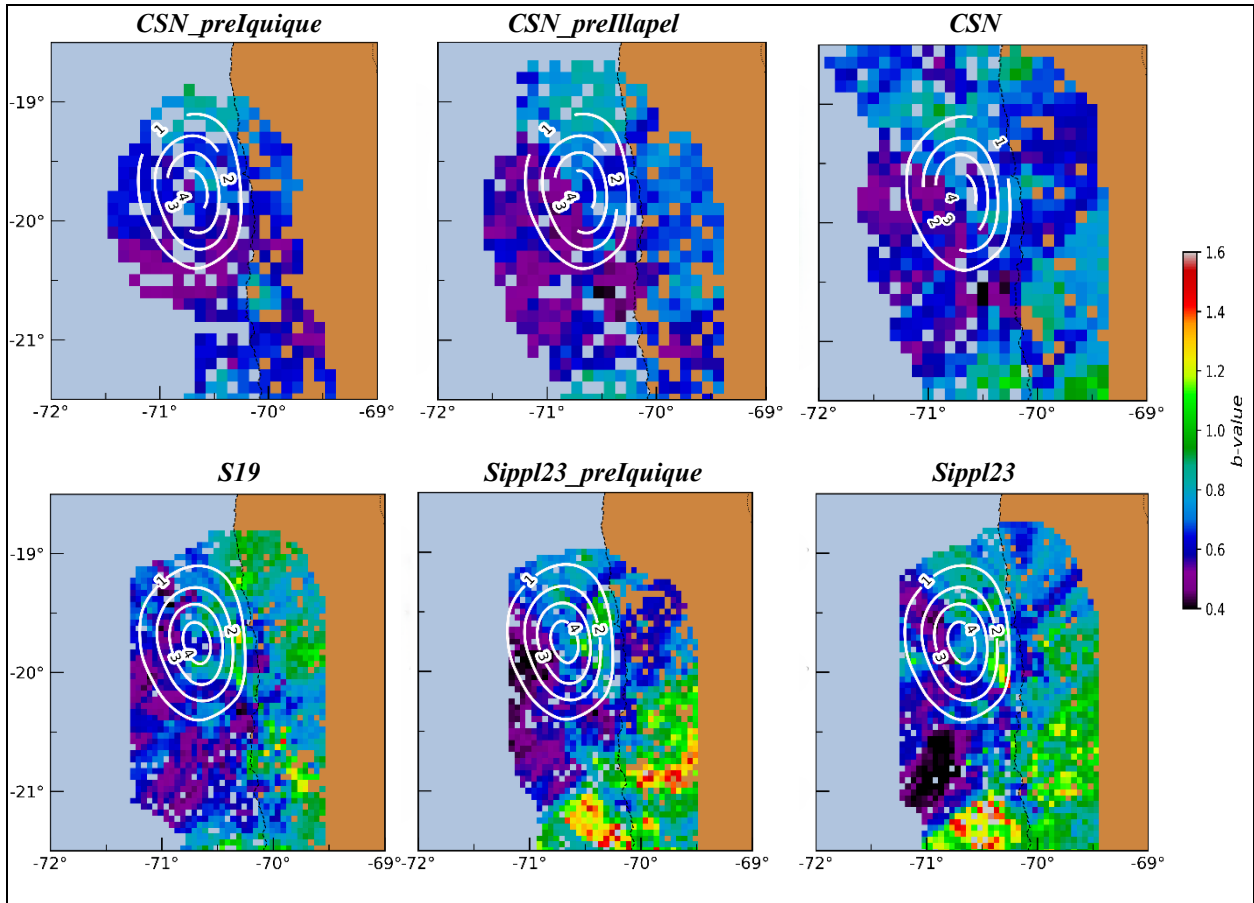
No obstante, este estudio reafirma la utilidad del *b-value* como herramienta para identificar zonas de alto estrés y acoplamiento, siempre considerando las condiciones tectónicas locales y las limitaciones de los datos disponibles.

### 6.5. *B-VALUE VS DESLIZAMIENTO COSÍSMICO*

El *b-value* está inversamente relacionado con el nivel de estrés diferencial en una falla, de modo que valores bajos indican zonas de alto estrés y mayor probabilidad de grandes deslizamientos durante eventos sísmicos (Huang *et al.*, 2023). Estas áreas, asociadas con altos niveles de deslizamiento cosísmico, suelen coincidir con regiones de alto acoplamiento interplaca y asperezas donde se acumula tensión significativa (Senatorski, 2020). Además, las variaciones espaciales y temporales del *b-value* permiten identificar zonas críticas antes de los terremotos y reflejan la redistribución de tensiones tras los eventos, consolidándolo como una herramienta clave para evaluar riesgos sísmicos y comprender la dinámica de fallas (Nanjo & Yoshida, 2021).

Senatorski (2020) exploró las relaciones entre el *b-value* y los deslizamientos en zonas de subducción, enfocándose en los modelos de asperezas. Resaltó que los valores bajos de *b* suelen correlacionarse con zonas de alto acoplamiento interplaca, donde se acumulan esfuerzos significativos. Estas zonas son propensas a experimentar grandes deslizamientos durante terremotos, ya que las asperezas representan regiones de alta fricción que eventualmente fallan durante eventos cosísmicos. Además, las variaciones en el *b-value* se asociaron con la presencia de fluidos y sedimentos, elementos clave que influyen en el comportamiento de las fallas de subducción. En un contexto más específico, Nanjo & Yoshida (2021) analizaron los terremotos ocurridos en Miyagi 2011, en Japón, donde observaron que las regiones con valores bajos de *b* antes de los eventos coincidían con áreas de alto deslizamiento cosísmico. Además, estas áreas se ubicaban en los límites de las zonas de deslizamiento interplaca acumulado tras el terremoto de Tohoku de 2011. Su análisis mostró que los valores bajos de *b* eran indicativos de regiones con alto estrés diferencial, lo que las hacía propensas a rupturas significativas. Estos hallazgos también reflejan que las zonas de *b* bajo mantenían un estado de alto esfuerzo incluso después de los eventos sísmicos, sugiriendo que no se había liberado completamente el estrés acumulado

En el caso de este estudio, se compara los resultados de  $b$ -value con los deslizamientos cosísmicos del terremoto de Iquique 2014 (Schurr *et al.*, 2014) y del terremoto de Illapel 2015 (Tilmann *et al.*, 2016). Los resultados obtenidos a partir de diversos catálogos sísmicos, permiten evaluar cómo las variaciones del  $b$ -value reflejan los cambios en las condiciones de estrés diferencial y las dinámicas de ruptura en las zonas de subducción, como se observa en la Figura 6.3 y 6.4.



**Figura 6.3: Mapas de  $b$ -value vs deslizamiento cosísmico del terremoto de Iquique 2014.** En la figura se observa los mapas de  $b$ -value con el deslizamiento cosísmico de Schurr *et al.* (2014). Los colores en la barra de color del  $b$ -value están normalizados entre un valor mínimo (0,4) y un máximo (1,6). Los contornos blancos de deslizamiento cosísmico son cada 1 metro (1 a 4 m). La línea negra segmentada representa el borde costero, la línea gris punteada el límite entre países, el color marrón el continente y el color gris el océano.

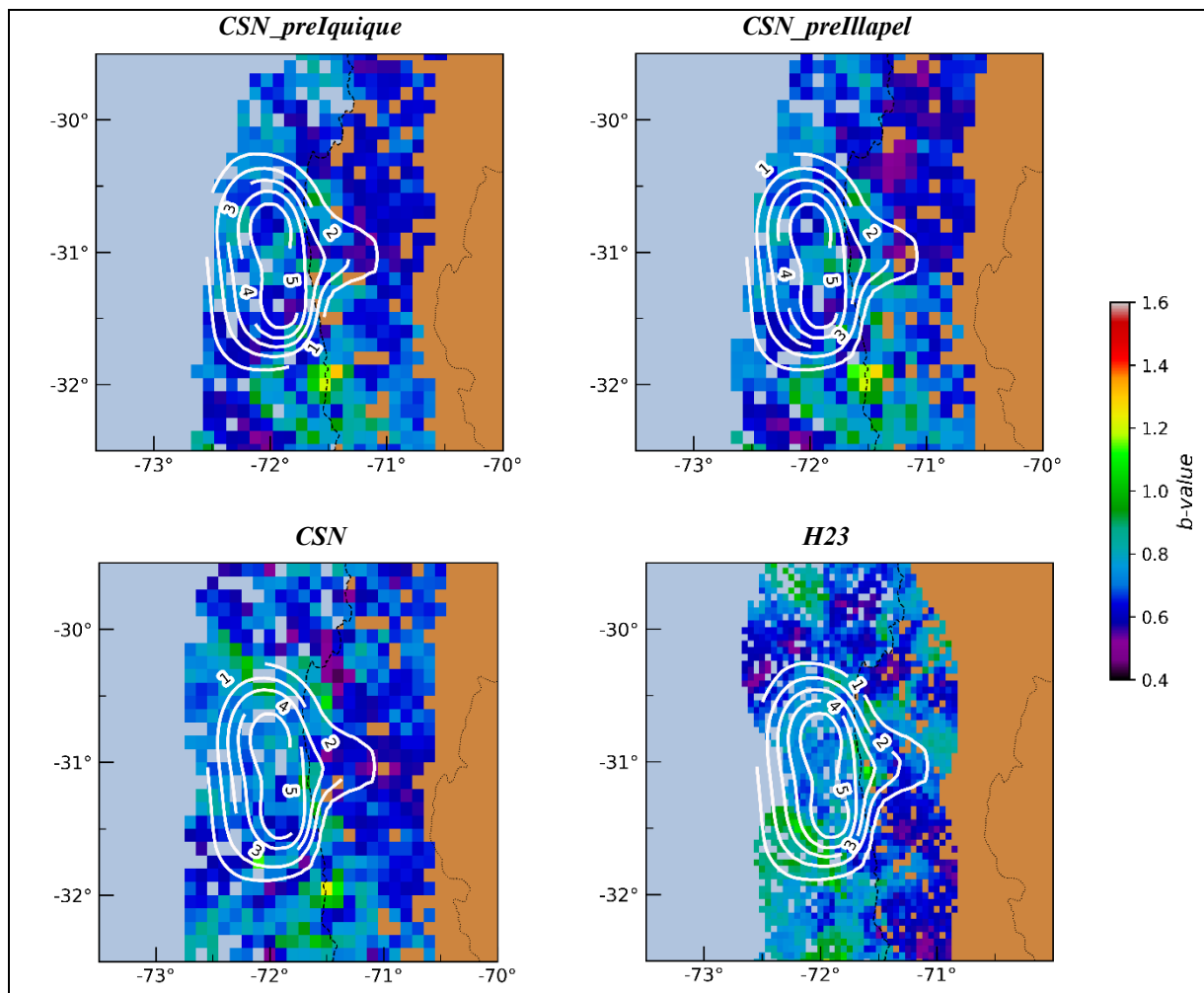
Para el terremoto de Iquique 2014 (ver Figura 6.3), se analizaron seis catálogos que ocupan esta área. En los catálogos globales, se observa que el catálogo CSN\_preIquique mostró una correlación de 0,03, pero con un nivel de confianza muy bajo ( $p$ -valor de 0,58), por su parte, el catálogo

CSN\_preIllapel presentó una correlación negativa de  $-0,08$  con un nivel de confianza moderado ( $p$ -valor de  $0,13$ ), insuficiente en ambos casos para respaldar una relación significativa entre el  $b$ -value y el deslizamiento cosísmico. Esto sugiere que, para este período, los datos no logran capturar de manera robusta la relación esperada. Por otra parte, el catálogo completo CSN mostró una correlación negativa de  $-0,15$  con un nivel de confianza alto ( $p$ -valor menor a  $0,01$ ), lo que indica una relación débil entre  $b$ -values bajos y el deslizamiento cosísmico. Al comparar los datos del catálogo CSN\_preIllapel y CSN, se observa una tendencia al aumento del estrés en la zona de deslizamiento cosísmico, reflejada en la disminución de los valores de  $b$ .

En los catálogos de mayor resolución, el catálogo S19 (que incluye un mes previo y nueve meses posteriores al terremoto) mostró una correlación de  $-0,15$  con un alto nivel de confianza ( $p$ -valor menor a  $0,01$ ). Esto sugiere que el  $b$ -value podría estar relacionado con cambios en las condiciones de estrés diferencial antes y después del evento, aunque la baja magnitud de la correlación indica que la relación es débil. Los resultados son consistentes con el catálogo global CSN, pero no necesariamente concluyentes. En el catálogo Sippl23\_preIquique, se observa una correlación negativa de  $-0,29$  con un nivel de confianza alto ( $p$ -valor menor a  $0,01$ ), lo que refuerza la posibilidad de una relación entre el  $b$ -value y el deslizamiento cosísmico en un análisis más detallado del período previo al evento. Por último, en el catálogo Sippl23, la correlación negativa de  $-0,23$  con un nivel de confianza alto sugiere una posible relación inversa entre los valores bajos de  $b$  y el deslizamiento cosísmico. Sin embargo, la correlación moderada limita la capacidad de hacer afirmaciones definitivas sobre esta relación. Además, estos resultados podrían indicar una recuperación del estrés en los siete años posteriores al terremoto en comparación con el período previo, aunque se requiere un análisis más detallado para confirmar esta interpretación.

Los resultados muestran que para el terremoto de Iquique 2014, los valores bajos de  $b$ -value están asociados con deslizamientos cosísmicos, especialmente en catálogos de mayor resolución como Sippl23\_preIquique, donde se evidencia con mayor claridad el estrés diferencial acumulado previo al evento principal. Por el contrario, los catálogos globales presentan relaciones más débiles, lo que destaca la importancia de un análisis más detallado para capturar la dinámica sísmica local.

Los análisis realizados para el terremoto de Illapel en 2015 (ver Figura 6.4) evidenciaron diferencias en los resultados obtenidos a partir de distintos catálogos sísmicos que abarcan el área de ruptura. Por ejemplo, el catálogo CSN\_preIquique mostró una correlación positiva muy baja (0,13) con un nivel de confianza extremadamente bajo ( $p$ -valor de 0,78) y el catálogo CSN\_preIllapel presentó una correlación prácticamente nula (0,04) y un nivel de confianza bajo ( $p$ -valor de 0,38), sugiriendo una falta de evidencia clara de relación entre el  $b$ -value y el deslizamiento cosísmico antes del terremoto.



**Figura 6.4:** Mapas de  $b$ -value vs deslizamiento cosísmico del terremoto de Illapel 2015. En la figura se observa los mapas de  $b$ -value con el deslizamiento cosísmico de Tilmann *et al.* (2016). Los colores en la barra de color del  $b$ -value están normalizados entre un valor mínimo (0,4) y un máximo (1,6). Los contornos de deslizamiento cosísmico son cada 1 metro (1 a 6 m). La línea negra segmentada representa el borde costero, la línea gris punteada el límite entre países, el color gris el océano y el color marrón el continente.

Sin embargo, al analizar el catálogo completo CSN, se observó una correlación positiva baja de 0,13 con una relación significativa (*p*-valor menor a 0,01). El análisis del catálogo H23, que abarca datos desde abril de 2014 hasta finales de 2021, mostró una correlación positiva más alta (0,24) y un nivel de confianza significativo (*p*-valor menor a 0,01). Sin embargo, el comportamiento de la zona de Illapel contrasta con el de Iquique en 2014, posiblemente debido a diferencias en las condiciones tectónicas y geodinámicas. Un hallazgo clave es que la zona de mayor deslizamiento cosísmico no necesariamente coincide con las áreas de menores valores de *b*, lo que indica que, aunque los valores bajos de *b* suelen asociarse con acumulación de estrés, no siempre representan de manera directa las áreas de mayor liberación de energía. Por lo tanto, el *b*-value no debe considerarse como un indicador único o absoluto para predecir zonas de deslizamiento cosísmico, ya que esta relación está influenciada por múltiples factores tectónicos y dinámicos que deben ser analizados en conjunto.

## 7. CONCLUSIÓN

Este estudio ofrece una caracterización exhaustiva de la sismicidad en el margen de subducción chileno, integrando el análisis del parámetro *b-value* con diversos tipos de catálogos sísmicos. Se trabajó con catálogos completos y desclusterizados, abarcando un rango latitudinal desde los 18° hasta los 45°S, con eventos localizados a una distancia máxima de 10 km al plano de subducción. El nivel de detalle alcanzado, tanto en términos de cantidad de eventos como de resolución espacial, resultó crucial para el análisis, permitiendo una evaluación robusta de la actividad sísmica interplaca. Los catálogos desclusterizados evidenciaron una reducción en la densidad de eventos de hasta un 30%, especialmente en segmentos como Iquique, Maule y Valparaíso, donde los catálogos completos registraron acumulaciones significativas de réplicas. Asimismo, se observó una alta densidad de sismos en segmentos clave como Iquique, el sur de Copiapó, Valparaíso y Maule.

La estimación del *b-value* se realizó utilizando tres metodologías complementarias: el método de Aki (1965), *b-positive* y *b-more-positive*. Estas técnicas, basadas en máxima verosimilitud, se adaptaron para trabajar tanto con catálogos continuos como discretos, asegurando precisión incluso en escenarios con datos incompletos. La magnitud de completitud se determinó mediante el método MMAXC, ajustado a cada estrategia de muestreo espacial (rangos latitudinales, celdas y nodos). Esto permitió generar mapas detallados de magnitud de completitud y *b-value*, facilitando el análisis de las variaciones espacio-temporales de la sismicidad.

Los resultados destacaron patrones importantes en la distribución del *b-value*. Los valores bajos de  $b$  ( $\leq 1$ ) predominan en el catálogo global del CSN y otros catálogos analizados, reflejando un alto estrés tectónico en segmentos como el norte de Iquique, Valparaíso, Maule y el norte de Valdivia. Estas regiones, asociadas con asperezas en la interfase de subducción, presentan una acumulación significativa de esfuerzos y un mayor potencial para grandes terremotos. Dichas asperezas pueden estar estructuralmente relacionadas con la subducción de dorsales oceánicas y zonas de fractura.

Por otro lado, valores altos de  $b$  ( $> 1$ ) se localizaron en el centro-sur de Iquique (en los catálogos S19 y Sippl23) y en el segmento de Copiapó (en el catálogo GV23). Estas áreas se caracterizan por una liberación de estrés más gradual mediante eventos de menor magnitud y fenómenos de *creep*.

La discusión subraya la correlación entre el *b-value* y parámetros tectónicos como el bloqueo intersísmico y el deslizamiento cosísmico. Los valores bajos de  $b$  representan zonas de alta resistencia al deslizamiento y acumulación de esfuerzos, mientras que valores altos indican condiciones de alta presión de poro que favorecen el deslizamiento y la liberación de estrés. La persistencia de valores bajos de  $b$  a lo largo de los catálogos y en el tiempo confirma su utilidad como indicador de áreas críticas de acumulación de esfuerzos, comúnmente denominadas asperezas.

En síntesis, este estudio refuerza la importancia del *b-value* como una herramienta clave para evaluar el estado de estrés en zonas de subducción. La integración de catálogos diversos, metodologías avanzadas y estrategias de muestreo espacial ha permitido obtener una visión integral de las dinámicas sísmicas y las características propias del margen de subducción chileno. A futuro, el uso del método *b-more-positive-more-incomplete*, más la inclusión de modelos numéricos, catálogos sísmicos más detallados (mejor cobertura de sismómetros y acelerómetros), datos geodésicos y un monitoreo continuo del *b-value* contribuirá al desarrollo de estrategias más efectivas para la mitigación del riesgo sísmico y la implementación de sistemas de alerta temprana en Chile.

## 8. REFERENCIAS

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, 237-239.
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., & Beck, S. (2007). Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171(1), 419-434.
- Báez, W., Bustos, E., Chiodi, A., García, H. P. A., Álvarez, O., Simón, V., & Folguera, A. (2023). Reviewing the geodynamic impact of aseismic ridges subduction on the tectonic-magmatic evolution of the Southern Puna plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 129, 104520.
- Bilek, S. L., & Lay, T. (2018). Subduction zone megathrust earthquakes. *Geosphere*, 14(4), 1468-1500.
- Bürgmann, R., Uchida, N., Hu, Y., & Matsuzawa, T. (2016). Tohoku rupture reloaded?. *Nature Geoscience*, 9(3), 183-183.
- Campos Muñoz, J. A., Ruiz Tapia, S. A., Pérez, A., Ruiz Paredes, J. A., Kausel, E., Thiele, R., ... & Sepúlveda Valenzuela, S. A. (2005). N°A01-28 Terremotos corticales de Las Melosas 1958, Chusmiza 2001 y Curicó 2004: un análisis comparativo de los terremotos de Northridge 1994 y Kobe 1995. Nuevos antecedentes para el peligro sísmico en Chile.
- Cao, A., & Gao, S. S. (2002). Temporal variation of seismic  $b$ -values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical research letters*, 29(9), 48-1.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.
- Contreras-Reyes, E., & Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1-2), 49-58.

Dal Zilio, L., van Dinther, Y., Gerya, T. V., & Pranger, C. C. (2018). Seismic behaviour of mountain belts controlled by plate convergence rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 81-92.

El-Isa, Z. H., & Eaton, D. W. (2014). Spatiotemporal variations in the b-value of earthquake magnitude–frequency distributions: Classification and causes. *Tectonophysics*, 615, 1-11.

Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., & Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 30(6).

Folesky, J. (2024). Different earthquake nucleation conditions revealed by stress drop and b-value mapping in the northern Chilean subduction zone. *Scientific Reports*, 14(1), 12182.

Geersen, J., Ranero, C. R., Barckhausen, U., & Reichert, C. (2015). *Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area*, *Nat. Commun.*, 6, 8267.

Ghosh, A., Newman, A. V., Thomas, A. M., & Farmer, G. T. (2008). Interface locking along the subduction megathrust from b-value mapping near Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 35(1).

Godano, C. (2017). A new method for the estimation of the completeness magnitude. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 263, 7-11.

Gong, W., Chen, H., Gao, Y., Li, Q., & Sun, Y. (2024). A test on methods for  $M_c$  estimation and spatial-temporal distribution of b-value in the eastern Tibetan Plateau. *Frontiers in Earth Science*, 12, 1335938.

González-Vidal, D., Moreno, M., Sippl, C., Baez, J. C., Ortega-Culaciati, F., Lange, D., ... & Heit, B. (2023). Relation between oceanic plate structure, patterns of interplate locking and microseismicity in the 1922 Atacama seismic gap. *Geophysical Research Letters*, 50(15), e2023GL103565.

Gulia, L., & Wiemer, S. (2010). The influence of tectonic regimes on the earthquake size distribution: A case study for Italy. *Geophysical Research Letters*, 37(10).

Gulia, L., & Wiemer, S. (2019). Real-time discrimination of earthquake foreshocks and aftershocks. *Nature*, *574*(7777), 193-199.

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological society of America*, *34*(4), 185-188.

Gutscher, M. A. (2002). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, *15*(1), 3-10.

Hayes, G. P., Herman, M. W., Barnhart, W. D., Furlong, K. P., Riquelme, S., Benz, H. M., ... & Samsonov, S. (2014). Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, *512*(7514), 295-298.

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, *362*(6410), 58-61.

Hormazábal, J., Moreno, M., Ortega-Culaciati, F., Báez, J. C., Peña, C., Sippl, C., ... & Yoshioka, S. (2023). Fast relocking and afterslip-seismicity evolution following the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake in Chile. *Scientific Reports*, *13*(1), 19511.

Huang, K., Tang, L., & Feng, W. (2023). Spatiotemporal Distributions of b Values Following the 2019 Mw 7.1 Ridgecrest, California, Earthquake Sequence. *Pure and Applied Geophysics*, *180*(7), 2529-2542.

Jarrin, P., Nocquet, J. M., Rolandone, F., Mora-Páez, H., Mothes, P., & Cisneros, D. (2023). Current motion and deformation of the Nazca Plate: new constraints from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, *232*(2), 842-863.

Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, *94*(3), 341-361.

Kausel, E., & Campos, J. (1992). The Ms= 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the earth and planetary interiors*, *72*(3-4), 220-235.

Lange, D., Rietbrock, A., Haberland, C., Bataille, K., Dahm, T., Tilmann, F., & Flüh, E. R. (2007). Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41.5 S–43.5 S): Implications for controlling parameters. *Geophysical Research Letters*, *34*(6).

Legrand, D., Tassara, A., & Morales, D. (2012). Megathrust asperities and clusters of slab dehydration identified by spatiotemporal characterization of seismicity below the Andean margin. *Geophysical Journal International*, *191*(3), 923-931.

Leyton, F., Pérez, A., Campos, J., Rauld, R., & Kausel, E. (2009). Anomalous seismicity in the lower crust of the Santiago Basin, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *175*(1-2), 17-25.

Li, Y., Chen, X., & Chen, L. (2021). Joint analysis of b-value and apparent stress before the 2011 MW9.0 Tohoku-Oki, Japan earthquake. *Earthquake Science*, *34*(4), 323-333.

Lippiello, E., & Petrillo, G. (2024). b-more-incomplete and b-more-positive: Insights on a robust estimator of magnitude distribution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *129*(2), e2023JB027849.

Lombardi, A. M. (2021). A normalized distance test for co-determining the completeness magnitude and b-value of earthquake catalogs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(3), e2020JB021242.

Madariaga, R. (1998). Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, *10*(1), 221-258.

Méndez Silva, M. D. L. Á. (2023). Caracterización de sismicidad intraplaca de profundidad intermedia en la zona de subducción chilena.

Molina, D., Tassara, A., Abarca, R., Melnick, D., & Madella, A. (2021). Frictional segmentation of the Chilean megathrust from a multivariate analysis of geophysical, geological, and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(6), e2020JB020647.

Morales-Yáñez, C., Bustamante, L., Benavente, R., Sippl, C., & Moreno, M. (2022). B-value variations in the Central Chile seismic gap assessed by a Bayesian transdimensional approach. *Scientific Reports*, *12*(1), 21710.

Nanjo, K. Z., & Yoshida, A. (2018). A b map implying the first eastern rupture of the Nankai Trough earthquakes. *Nature communications*, 9(1), 1117.

Nanjo, K. Z., & Yoshida, A. (2021). Changes in the b value in and around the focal areas of the M 6.9 and M 6.8 earthquakes off the coast of Miyagi prefecture, Japan, in 2021. *Earth, Planets and Space*, 73, 1-10.

Nanjo, K. Z., Hirata, N., Obara, K., & Kasahara, K. (2012). Decade-scale decrease in b value prior to the M9-class 2011 Tohoku and 2004 Sumatra quakes. *Geophysical Research Letters*, 39(20).

Omori F 1894 *J. College Sci. Imperial Univ. Tokyo* 7 111.

Petruccelli, A., Schorlemmer, D., Tormann, T., Rinaldi, A. P., Wiemer, S., Gasperini, P., & Vannucci, G. (2019). The influence of faulting style on the size-distribution of global earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 527, 115791.

Reasenberg, P. (1985). Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5479-5495.

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.

Ruiz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733, 37-56.

Schmittbuhl, J., Karabulut, H., Lengliné, O., & Bouchon, M. (2016). Seismicity distribution and locking depth along the M ain M armara F ault, T urkey. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(3), 954-965.

Scholz, C. H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America*, 58(1), 399-415.

Scholz, C. H. (2015). On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1399-1402.

Schorlemmer, D., Wiemer, S., & Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058), 539-542.

Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., ... & Vilotte, J. P. (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, 512(7514), 299-302.

Senatorski, P. (2020). Gutenberg–Richter's b value and earthquake asperity models. *Pure and applied Geophysics*, 177(5), 1891-1905.

Sipl, C., Schurr, B., Münchmeyer, J., Barrientos, S., & Oncken, O. (2023). The Northern Chile forearc constrained by 15 years of permanent seismic monitoring. *Journal of South American Earth Sciences*, 126, 104326.

Sobiesiak, M., Meyer, U., Schmidt, S., Götze, H. J., & Krawczyk, C. M. (2007). Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B12).

Soto, H., Sippl, C., Schurr, B., Kummerow, J., Asch, G., Tilmann, F., ... & Oncken, O. (2019). Probing the northern Chile megathrust with seismicity: The 2014 M8. 1 Iquique earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(12), 12935-12954.

Srivastava, K., Rani, S., & Srinagesh, D. (2015). A review of b-value imaging and fractal dimension studies in the Andaman Sumatra subduction. *Natural Hazards*, 77, 97-107.

Sun, P., Li, M., Guo, C., & Wei, D. (2024). The relationship between GRACE gravity and the seismic b-value: a case study of the Northern Chile Triple Junction (25° S–40° S). *Geophysical Journal International*, 237(3), 1575-1608.

Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).

Tassara, A., Soto, H., Bedford, J., Moreno, M., & Baez, J. C. (2016). Contrasting amount of fluids along the megathrust ruptured by the 2010 Maule earthquake as revealed by a combined analysis of aftershocks and afterslip. *Tectonophysics*, *671*, 95-109.

Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., ... & Dahm, T. (2016). The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake?. *Geophysical Research Letters*, *43*(2), 574-583.

Tormann, T., Enescu, B., Woessner, J., & Wiemer, S. (2015). Randomness of megathrust earthquakes implied by rapid stress recovery after the Japan earthquake. *Nature Geoscience*, *8*(2), 152-158.

Tormann, T., Wiemer, S., & Mignan, A. (2014). Systematic survey of high-resolution b value imaging along Californian faults: Inference on asperities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(3), 2029-2054.

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge university press.

van der Elst, N. J. (2021). B-positive: A robust estimator of aftershock magnitude distribution in transiently incomplete catalogs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(2), e2020JB021027.

Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J. C., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *175*(1-2), 86-95.

Wiemer, S., & Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B7), 15115-15128.

Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. In *Advances in geophysics* (Vol. 45, pp. 259-V). Elsevier.

Woessner, J., & Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *95*(2), 684-698.

Yi-Lei, H. U. A. N. G., Shi-Yong, Z. H. O. U., & Jian-Cang, Z. H. U. A. N. G. (2016). Numerical tests on catalog-based methods to estimate magnitude of completeness. *Chinese Journal of Geophysics*, 59(3), 266-275.

Zhou, Y., Zhou, S., & Zhuang, J. (2018). A test on methods for MC estimation based on earthquake catalog. *Earth and Planetary Physics*, 2(2), 150-162.



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



## **ANEXOS**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Favio Enrique Cárcamo Guzmán.**

**Profesor Guía** : Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

**Profesor Co-Guía** : Dra. Catalina Patricia Morales Yáñez

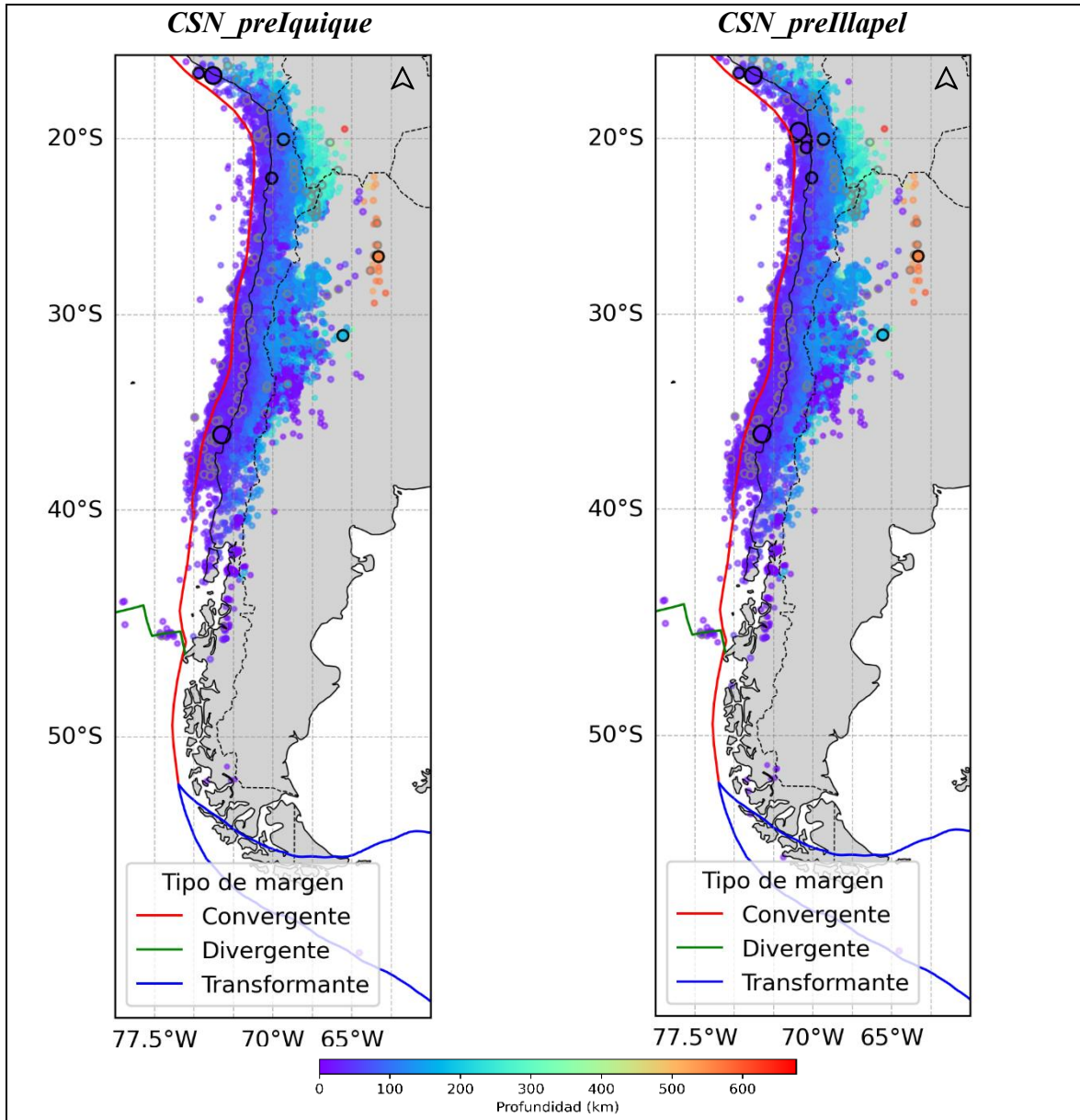
**Profesores Comisión** : Dr. Mauricio Espinoza Vargas

**Concepción, 2025.**

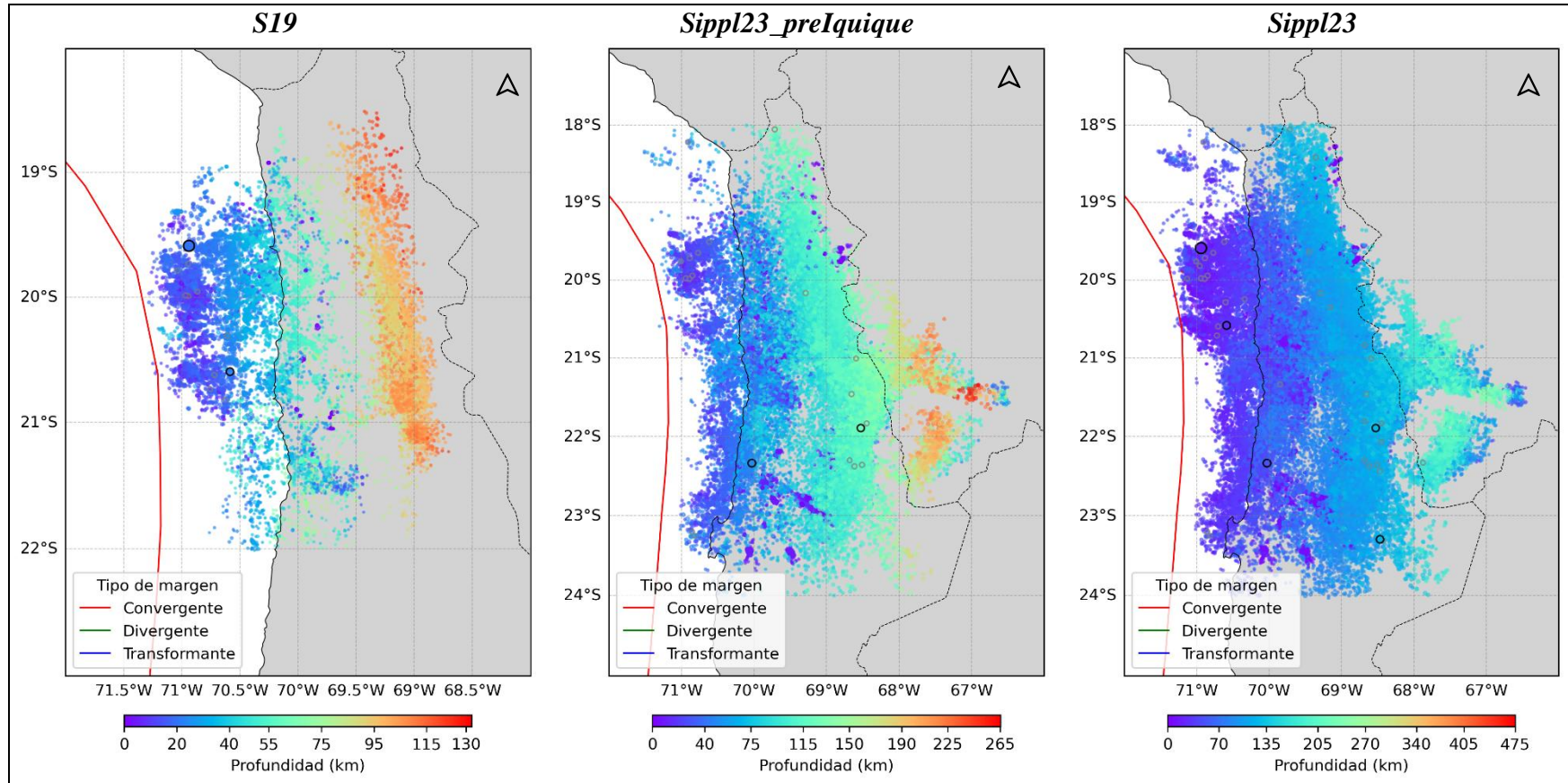
## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo</b>		<b>Página</b>
<b>A</b>	<b>MAPAS DE SISMICIDAD DE LOS CATÁLOGOS .....</b>	<b>77</b>
<b>B</b>	<b>MAPAS DE DENSIDAD SÍSMICA DE LOS CATÁLOGOS .....</b>	<b>83</b>
<b>C</b>	<b>MAPAS DE MAGNITUD DE COMPLETITUD DE LOS CATÁLOGOS ....</b>	<b>87</b>
<b>D</b>	<b>MAPAS DE <i>B-VALUE</i> DE LOS CATÁLOGOS .....</b>	<b>91</b>

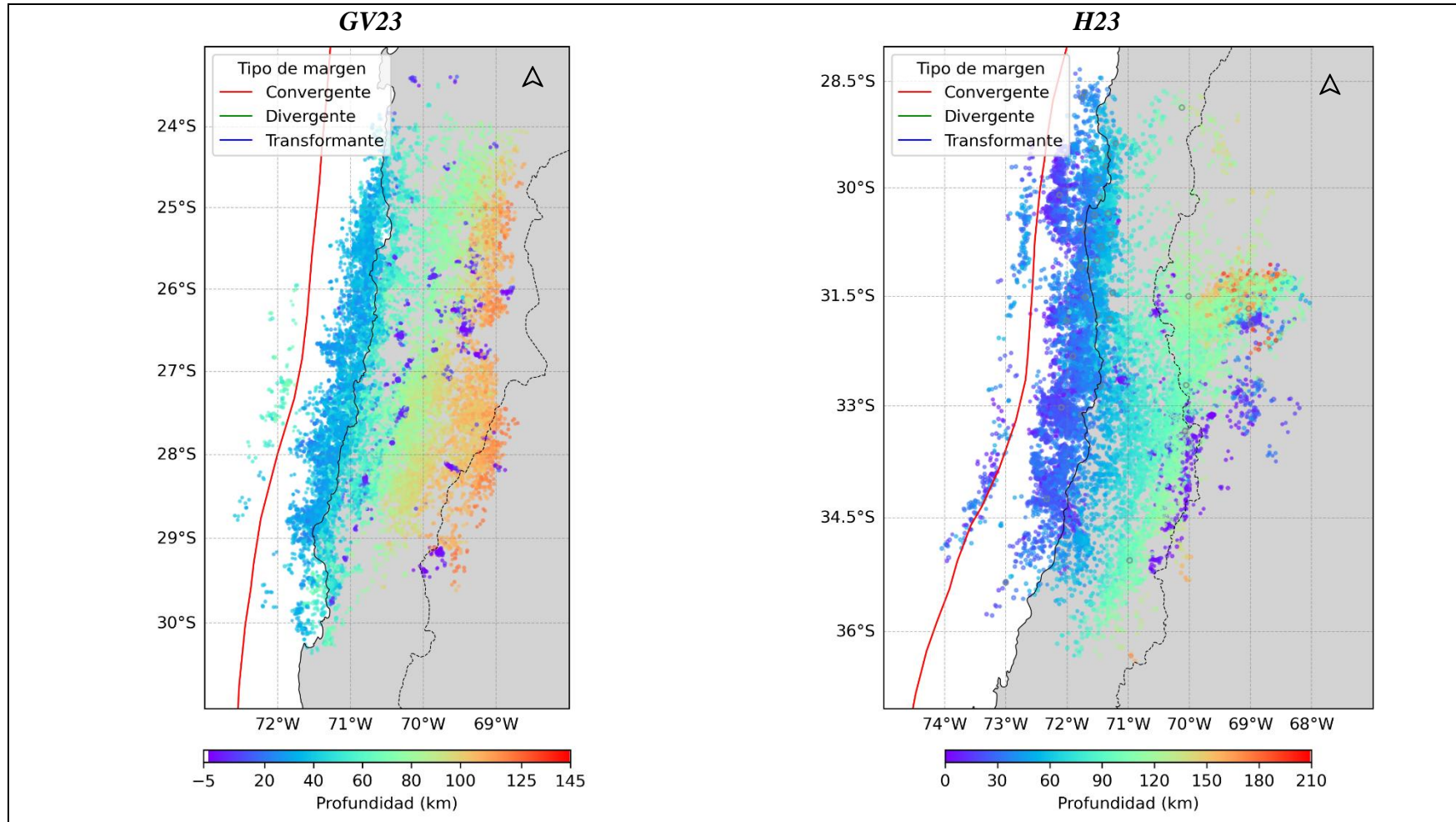
## A. MAPAS DE SISMICIDAD DE LOS CATÁLOGOS



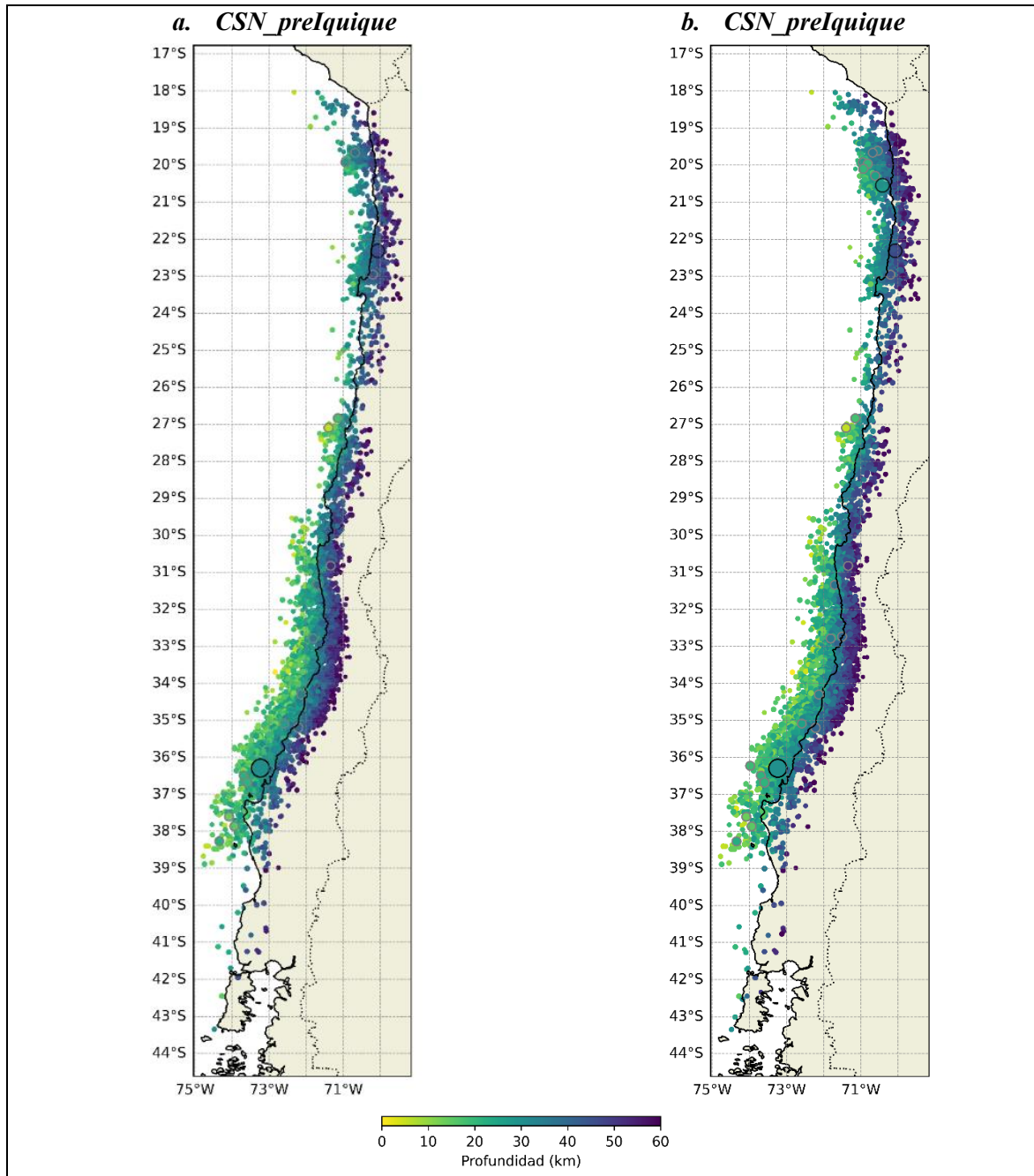
**Figura A.1:** Mapa de sismos del catálogo *CSN\_preIquique* y *CSN\_preIllapel*. En la figura se puede observar a la izquierda el mapa *CSN\_preIquique* y a la izquierda el mapa *CSN\_preIllapel*. Los sismos están representados con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris corresponden a magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro representan magnitudes mayores a 7. La línea roja indica la trinchera, que representa el contacto principal entre la placa oceánica y la continental; la línea verde marca la dorsal oceánica; la línea azul representa un contacto transformante. La línea negra continua señala el borde costero, la línea negra segmentada indica la frontera internacional y en gris el continente.



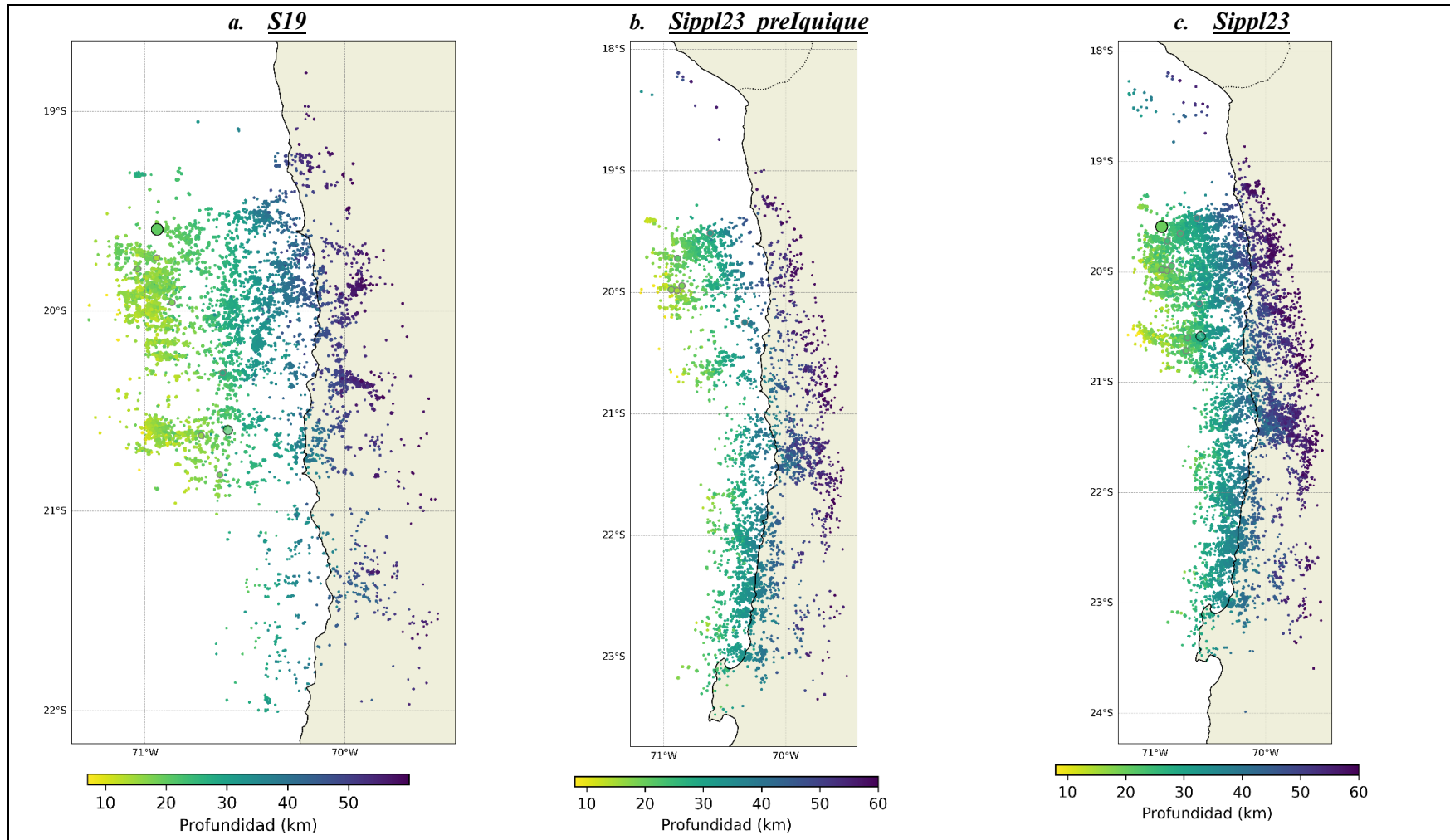
**Figura A.2:** Mapa de sismos del catálogo S19, Sippl23\_preIquique y Sippl23. En la figura se puede observar el mapa del catálogo S19 a la izquierda, al centro el mapa del catálogo Sippl23\_preIquique y a la derecha el mapa del catálogo Sippl23. Los sismos están representados con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris corresponden a magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro representan magnitudes mayores a 7. La línea roja indica la trinchera, que representa el contacto principal entre la placa oceánica y la continental; la línea verde marca la dorsal oceánica; la línea azul representa un contacto transformante. La línea negra continua señala el borde costero, la línea negra segmentada indica la frontera internacional y en gris el continente.



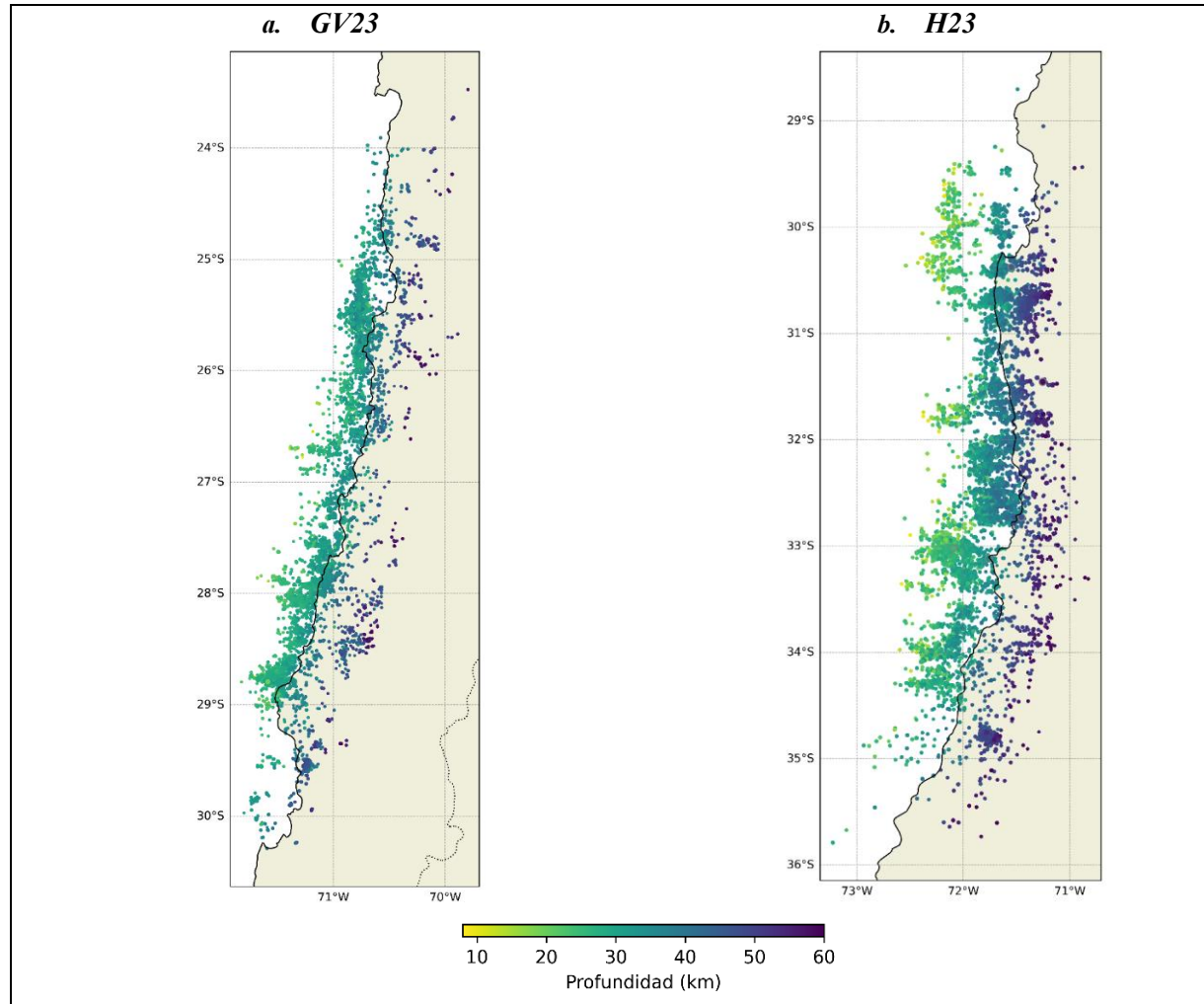
**Figura A.3: Mapa de sismos del catálogo GV23 y H23.** En la figura se puede observar el mapa del catálogo GV23 a la izquierda y a la derecha el mapa del catálogo H23. Los sismos están representados con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris corresponden a magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro representan magnitudes mayores a 7. La línea roja indica la trinchera, que representa el contacto principal entre la placa oceánica y la continental; la línea verde marca la dorsal oceánica; la línea azul representa un contacto transformante. La línea negra continua señala el borde costero, la línea negra segmentada indica la frontera internacional y en gris el continente.



**Figura A.4:** Mapas de sismos interplaca del catálogo CSN\_preIquique y CSN\_preIquique. El panel *a* muestra los sismos del catálogo completo del CSN\_preIquique (11.551 sismos), que luego de la desclusterización quedó con 8.793 sismos. Por otra parte, el panel *b* muestra los sismos del catálogo completo del CSN\_preIquique (13.542 sismos), que luego de la desclusterización quedaron en 10.033 eventos. Los sismos se representan con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris indican magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro corresponden a magnitudes mayores a 7. La línea negra continua marca el borde costero, la línea negra segmentada delimita la frontera internacional, y el continente se representa en amarillo claro.

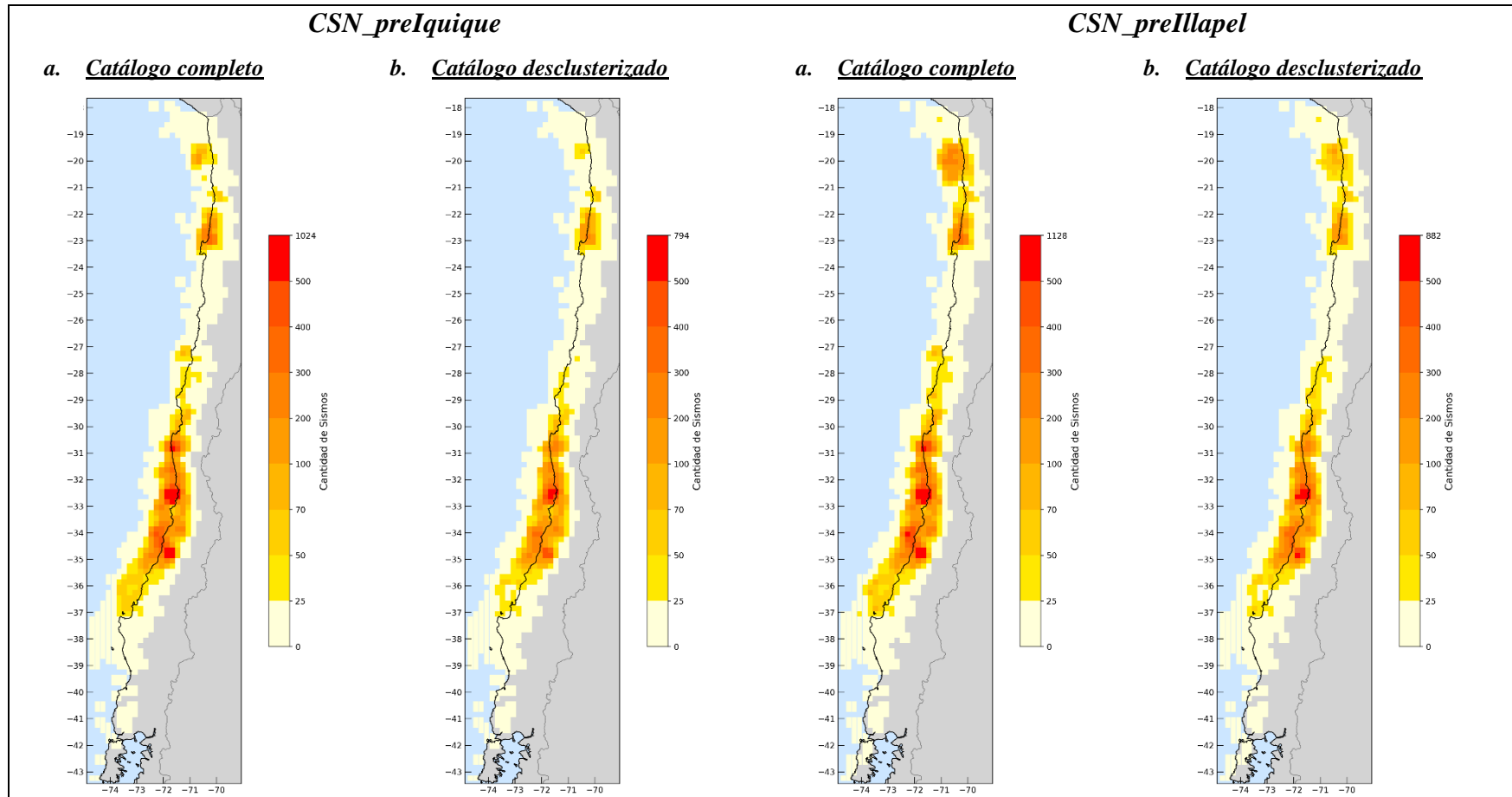


**Figura A.5: Mapas de sismos interplaca de los catálogos S19, Sippl23\_preIquique y Sippl23.** El panel *a* muestra los sismos del catálogo completo de S19 (7.725 sismos, reducido a 2.612 tras la desclusterización), el panel *b* los sismos del catálogo Sippl23\_preIquique (5.834 sismos, reducido a 4.467) y el panel *c* los sismos del catálogo Sippl23 (13.743 sismos, reducido a 10.326). Los sismos se representan con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris indican magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro corresponden a magnitudes mayores a 7. La línea negra continua marca el borde costero, la línea negra segmentada delimita la frontera internacional, y el continente se representa en amarillo claro.

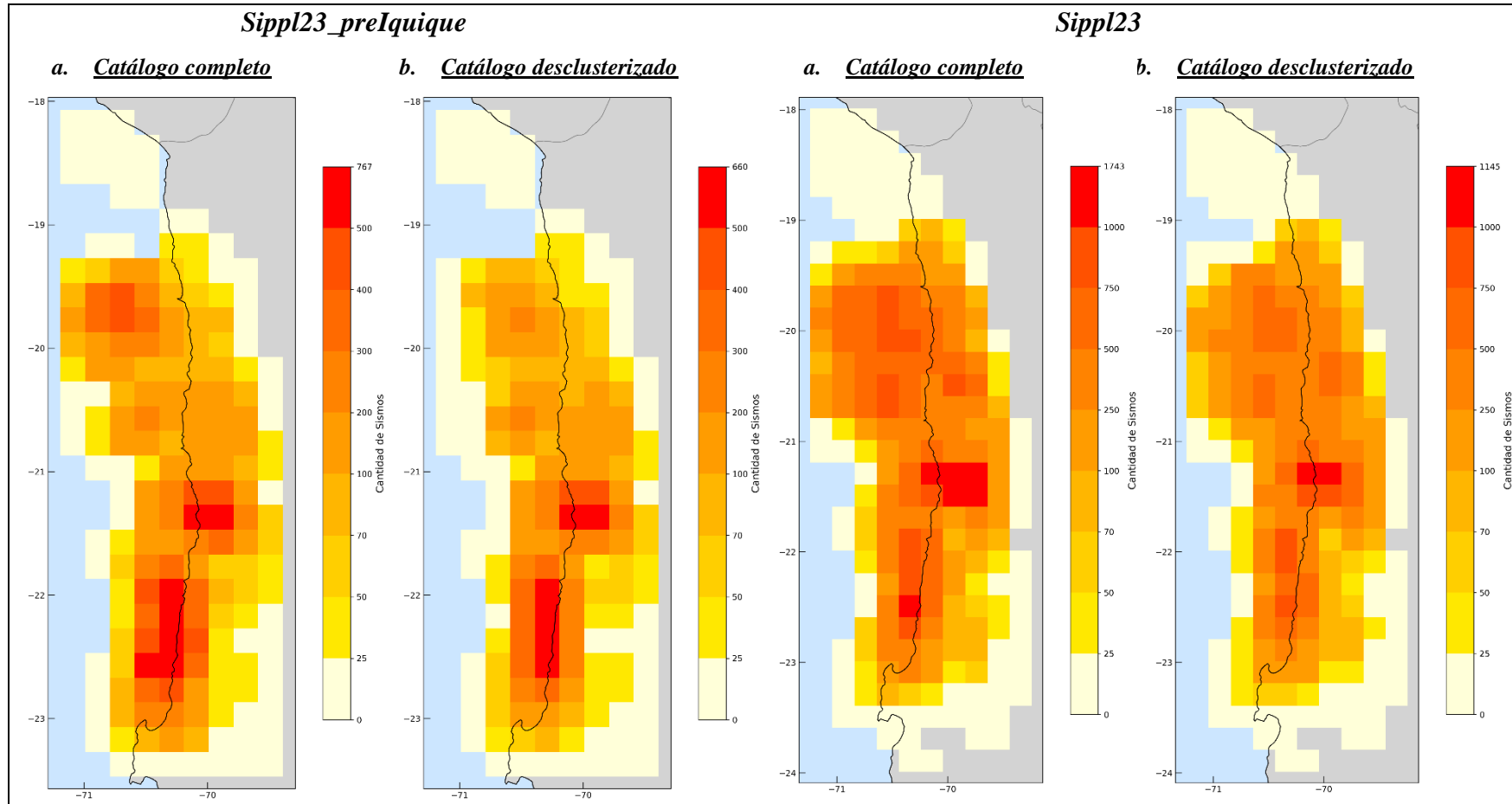


**Figura A.6: Mapas de sismos interplaca del catálogo GV23 y H23.** El panel *a* muestra los sismos del catálogo completo de GV23 (9.229 sismos, reducido a 5.936 tras la desclusterización) y el panel *b* muestra los sismos del catálogo H23 (7.406 sismos, reducidos a 5.259 sismos tras la desclusterización). Los sismos se representan con variaciones de color según su profundidad y de tamaño según su magnitud. Los eventos con borde gris indican magnitudes locales entre 6 y 7, mientras que los de borde negro corresponden a magnitudes mayores a 7. La línea negra continua marca el borde costero, la línea negra segmentada delimita la frontera internacional, y el continente se representa en amarillo claro.

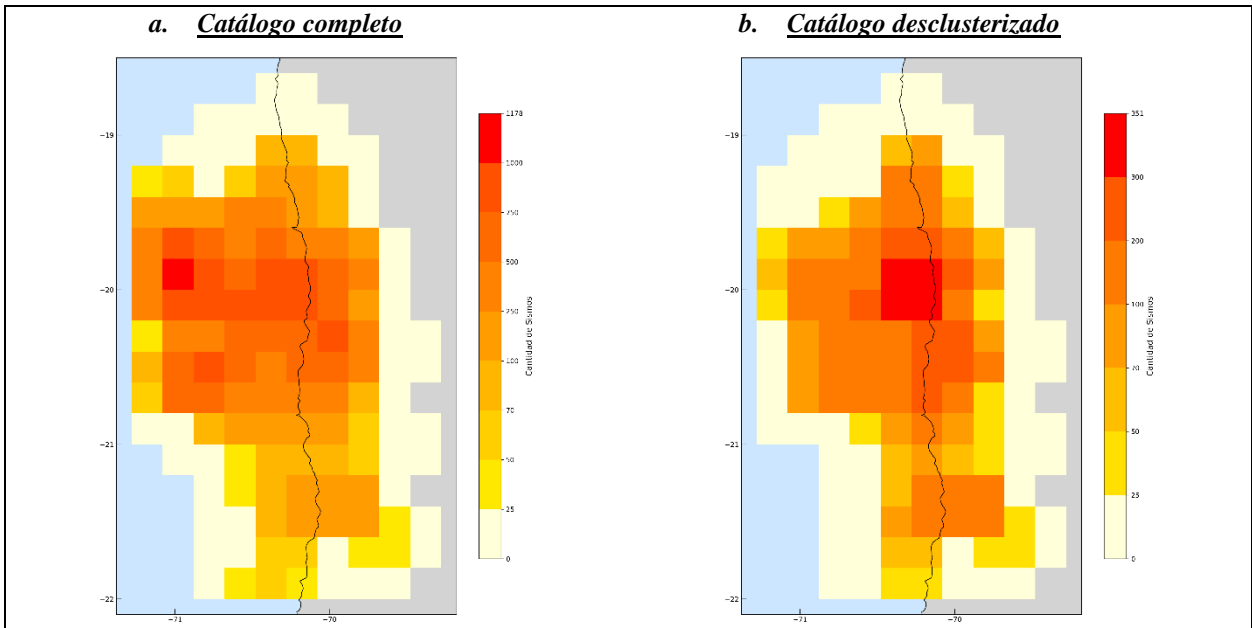
## B. MAPAS DE DENSIDAD SÍSMICA DE LOS CATÁLOGOS



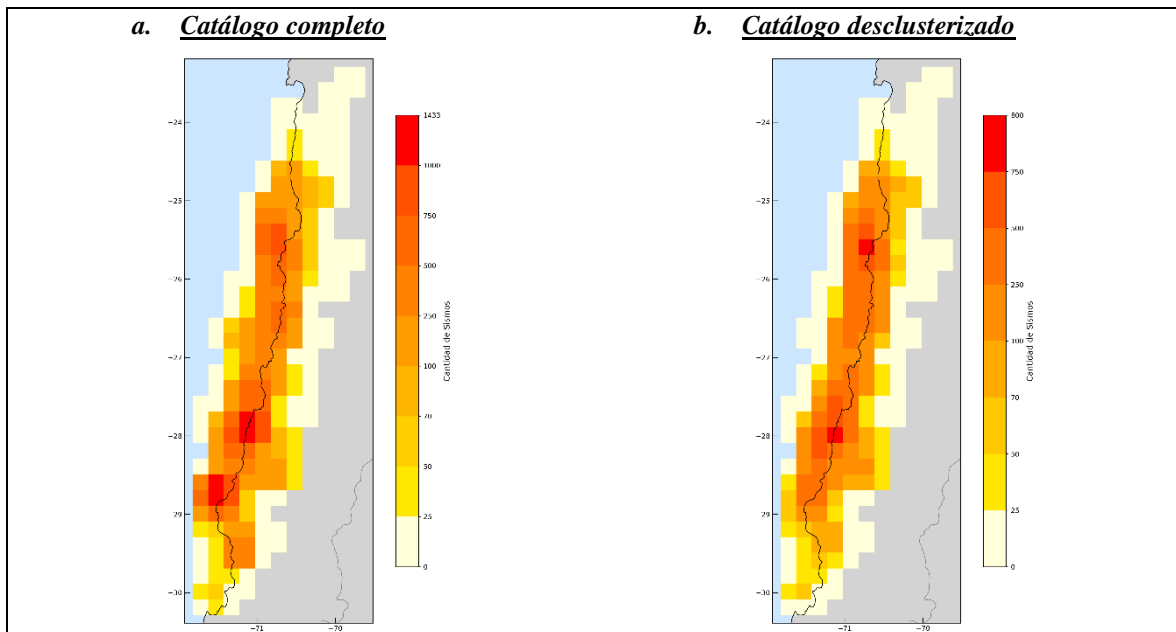
**Figura B.1:** Mapas de densidad sísmica interplaca del catálogo CSN\_preIquique y CSN\_preIllapel obtenidos mediante muestreo por celdas. El panel *a* muestra los resultados de la densidad sísmica para el catálogo completo, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado. Los colores indican la cantidad de sismos registrados en cada celda, considerando que las celdas pueden compartir eventos debido al traslape. La línea negra continua representa el borde costero, y la línea gris indica la frontera internacional, en celeste el océano y en gris el continente.



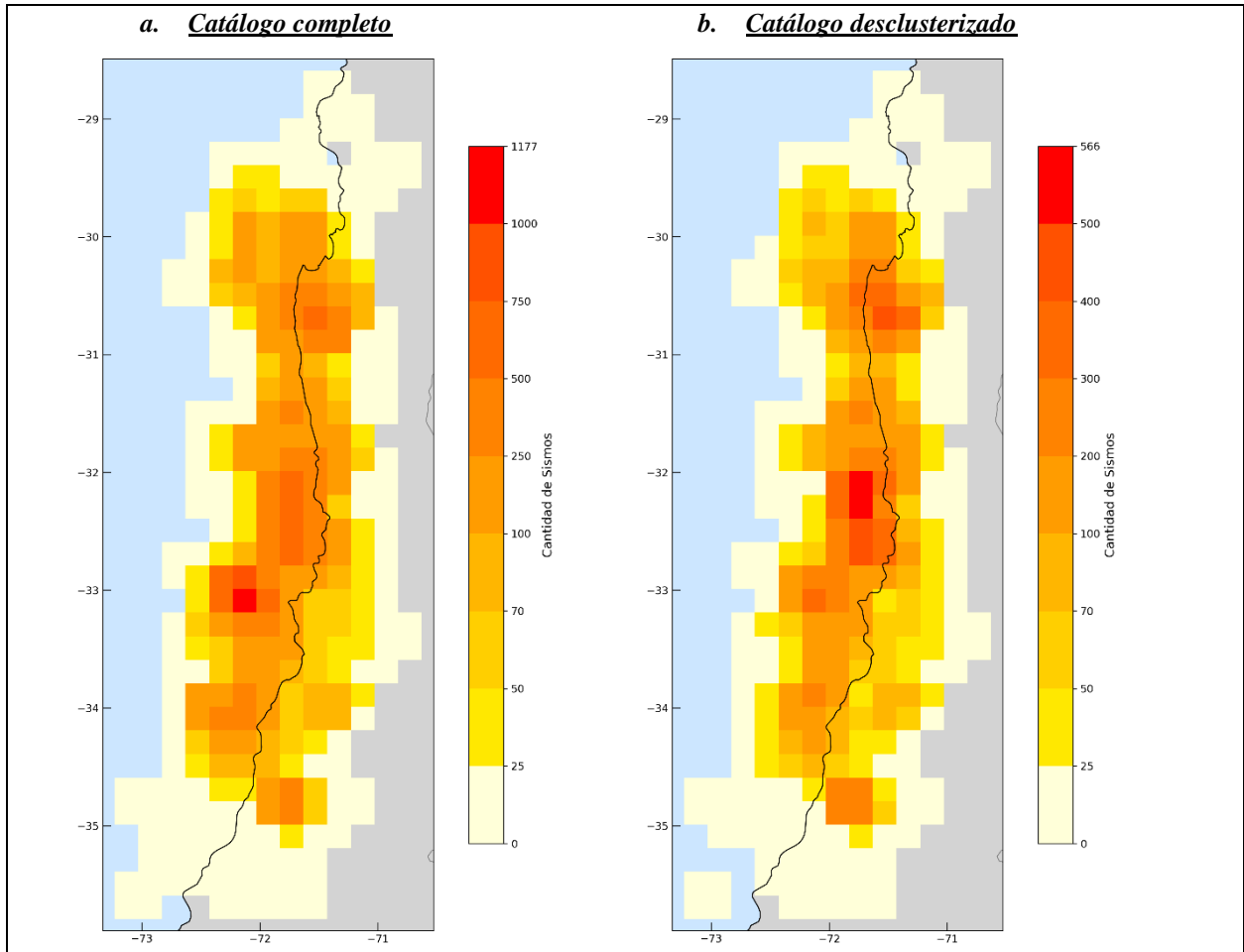
**Figura B.2:** Mapas de densidad sísmica interplaca del catálogo Sipl23\_preIquique obtenidos mediante muestreo por celdas. El panel a muestra los resultados de la densidad sísmica para el catálogo completo, mientras que el panel b corresponde al catálogo desclusterizado. Los colores indican la cantidad de sismos registrados en cada celda, considerando que las celdas pueden compartir eventos debido al traslape. La línea negra continua representa el borde costero, y la línea gris indica la frontera internacional, en celeste el océano y en gris el continente.



**Figura B.3:** Mapas de densidad sísmica interplaca del catálogo S19 obtenidos mediante muestreo por celdas. El panel *a* muestra los resultados de la densidad sísmica para el catálogo completo, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado. Los colores indican la cantidad de sismos registrados en cada celda, considerando que las celdas pueden compartir eventos debido al traslape. La línea negra continua representa el borde costero, y la línea gris indica la frontera internacional, en celeste el océano y en gris el continente.

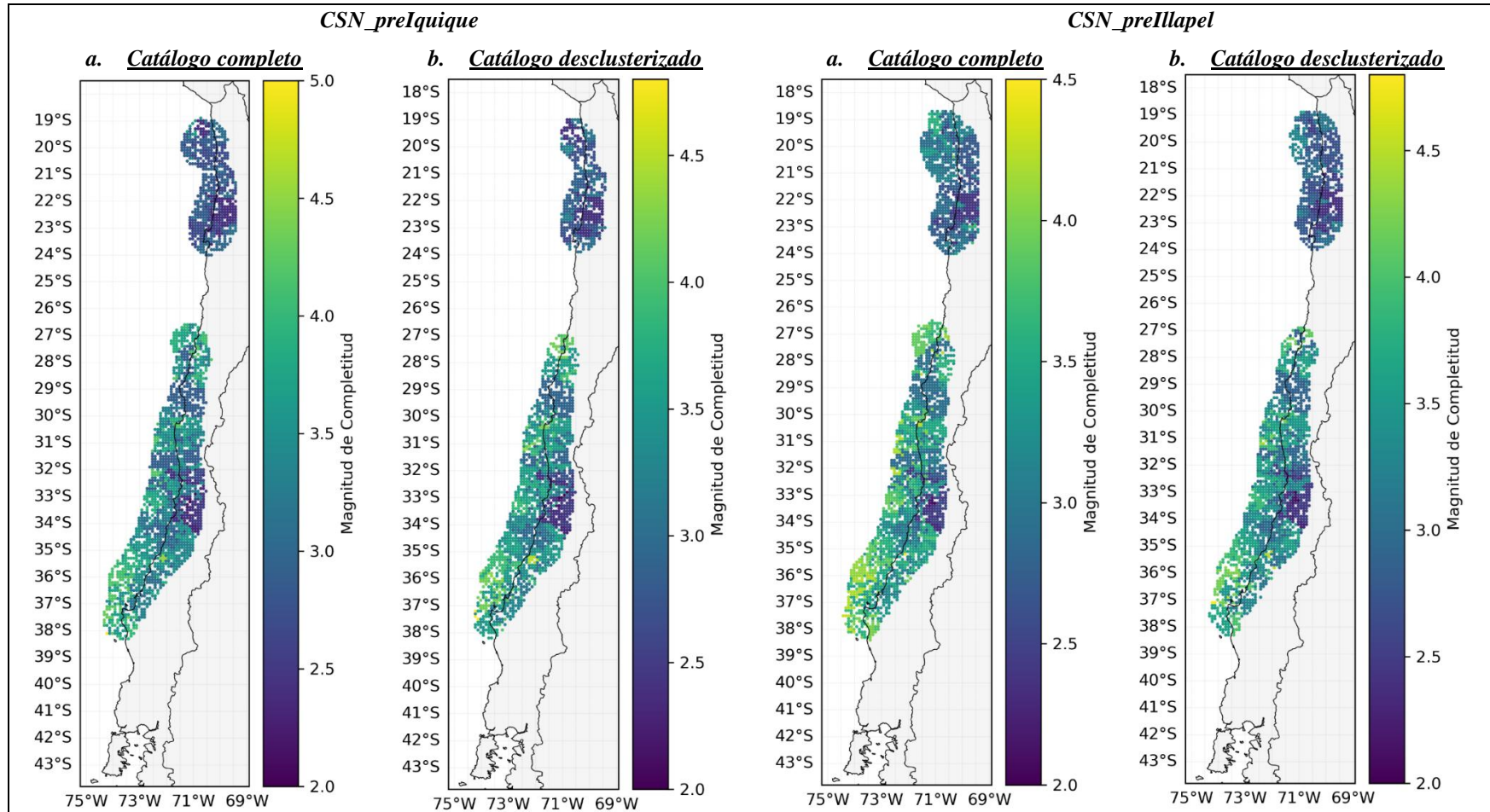


**Figura B.4:** Mapas de densidad sísmica interplaca del catálogo GV23 obtenidos mediante muestreo por celdas. El panel *a* muestra los resultados de la densidad sísmica para el catálogo completo, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado. Los colores indican la cantidad de sismos registrados en cada celda, considerando que las celdas pueden compartir eventos debido al traslape. La línea negra continua representa el borde costero, y la línea gris indica la frontera internacional, en celeste el océano y en gris el continente.

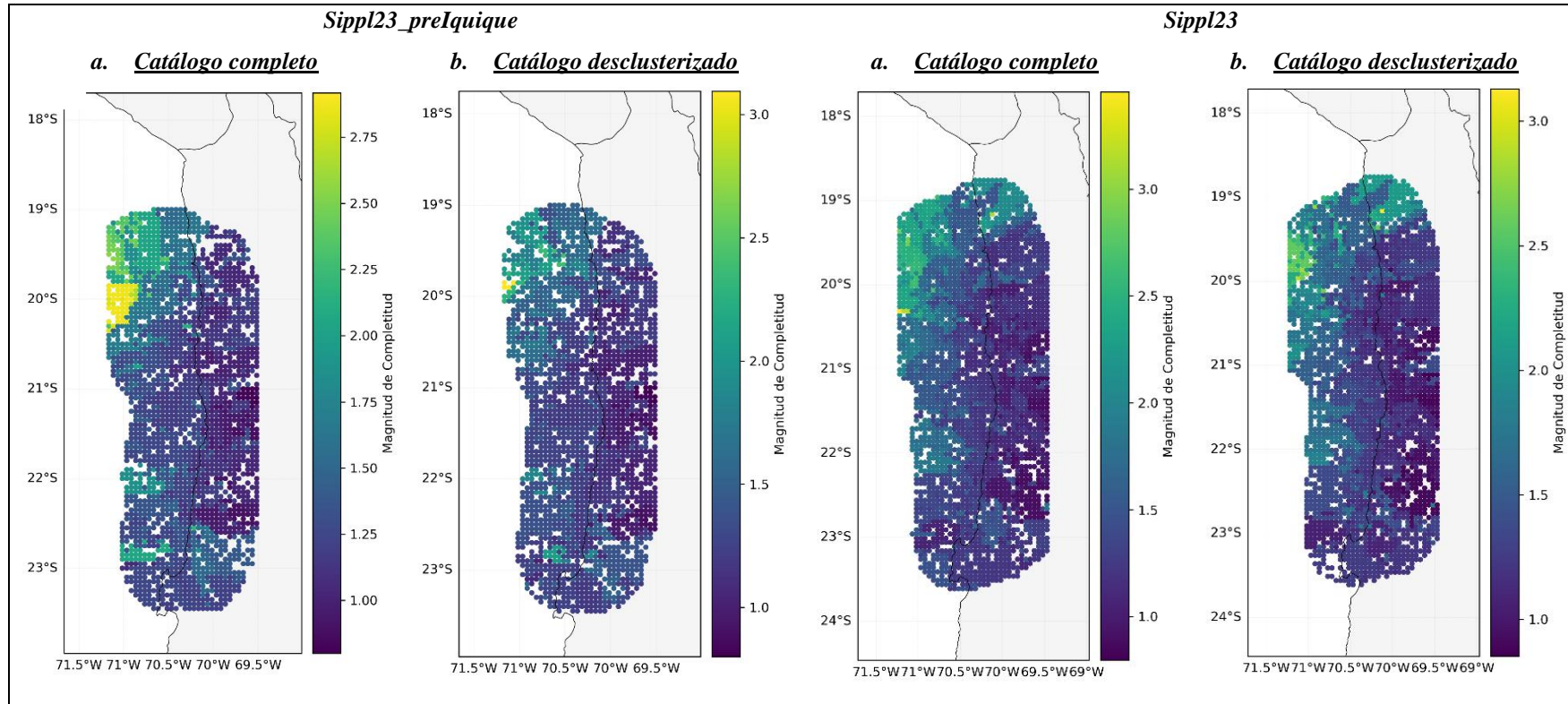


**Figura B.5: Mapas de densidad sísmica interplaca del catálogo H23 obtenidos mediante muestreo por celdas.** El panel *a* muestra los resultados de la densidad sísmica para el catálogo completo, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado. Los colores indican la cantidad de sismos registrados en cada celda, considerando que las celdas pueden compartir eventos debido al traslape. La línea negra continua representa el borde costero, y la línea gris indica la frontera internacional, en celeste el océano y en gris el continente.

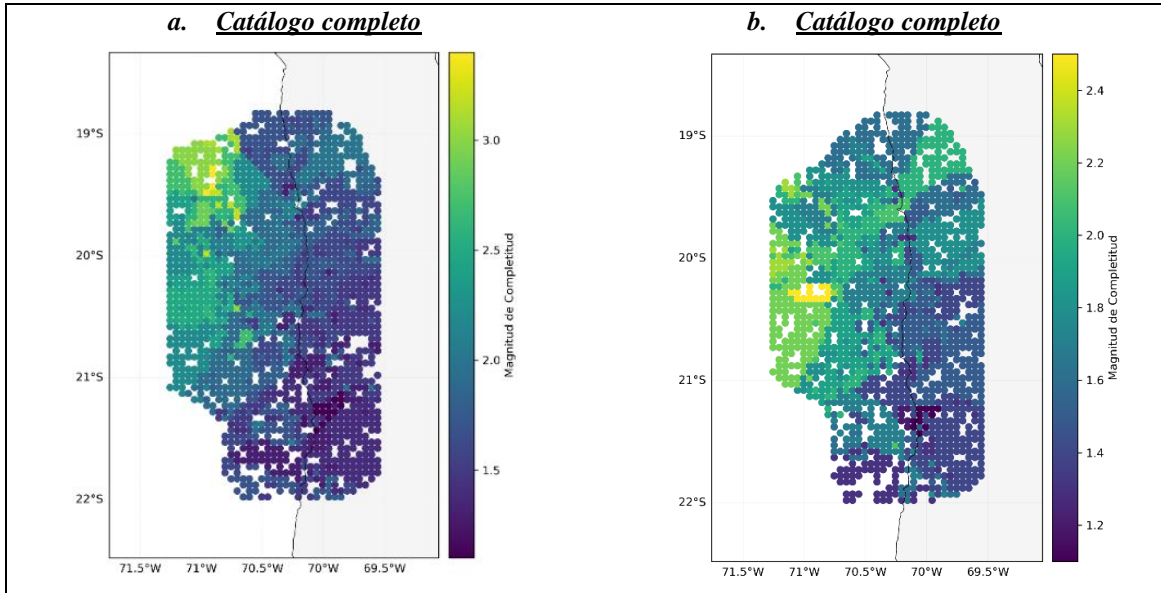
### C. MAPAS DE MAGNITUD DE COMPLETITUD DE LOS CATÁLOGOS



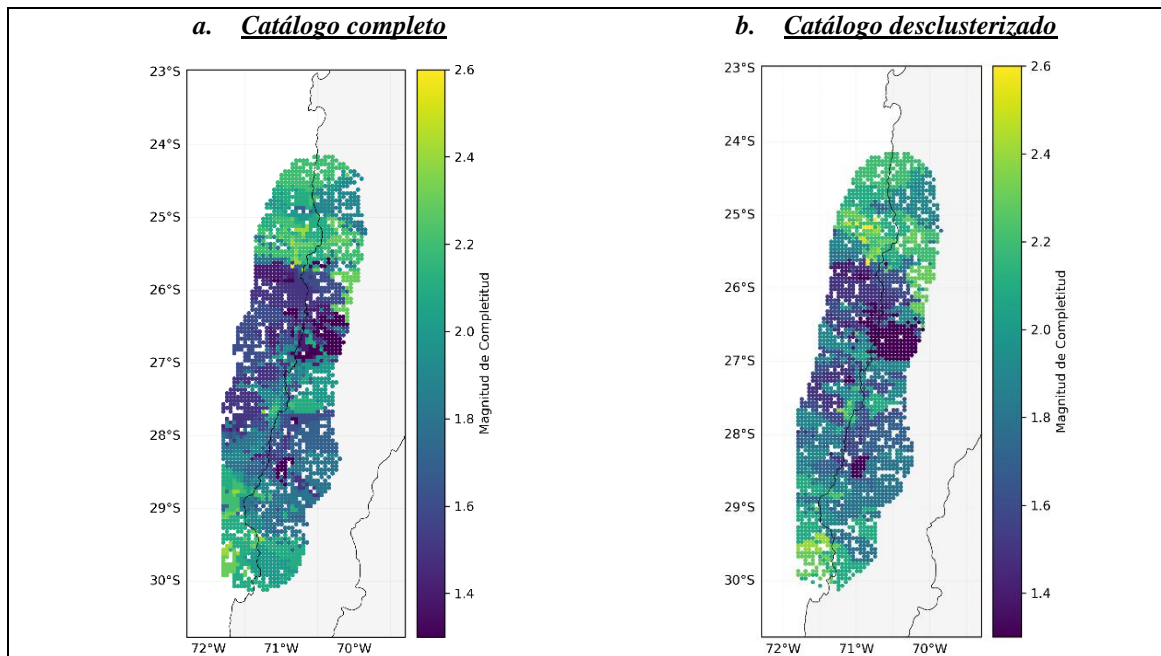
**Figura C.1:** Mapas de magnitud de completitud de los catálogos CSN\_preIquique y CSN\_preIllapel, calculados mediante el muestreo por nodos. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para los catálogos completos, mientras que el panel *b* corresponde a los catálogos desclusterizados. Las magnitudes de completitud obtenidas mediante el método MMAXC se representan en una escala de colores que varía de azul (baja magnitud de completitud) a amarillo (alta magnitud de completitud). La línea negra indica tanto el borde costero como la frontera internacional.



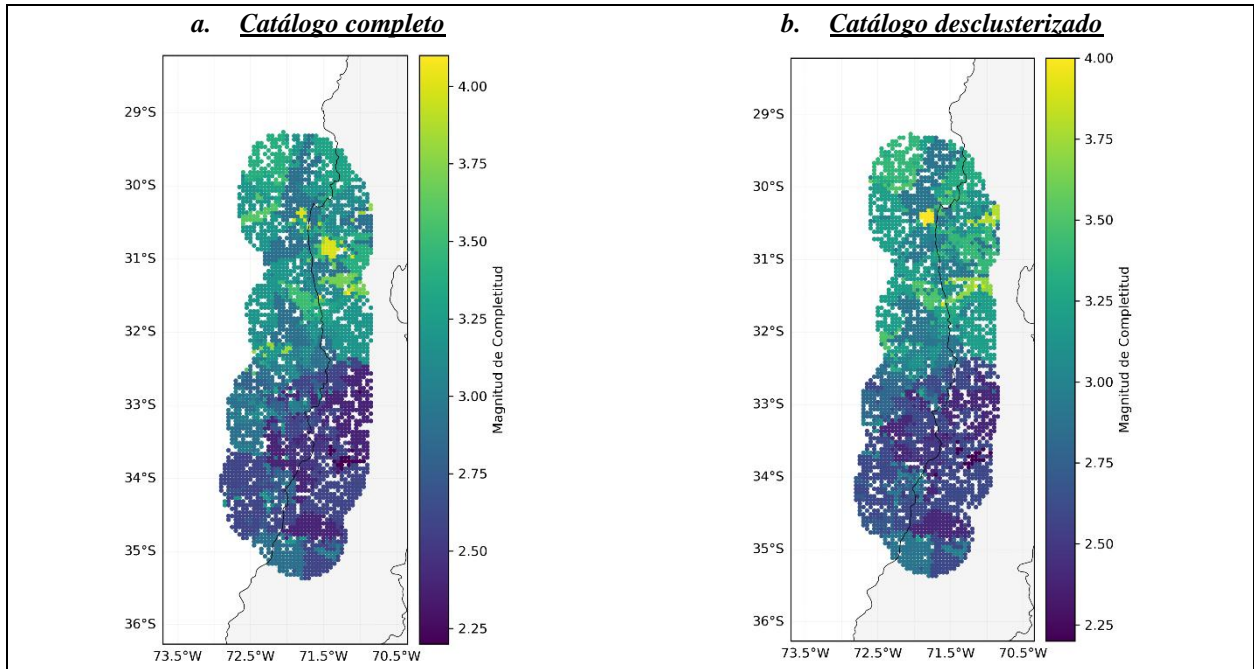
**Figura C.2:** Mapa de magnitud de completitud del catálogo Sipl23\_preIquique y Sipl23, usando el muestreo por nodos. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para los catálogos completos, mientras que el panel *b* corresponde a los catálogos desclusterizados. Las magnitudes de completitud obtenidas mediante el método MMAXC se representan en una escala de colores que varía de azul (baja magnitud de completitud) a amarillo (alta magnitud de completitud). La línea negra indica tanto el borde costero como la frontera internacional.



**Figura C.3:** Mapa de magnitud de completitud del catálogo S19, usando el muestreo por nodos. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para el catálogo completo del S19, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado del S19, magnitudes obtenidas por el método de MMAXC con una proximidad máxima al *slab* de 7,5 km.

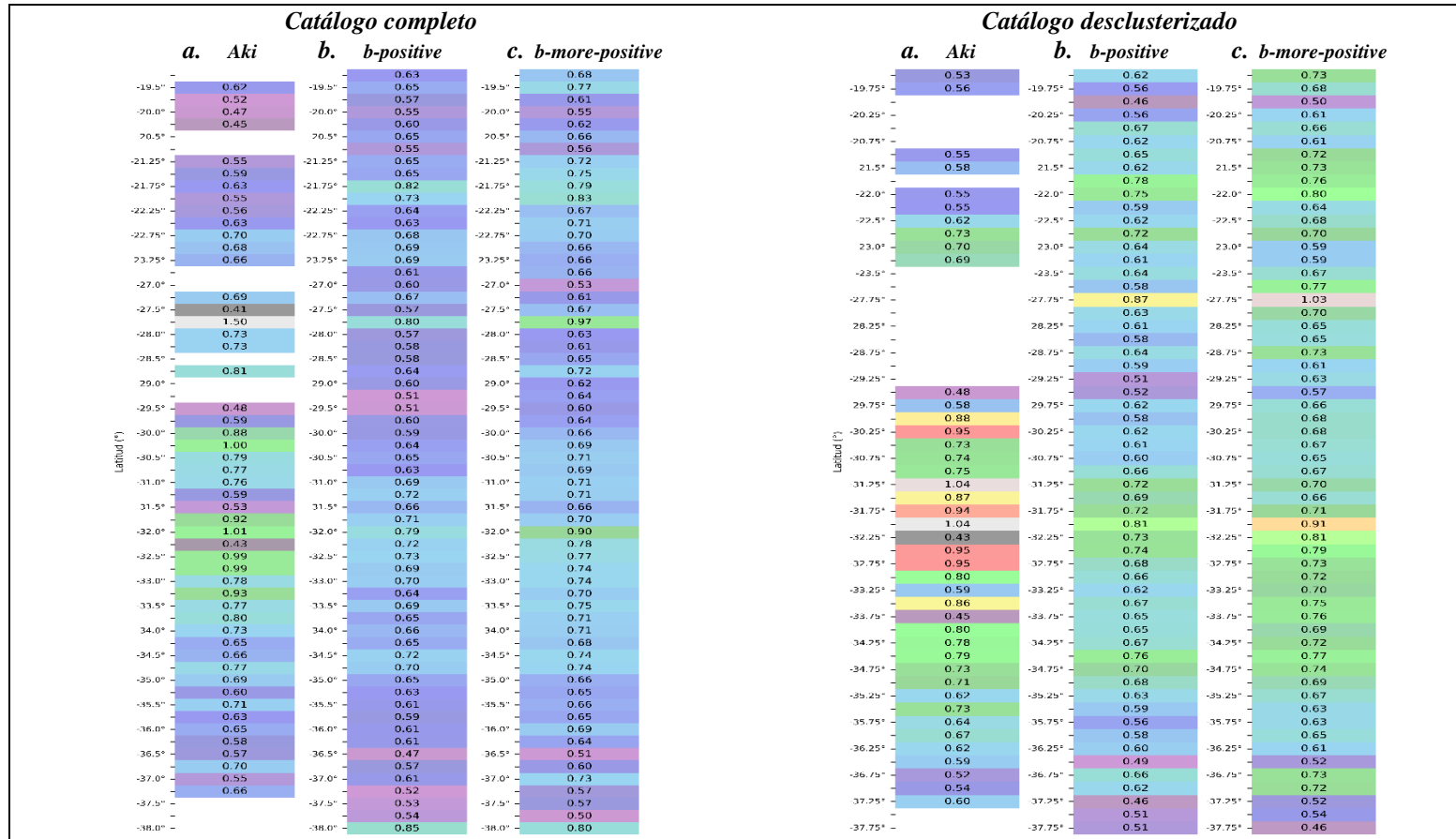


**Figura C.4:** Mapa de magnitud de completitud del catálogo GV23, usando el muestreo por nodos. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para el catálogo completo del GV23, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado del GV23, magnitudes obtenidas por el método de MMAXC con una proximidad máxima al *slab* de 10 km.



**Figura C.5:** Mapa de magnitud de completitud del catálogo H23, usando el muestreo por nodos. El panel *a* muestra la magnitud de completitud para el catálogo completo del H23, mientras que el panel *b* corresponde al catálogo desclusterizado del H23, magnitudes obtenidas por el método de MMAXC con una proximidad máxima al *slab* de 10 km.

## D. MAPAS DE *B-VALUE* DE LOS CATÁLOGOS



**Figura D.1:** Sección *b-value* del catálogo completo y desclusterizado CSN\_preIquique, usando el muestreo latitudinal. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el panel *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el panel *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el panel *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los valores proyectados en la imagen son el valor de *b* y su desviación estándar. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos.

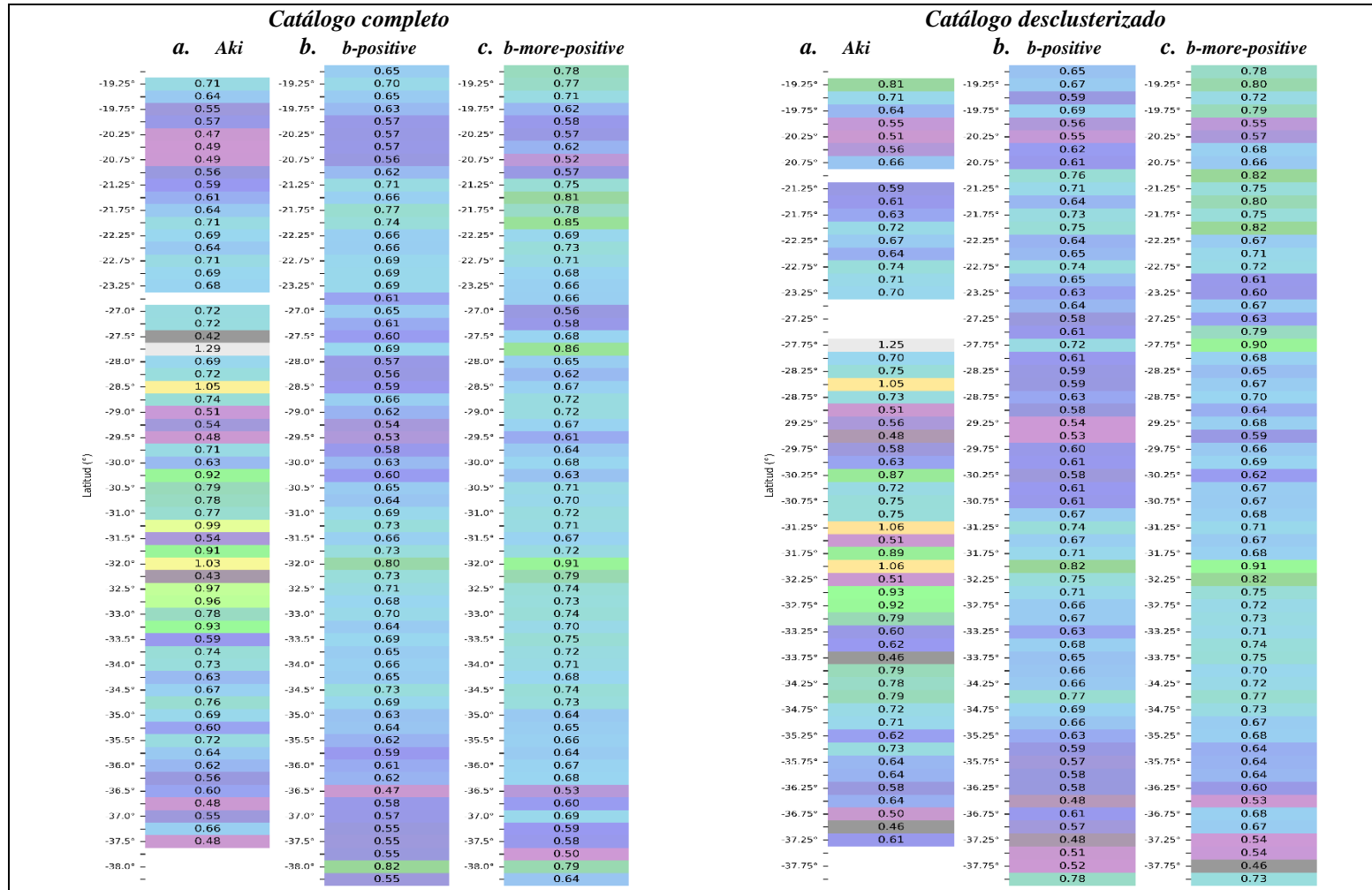
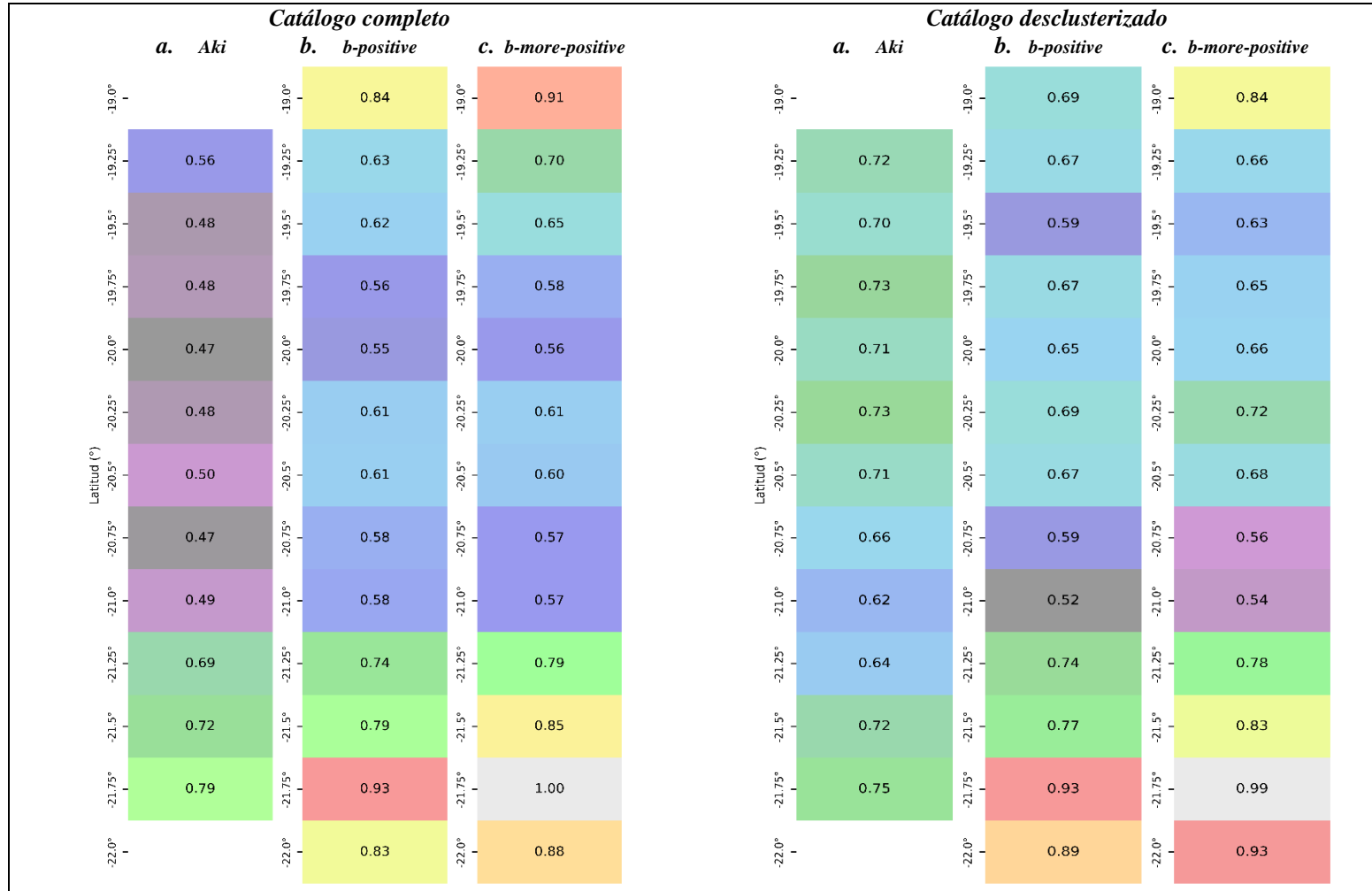
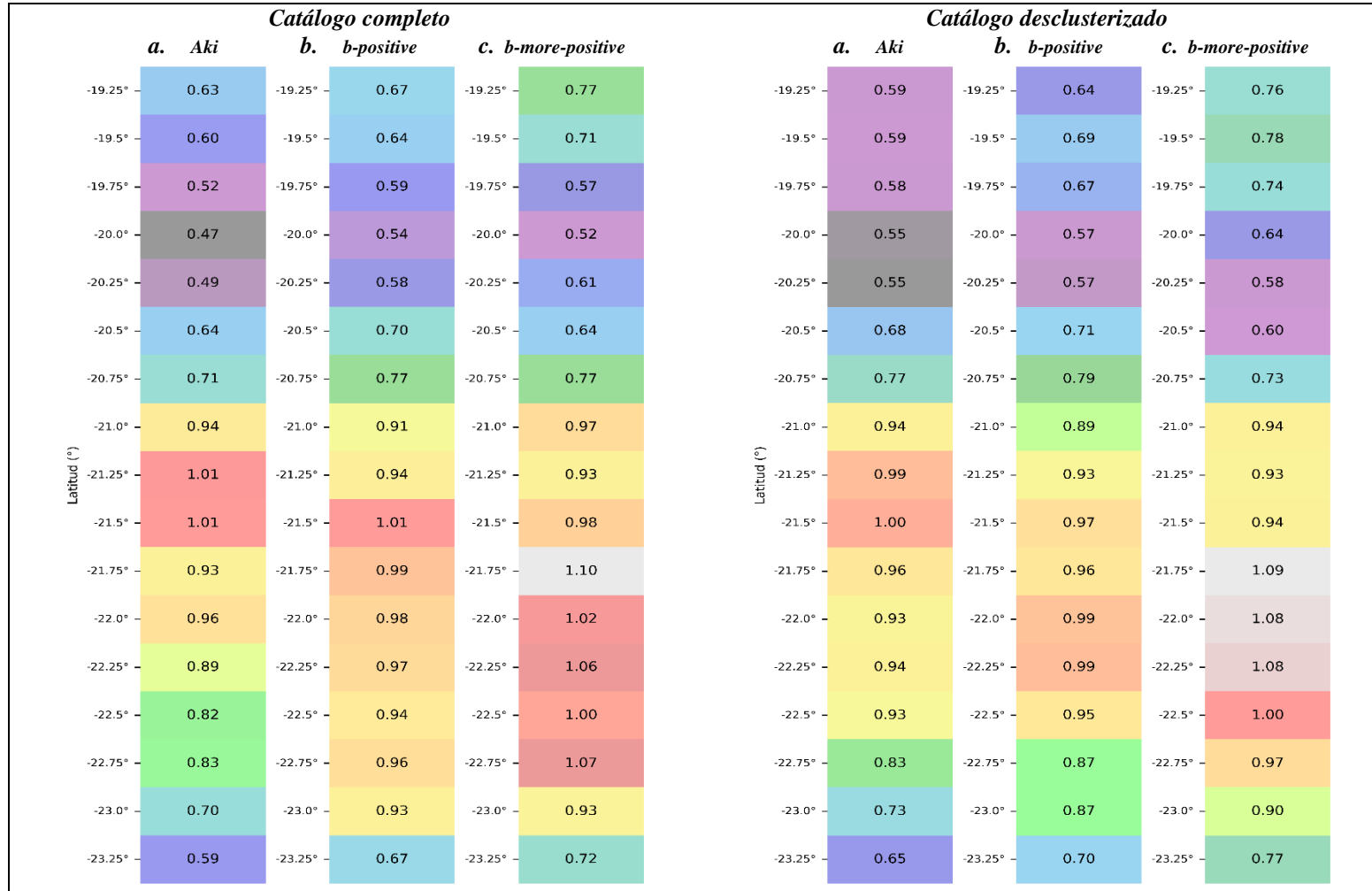


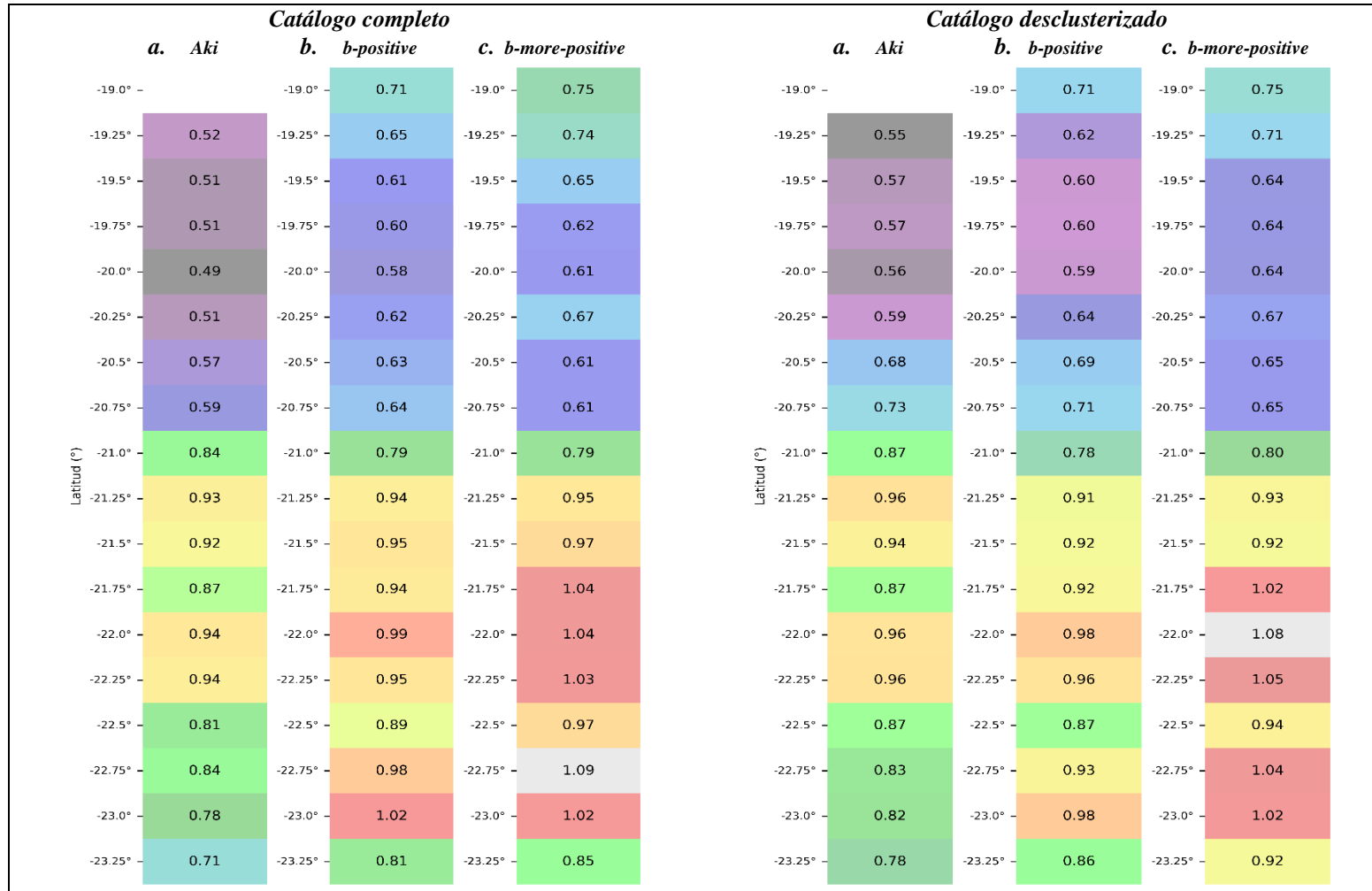
Figura D.2: Sección *b-value* del catálogo completo y desclusterizado CSN\_prellapel, usando el muestreo latitudinal. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el panel *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el panel *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el panel *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los valores proyectados en la imagen son el valor de *b* y su desviación estándar. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



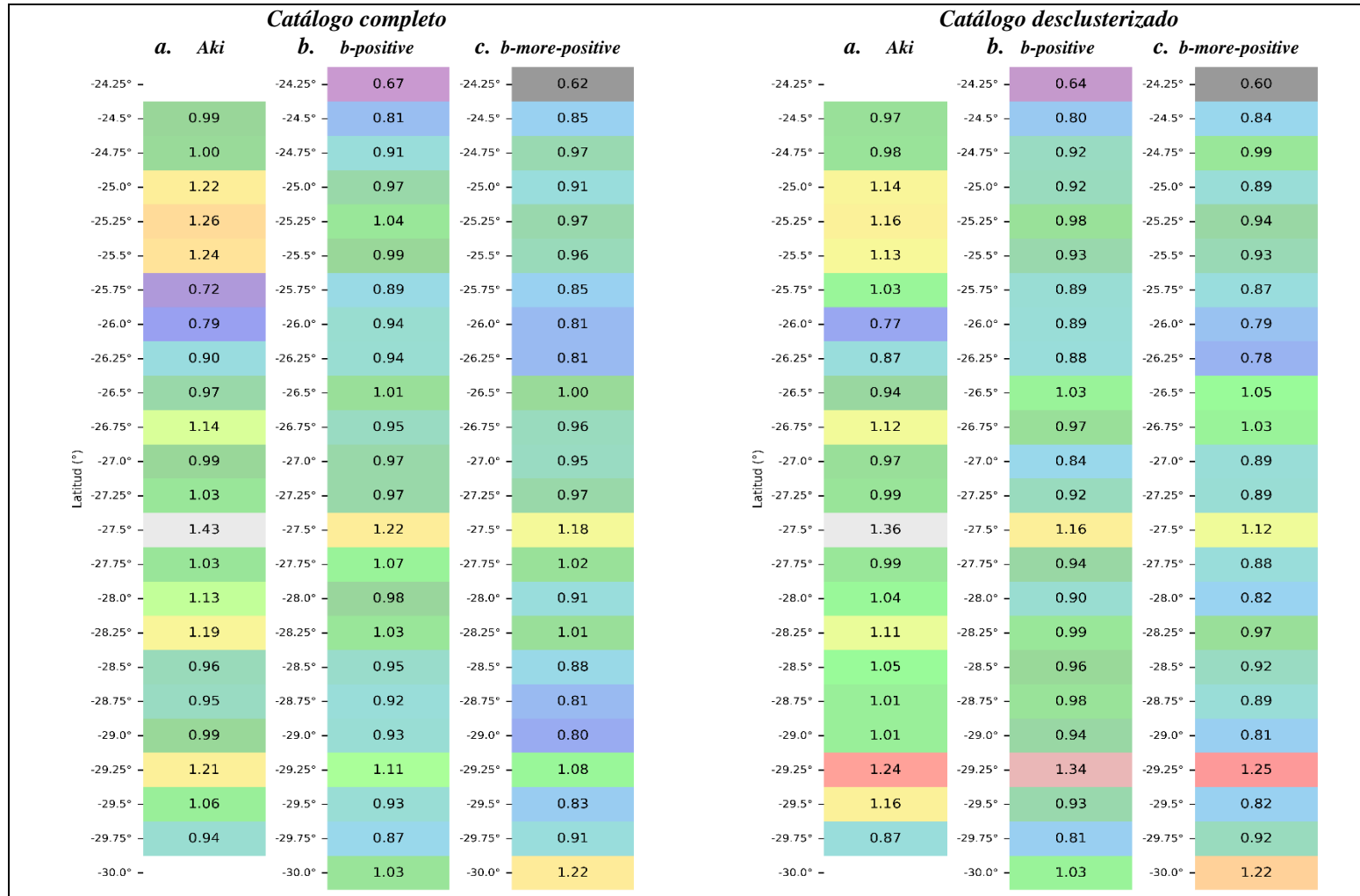
**Figura D.3:** Sección *b-value* del catálogo completo y desclusterizado S19, usando el muestreo latitudinal. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el panel *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el panel *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el panel *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los valores proyectados en la imagen son el valor de *b* y su desviación estándar. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



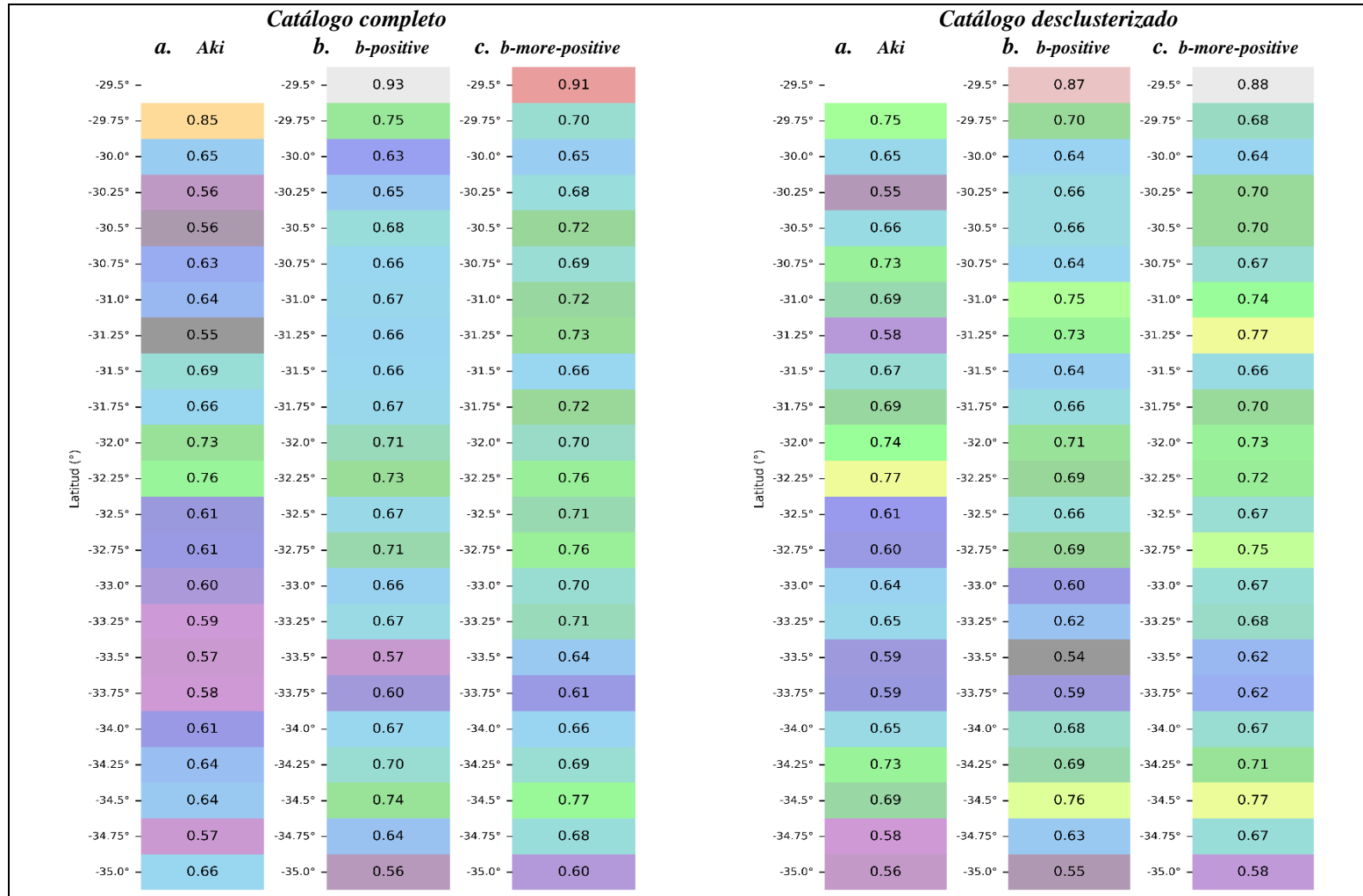
**Figura D.4:** Sección *b-value* del catálogo completo y desclusterizado Sippl23\_preIquique, usando el muestreo latitudinal. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el panel *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el panel *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el panel *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los valores proyectados en la imagen son el valor de *b* y su desviación estándar. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



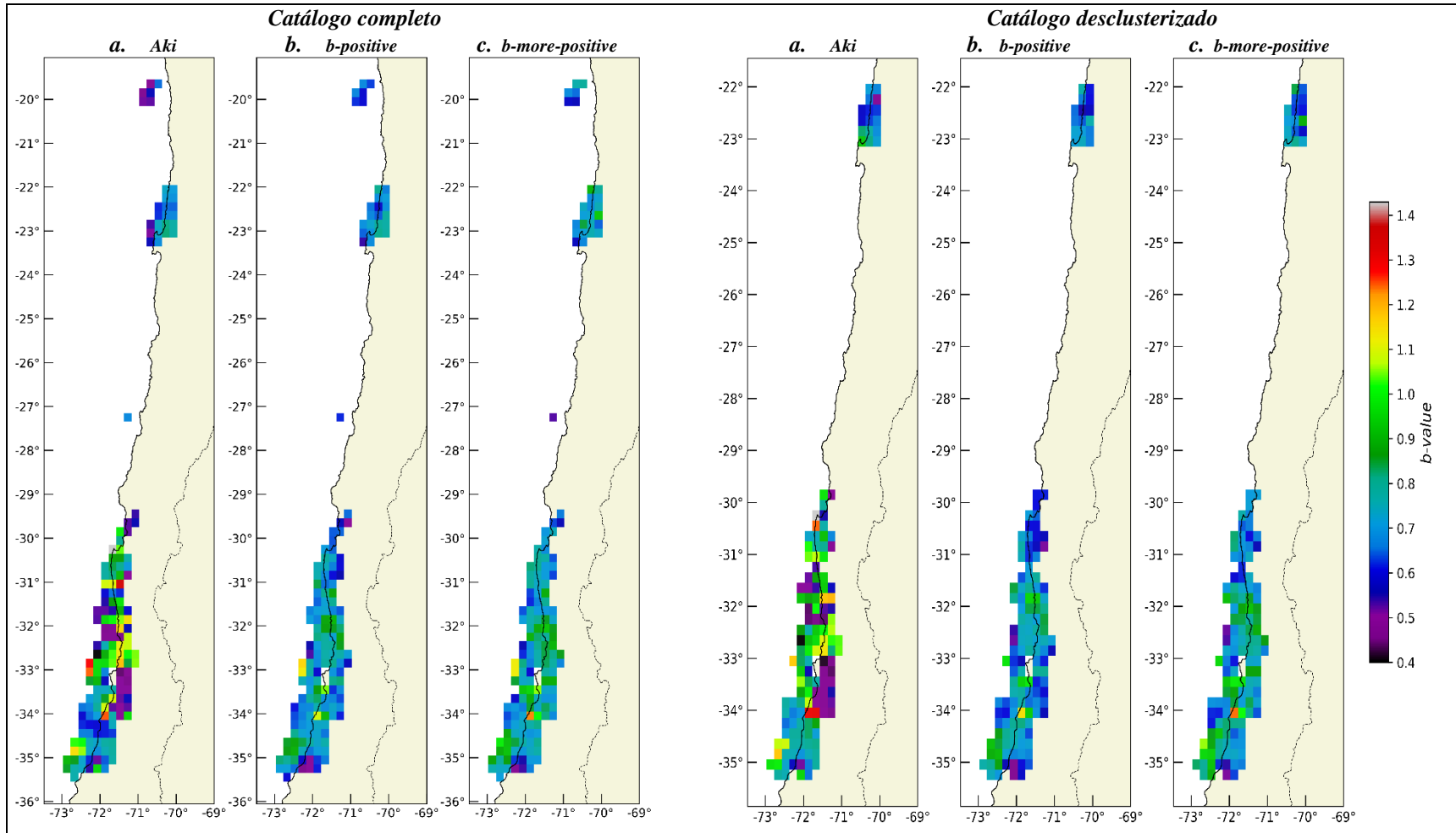
**Figura D.5:** Sección *b-value* del catálogo completo y desclusterizado Sipp123, usando el muestreo latitudinal. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el panel *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el panel *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el panel *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los valores proyectados en la imagen son el valor de *b* y su desviación estándar. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



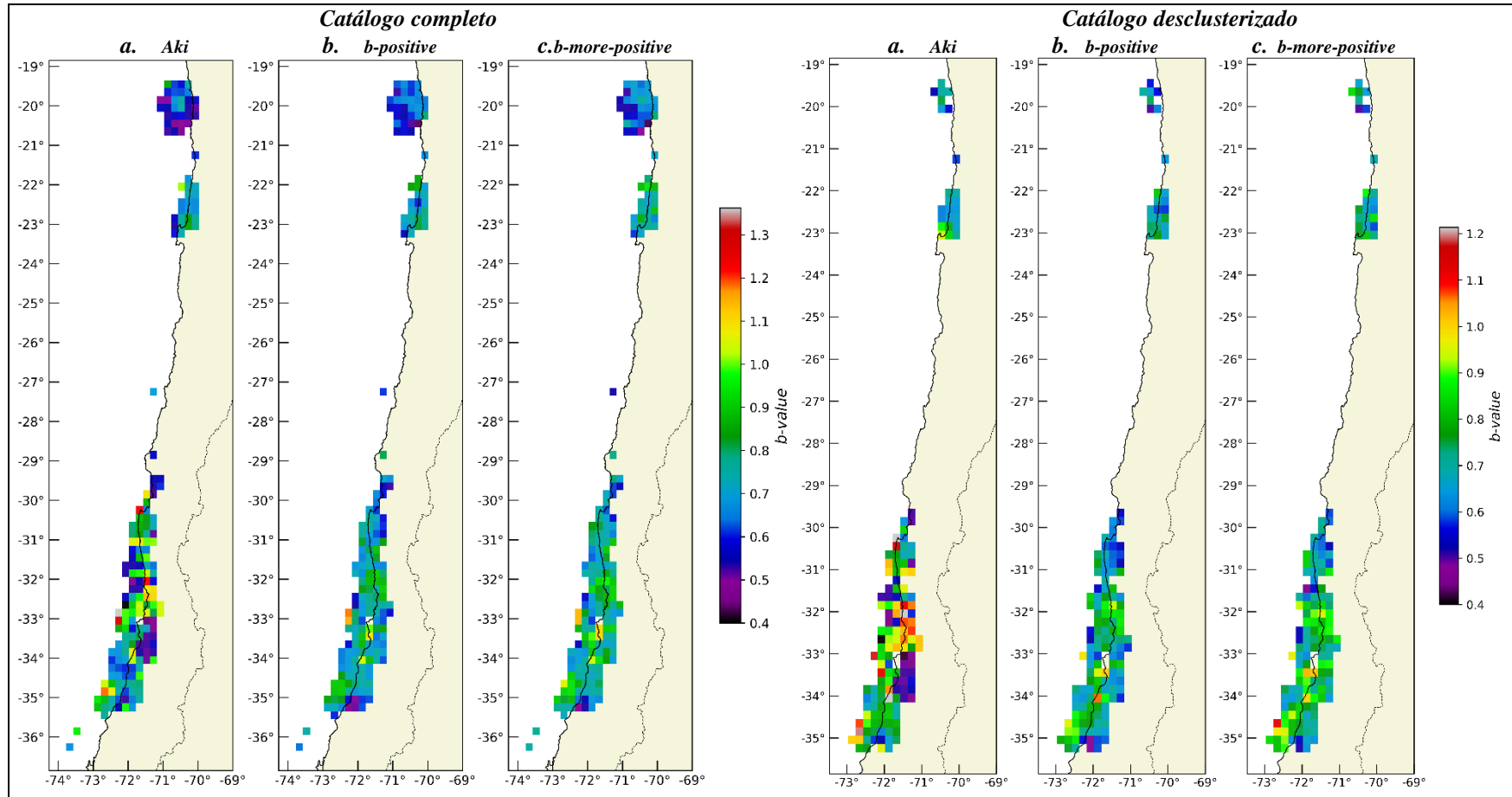
**Figura D.6:** Sección *b-value* del catálogo completo y desclusterizado GV23, usando el muestreo latitudinal. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el panel *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el panel *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el panel *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los valores proyectados en la imagen son el valor de *b* y su desviación estándar. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



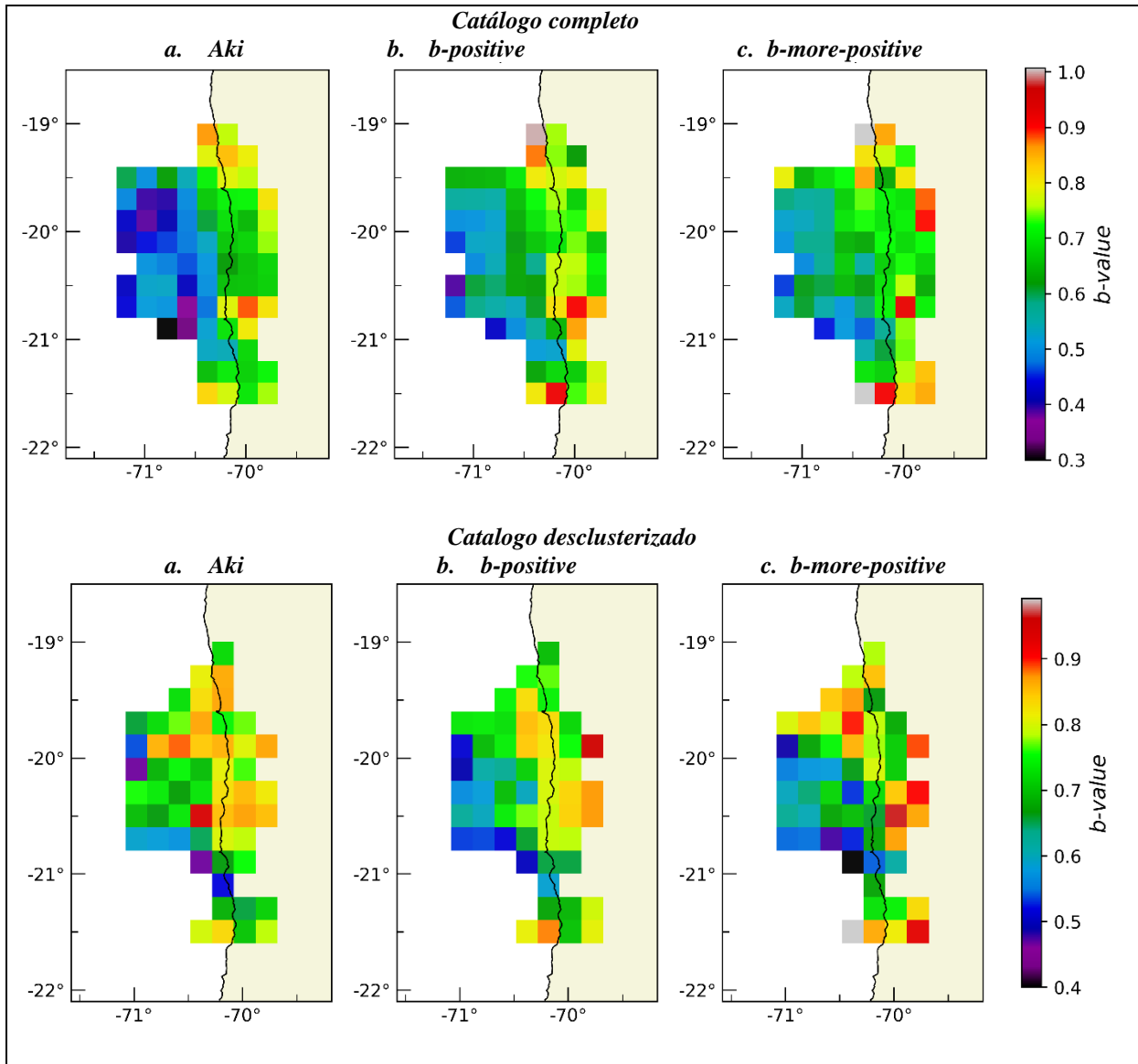
**Figura D.7:** Sección *b-value* del catálogo completo y desclusterizado H23, usando el muestreo latitudinal. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el panel *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el panel *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el panel *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los valores proyectados en la imagen son el valor de *b* y su desviación estándar. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



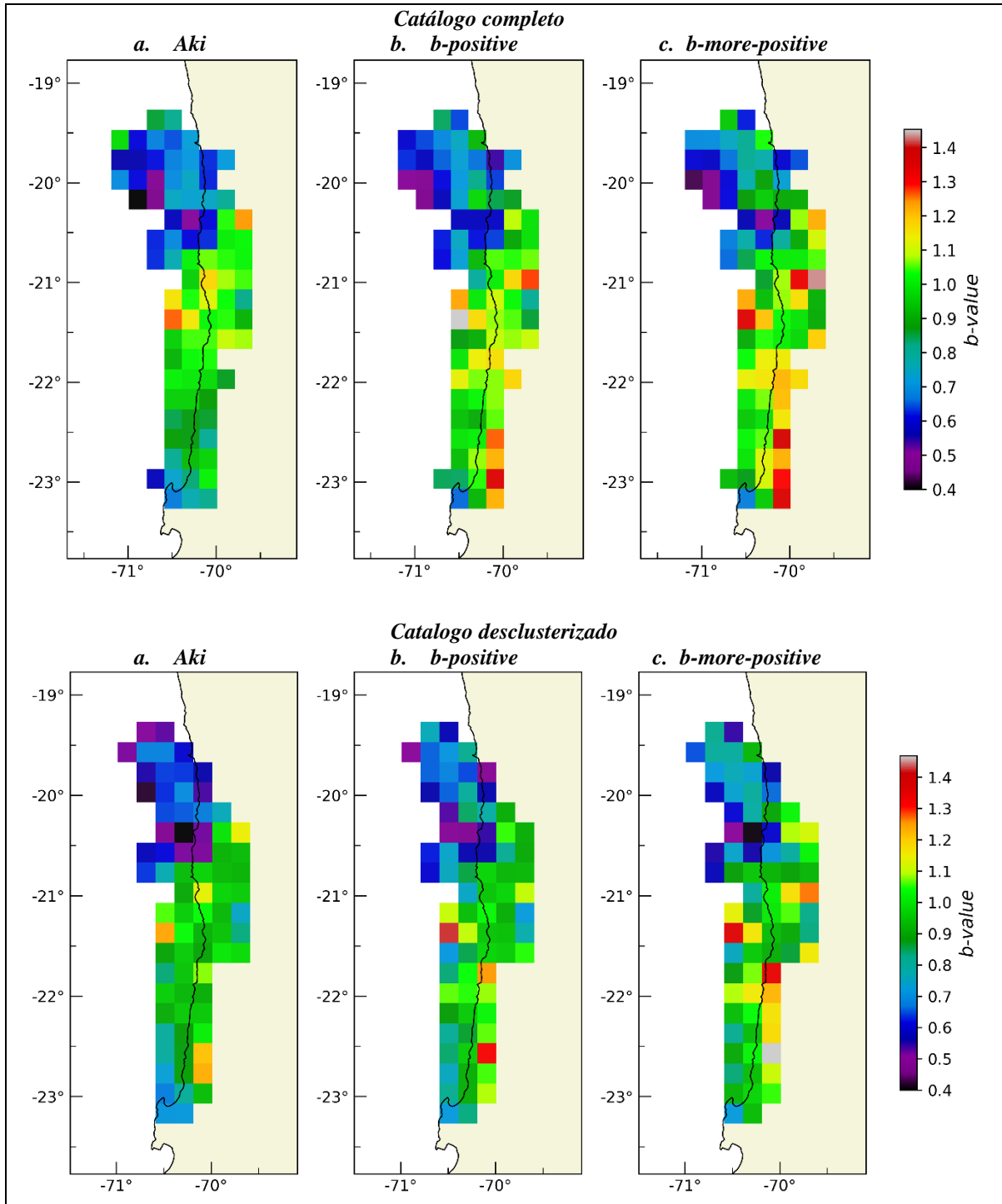
**Figura D.8:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado CSN\_preliquique, usando el muestreo por celdas. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



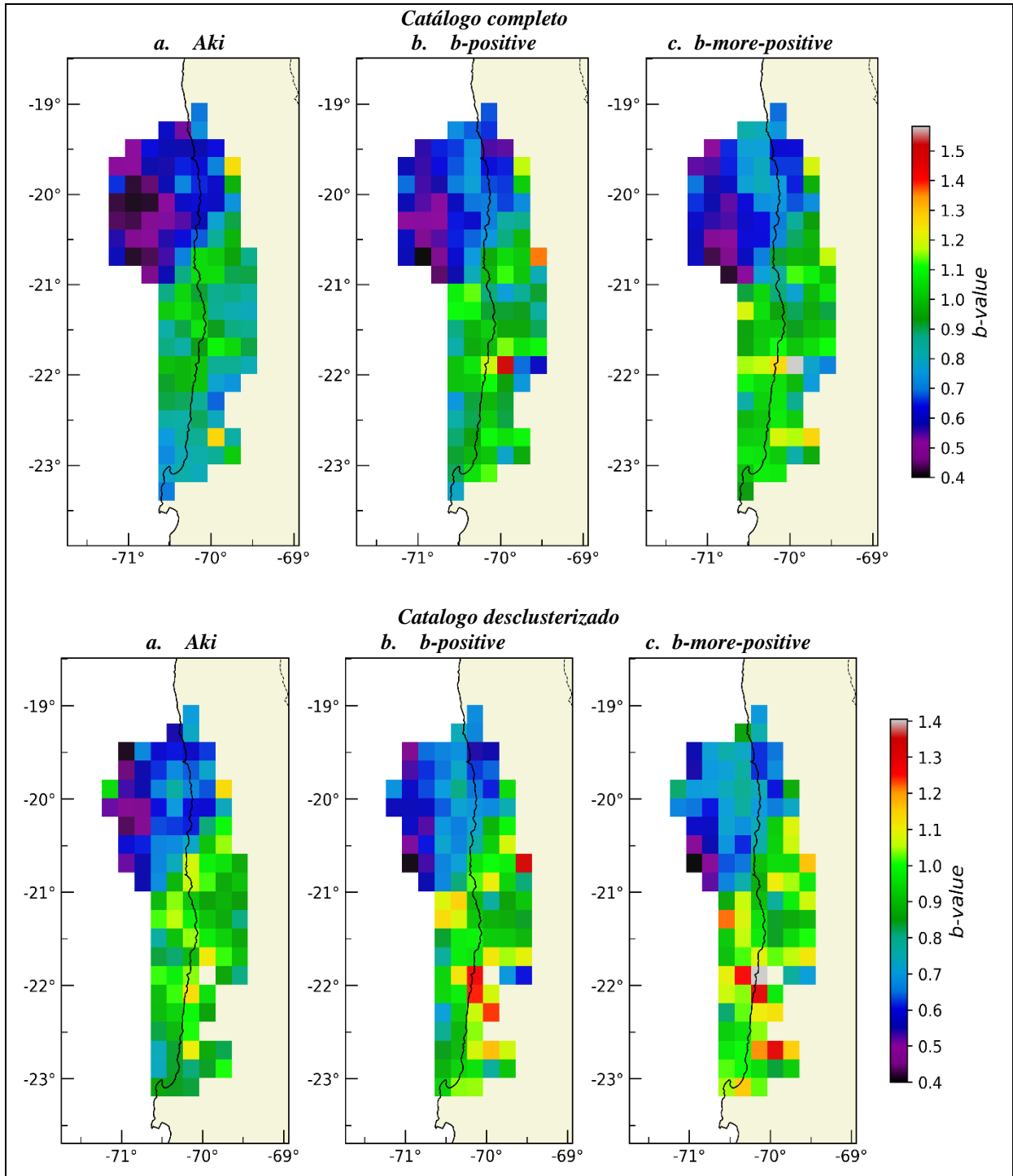
**Figura D.9:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado CSN\_preIllaapel, usando el muestreo por celdas. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*



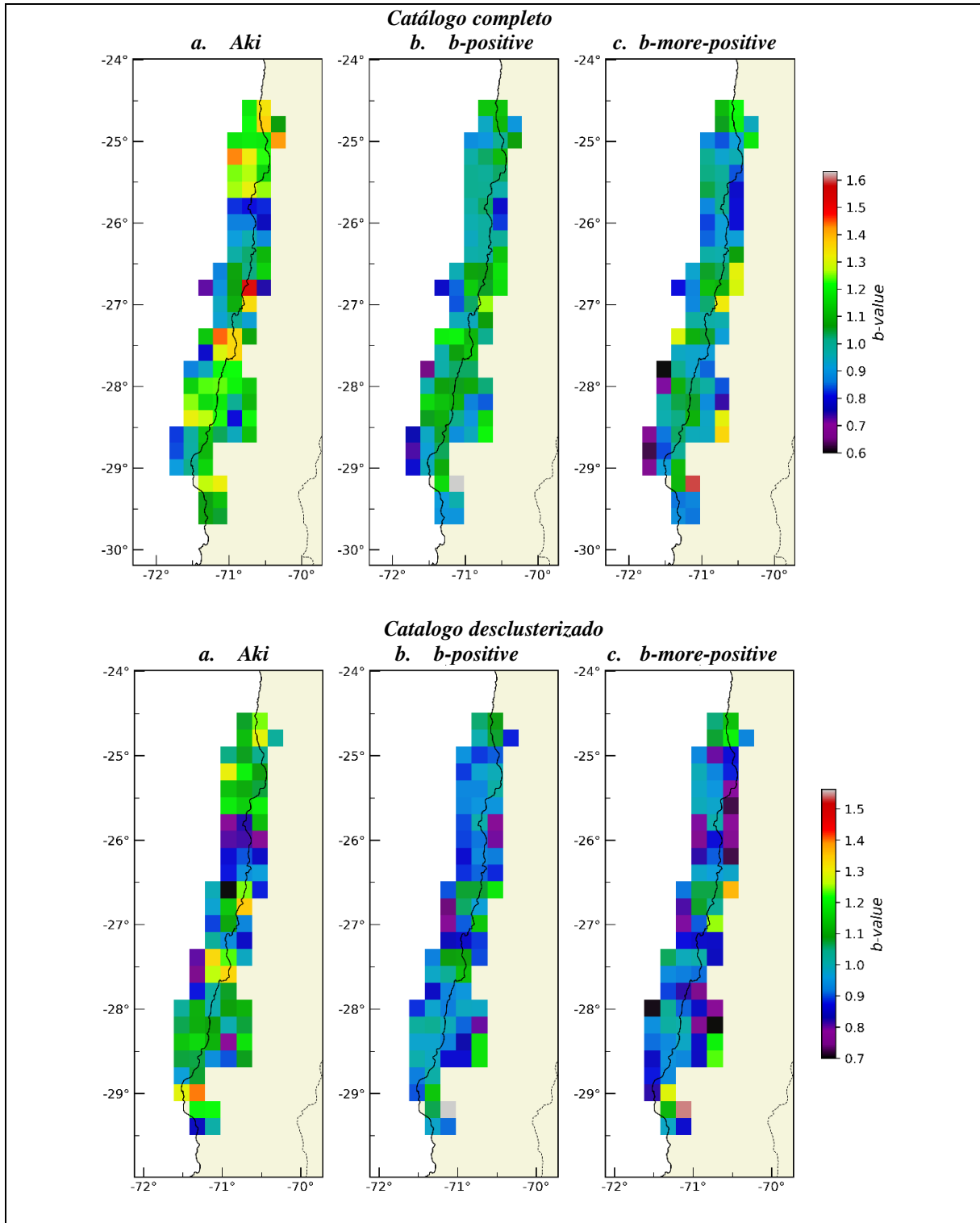
**Figura D.10:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado S19, usando el muestreo por celdas. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



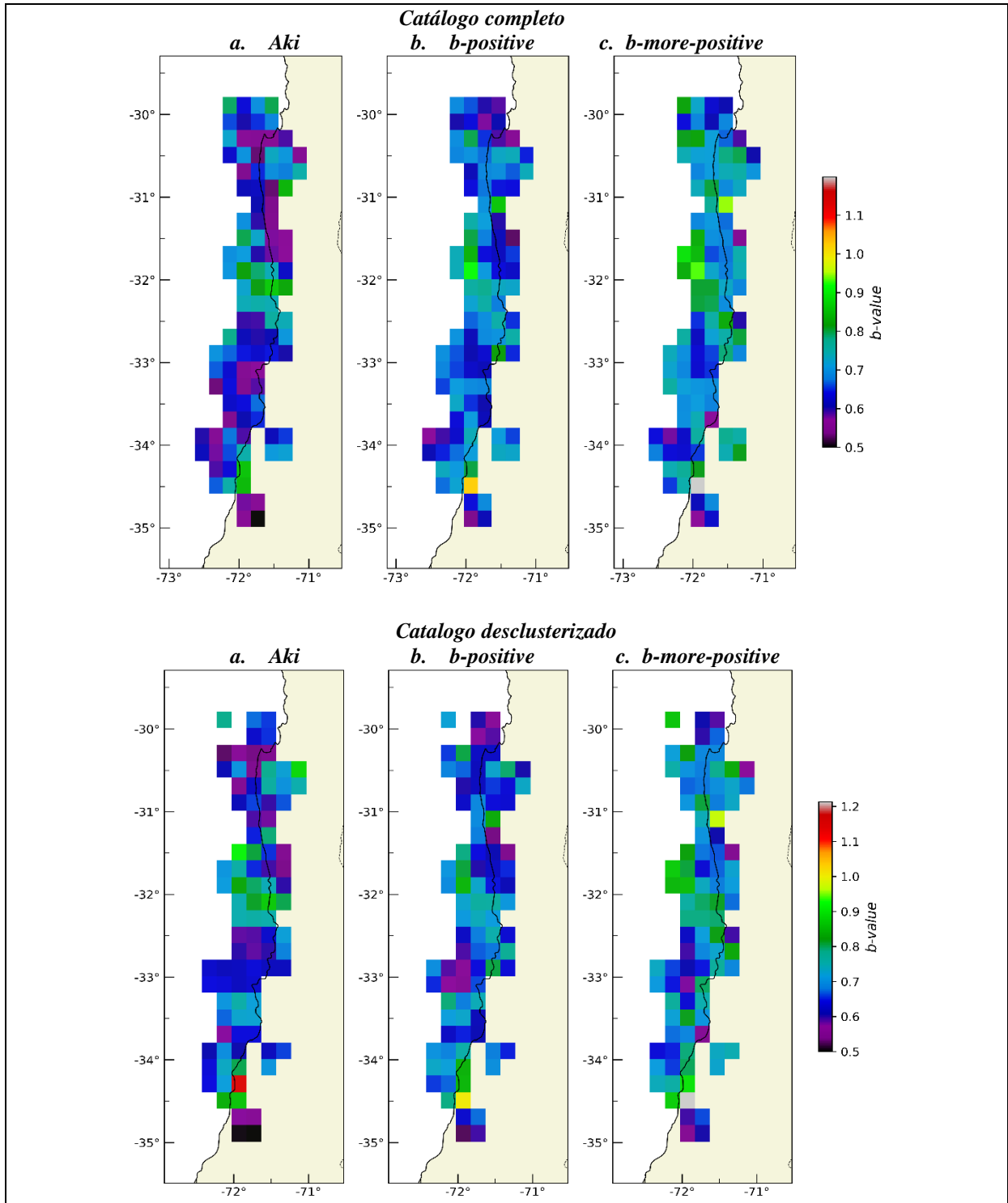
**Figura D.11:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado Sippl23\_preLiquique, usando el muestreo por celdas. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



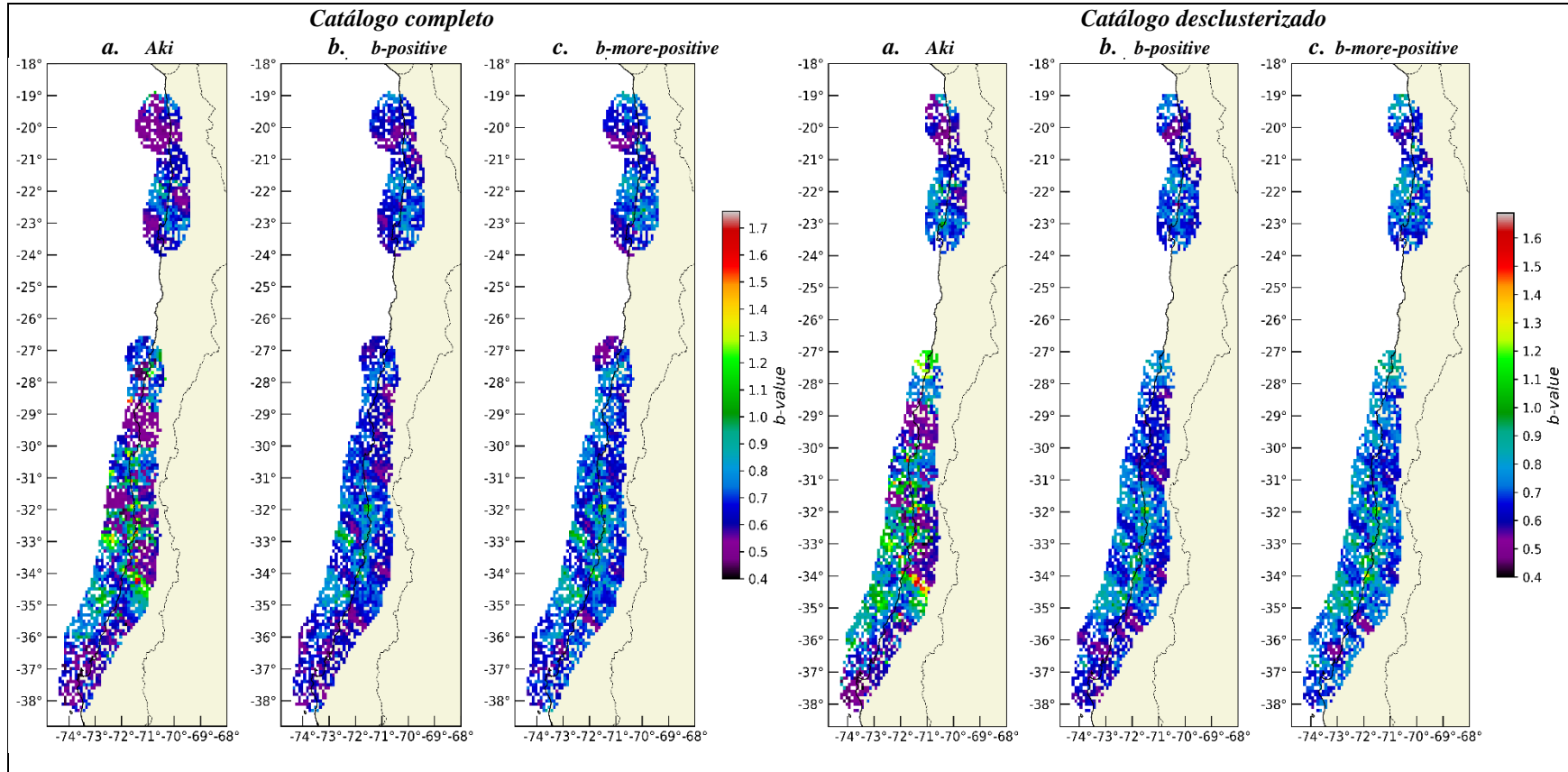
**Figura D.12:** Mapa  $b$ -value del catálogo completo y desclusterizado Sippl23, usando el muestreo por celdas. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de  $b$  usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de  $b$  usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de  $b$  usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



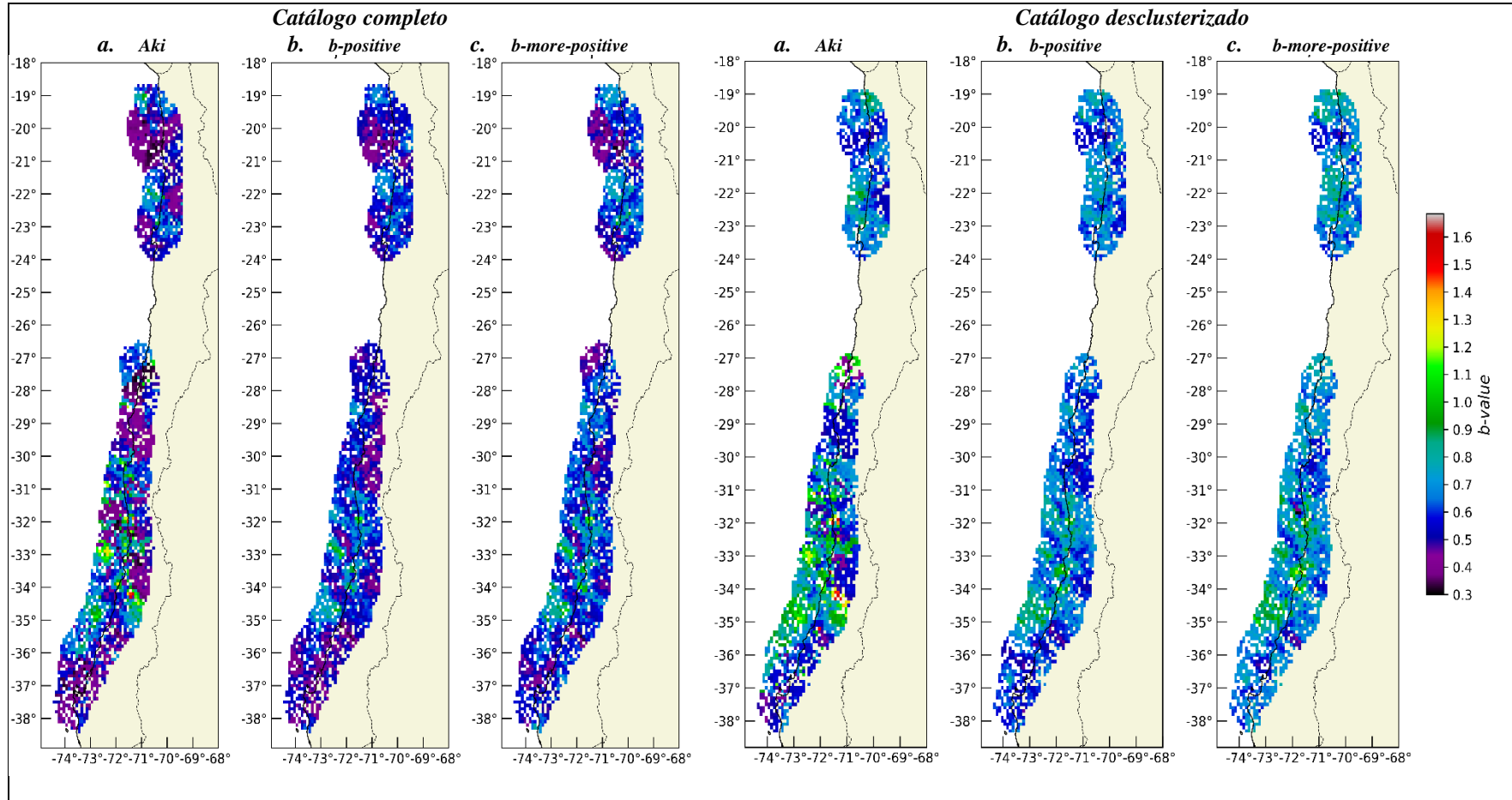
**Figura D.13:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado GV23, usando el muestreo por celdas. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



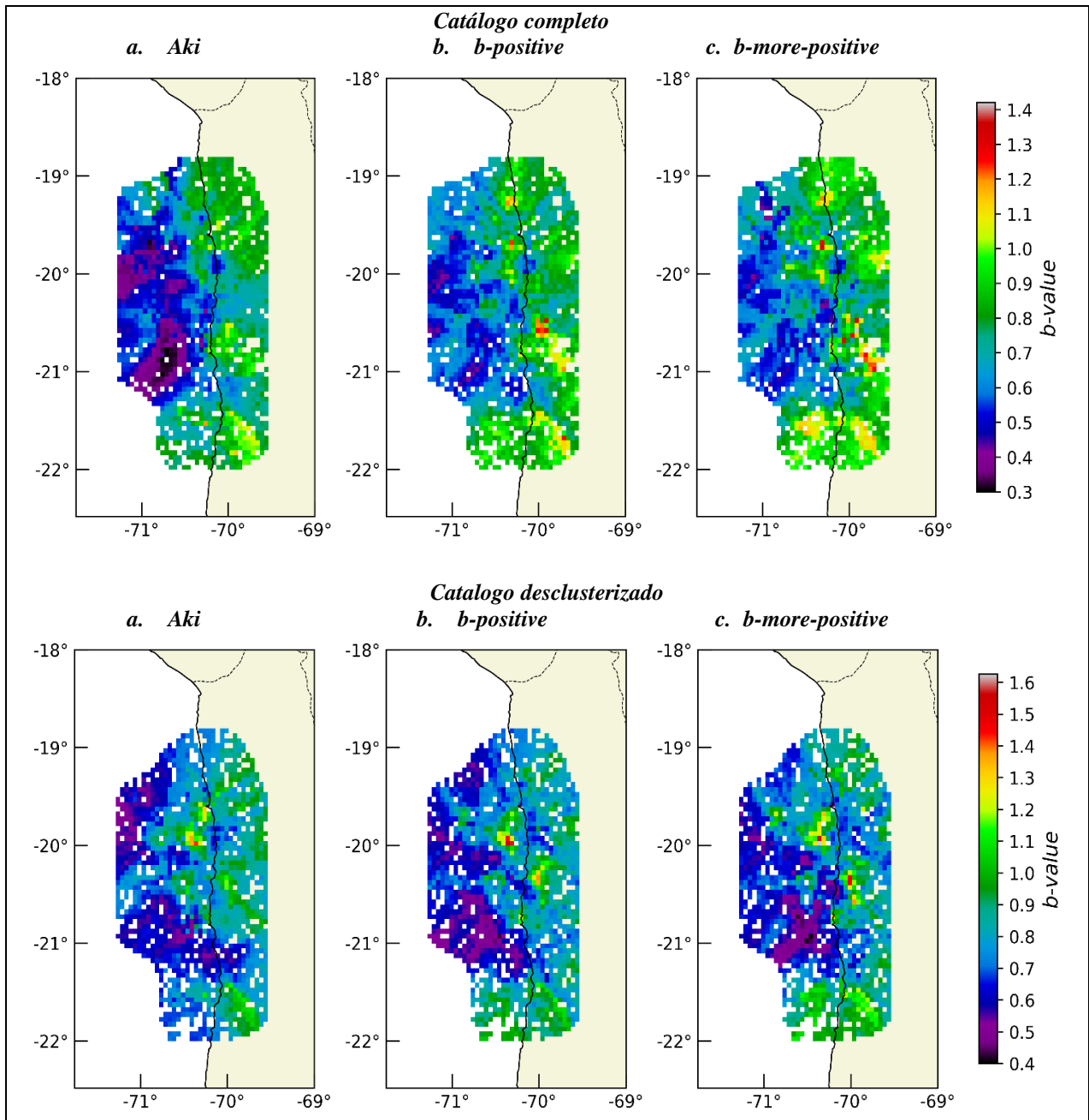
**Figura D.14:** Mapa *b*-value del catálogo completo y desclusterizado H23, usando el muestreo por celdas. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b*-positive, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b*-more-positive. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos, lo que permite una comparación uniforme entre las diferentes métricas. Los tonos azules indican valores bajos de *b*, mientras que los tonos rojos representan valores altos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b*-positive y *b*-more-positive.



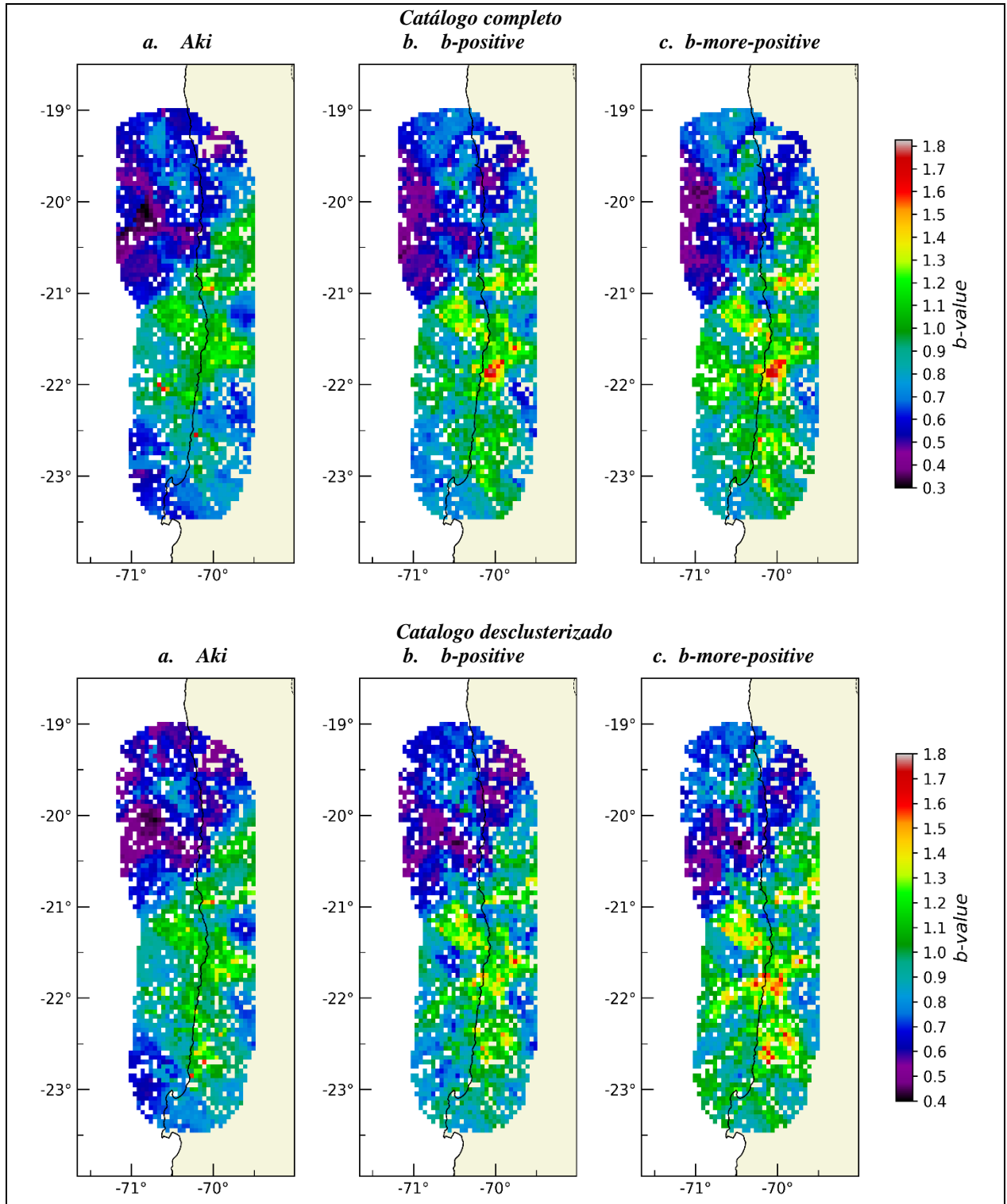
**Figura D.15:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado CSN\_preIquique, usando el muestreo por nodos. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



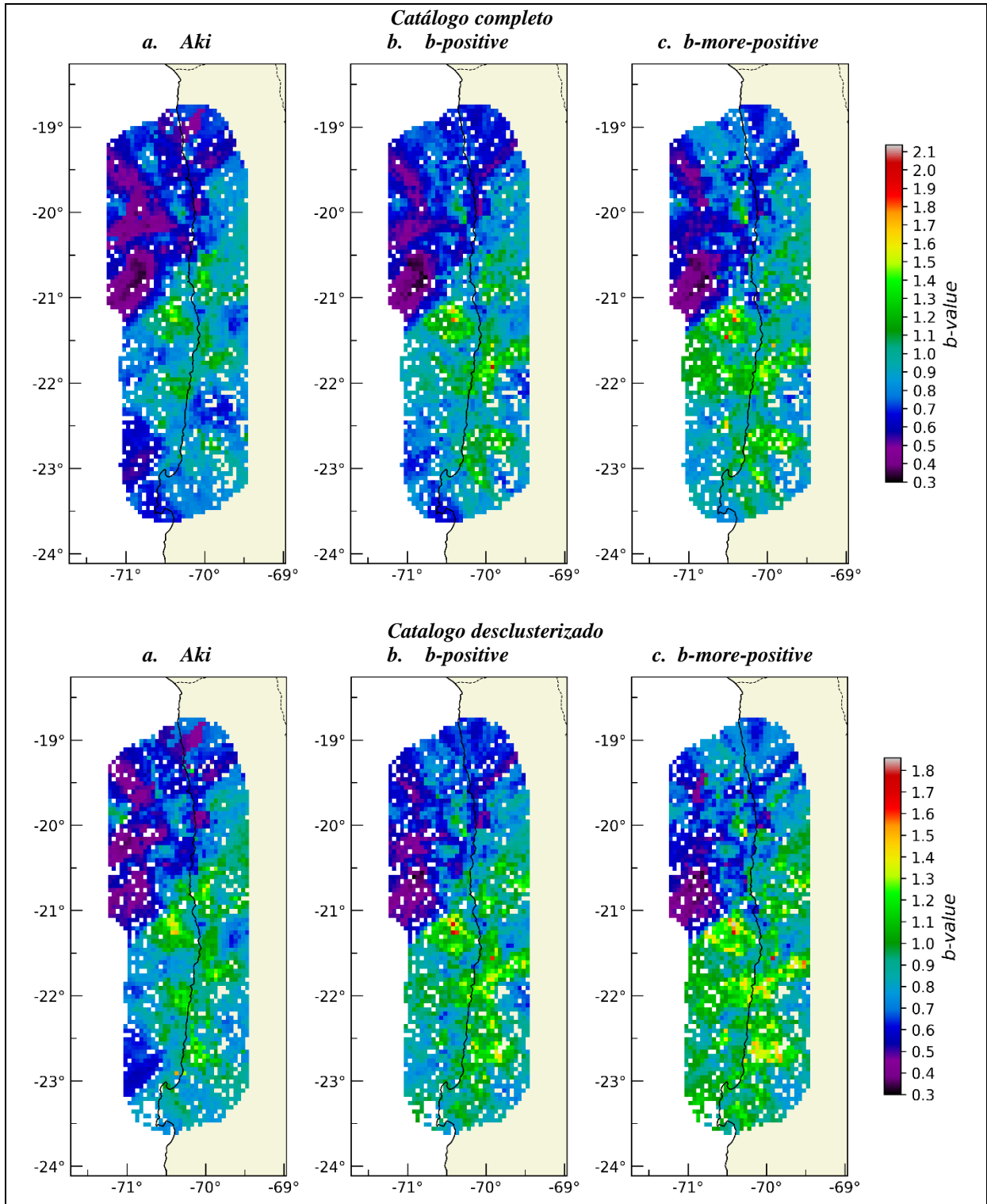
**Figura D.16:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado CSN\_prellapel, usando el muestreo por nodos. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



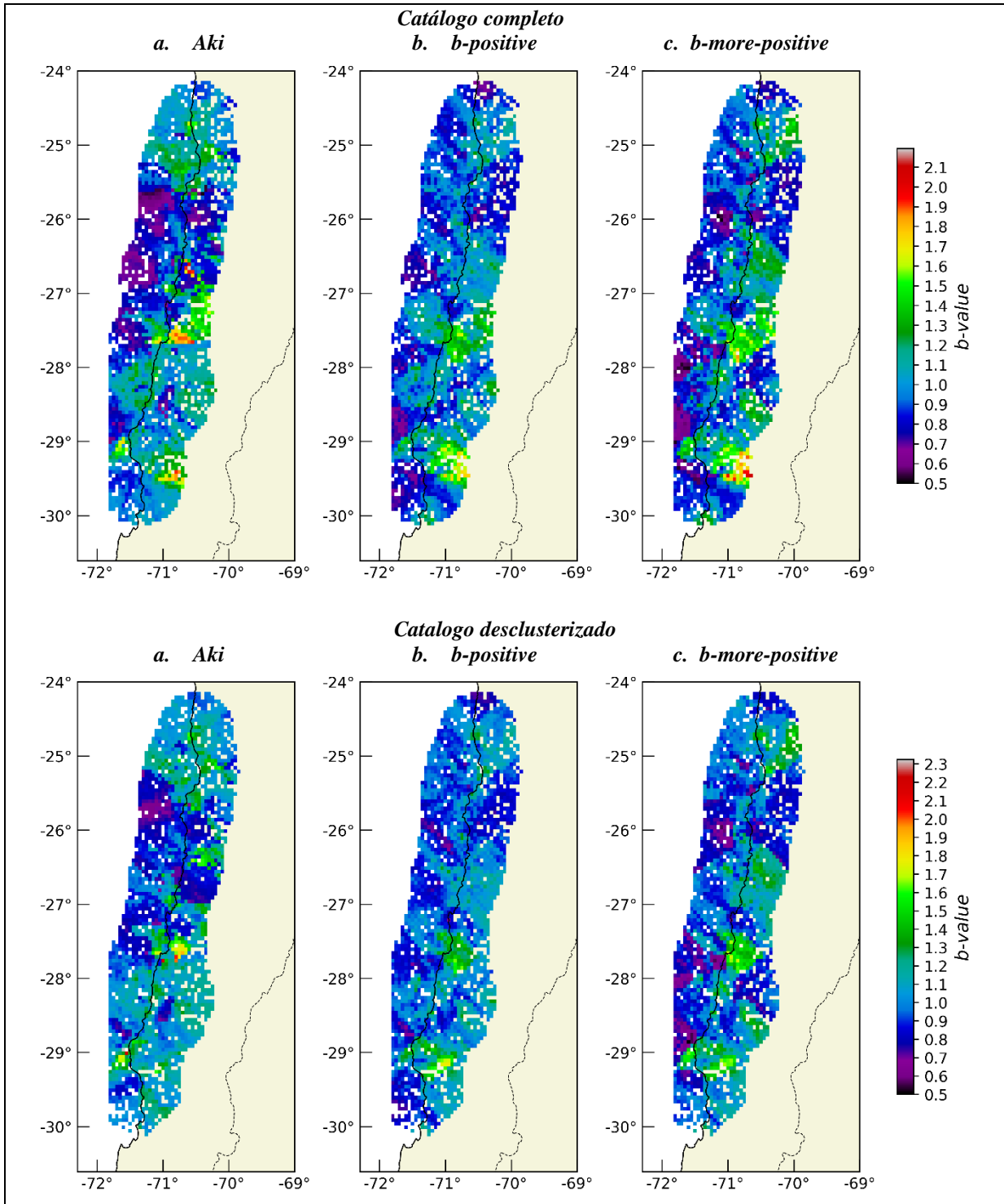
**Figura D.17:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado S19, usando el muestreo por nodos. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



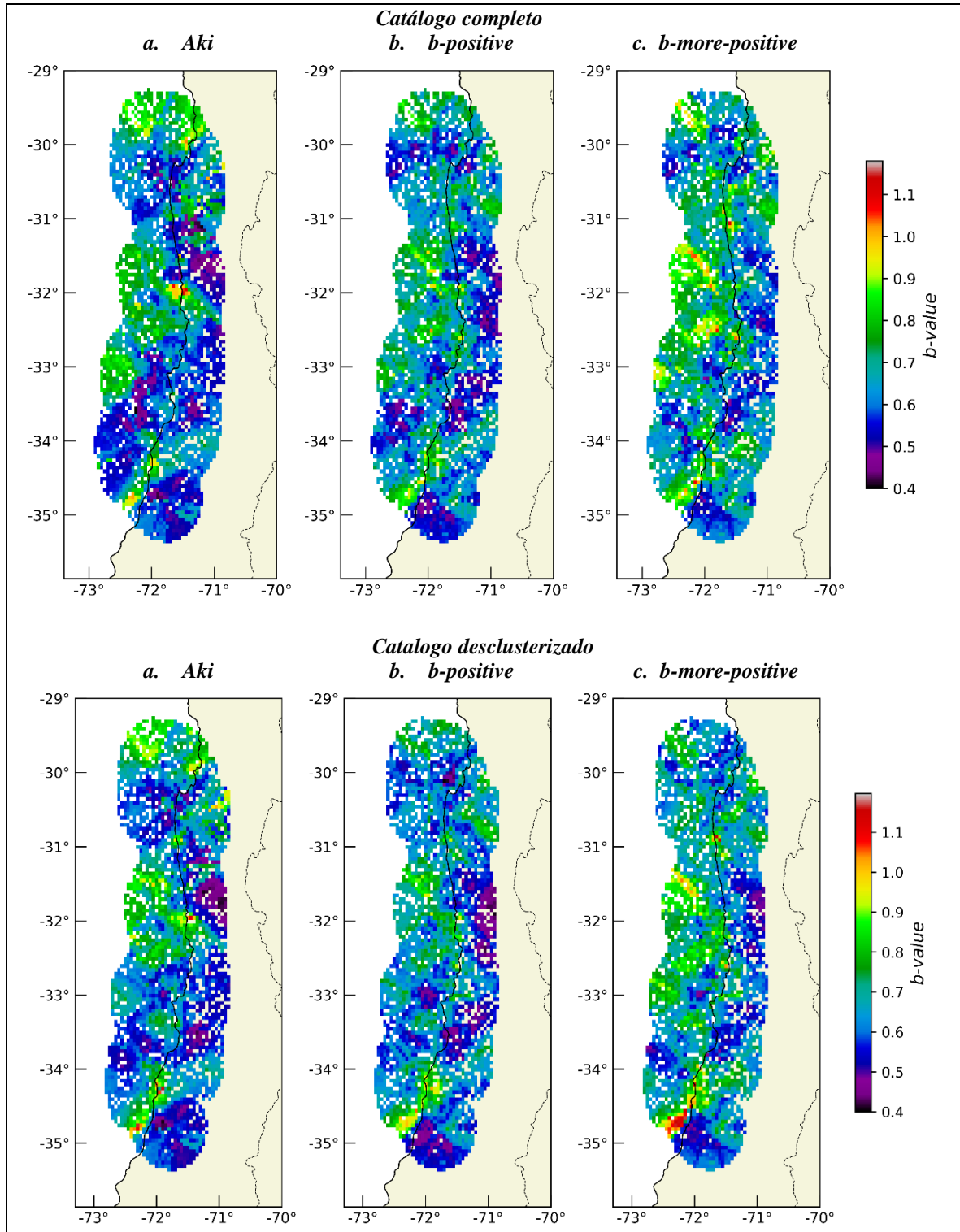
**Figura D.18:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado Sippl23\_preIquique, usando el muestreo por nodos. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



**Figura D.19:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado Sippl23, usando el muestreo por nodos. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



**Figura D.20:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado GV23, usando el muestreo por nodos. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.



**Figura D.21:** Mapa *b-value* del catálogo completo y desclusterizado H23, usando el muestreo por nodos. En la figura se disponen tres columnas por tipo de catálogo, el mapa *a* muestra los resultados del valor de *b* usando el método de Aki, el mapa *b* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-positive*, el mapa *c* muestra los resultados del valor de *b* usando el método *b-more-positive*. Los colores en la barra de color están normalizados entre el valor mínimo y el máximo global calculado a partir de los tres métodos. Usando una mínima diferencia de 0,3 para los métodos *b-positive* y *b-more-positive*.