



UNIVERSIDAD DE CHILE

Facultad de Arquitectura y Urbanismo

Escuela de Pregrado

Carrera de Geografía

**Potenciales aspectos del régimen paleoglacial del lóbulo Otway:
Enfoque morfométrico y geomorfológico para el estudio de
lechos glaciares en Patagonia sur, región de Magallanes.**

Memoria para optar al título de Geógrafo.

HERNÁN ANDRÉS PEZOA QUEVEDO

Profesor Guía

José M. Araos

Profesor co-guía

Rodrigo L. Soteres

Santiago – Chile, 2023

AGRADECIMIENTOS

Agradecer sobre todo a mi familia, a mis padres Sandra Quevedo y Héctor Pezoa, por su apoyo incondicional y confianza en todos mis proyectos, por permitirme seguir mi propio camino sin trabas ni obstáculos, por enseñar desde el amor las cosas realmente importantes en la vida y asentar los pilares de mi formación integral. A mis hermanos Felipe y Eric, por su protección incondicional, enseñanzas, orientación y buenos momentos, por compartir el amor por las montañas, los bosques, los ríos y las playas, por seguir siendo compañeros de aventuras cuando el tiempo lo permite. A mi hermana Génesis, por su amor, cariño y enseñanzas. A mis sobrinos Rafael y Clemente, por la entrega constante de amor y alegrías, por enseñarnos a disfrutar el presente y las cosas simples de la vida. A mis estrellas en el cielo, Laura y Toya, por su protección omnipresente y amor incondicional, por criarme cómo abuelas y madres.

Agradecer a cada amigo y amiga que me ha dejado un granito de arena, a los que han estado en buenas y malas. A Felipe por su constante compañía y amor incondicional. A mi compañera Trinidad, por su constante apoyo y compañerismo, por su entrega de amor incondicional sin importar distancia y tiempo. A mis peludos omnipresentes y presentes; Rocky, Lobito, Danko's, Negro, Tito, Toby, Chini, Kuro y Panchita, por enseñarme a hablar y ver a través de los ojos, por enseñarme a que no somos distintos entre animales y humanos, por acompañarme en los momentos más difíciles y en los de mayor felicidad.

Agradecer a cada profesor, compañero y amigo; A Rodrigo Soteres, por confiar en mí y en mis capacidades, por sus orientaciones, contribuciones y oportunidades entregadas a mi formación profesional y académica, por cada café y conversación lleno de aprendizajes. A José Araos, por su constante dedicación y acompañamiento en esta última etapa de mi carrera universitaria, por las instancias que hemos compartido y las venideras. A Juan Carlos Aravena por su apoyo, enseñanzas y preocupación durante mi práctica profesional. A María Victoria Soto por el apoyo durante mi proceso de formación. A Gino Sandoval por su excelente labor cómo guía de práctica profesional.

Por último, a Iván Ojeda y Fernando Campos, por permitirme incursionar en el mundo de la investigación, por las oportunidades y enseñanzas entregadas desde sus áreas disciplinares, por confiar y valorar mi trabajo, por ser los primeros en ayudarme a crecer en el área académica.

RESUMEN

Se aborda el estudio morfométrico y geomorfológico de las geoformas del lecho glaciar lóbulo Otway en la región de Magallanes, con el fin de estimar las dinámicas y condiciones de los regímenes glaciológicos de este durante el Pleistoceno. Se utilizaron Sistemas de Información Geográfica (SIG) y Entornos de Desarrollo Integrado (EDI) para el análisis espacial y estadístico de la distribución de geoformas en el lecho. Los resultados indican condiciones y dinámicas heterogéneas, desde alta humedad y velocidad de flujo, hasta condiciones y dinámicas de estancamiento y alta compactación basal. Se identificaron criterios que evidenciarían regímenes de corrientes de hielo de tiempo-transgresivo (Stoke & Clark, 1999), es decir, múltiples avances glaciares que involucran varias fases de desarrollo de las formas del terreno. De igual manera, se obtuvieron correspondencias significativas entre el modelo conceptual de Sistemas Terrestres de glaciares de *surge* y la distribución de las geoformas, lo cual se apoya en evidencias sedimentológicas estudiadas por trabajos anteriores. Por lo tanto, se deduce que los regímenes glaciológicos en Otway durante el Pleistoceno se caracterizaron por avances reiterativos de altas velocidades de flujos, con probables períodos de avances de tipo *surge*, es decir, velocidades de flujos anómalas en cortos períodos de tiempo. Por último, los resultados presentados se definen cómo exploratorios e invitan a profundizar con mayor nivel de detalle las implicancias geomorfológicas para la comprensión de los glaciares orientales del Manto de Hielo Patagónico en el Pleistoceno.

Palabras clave: Geomorfología, Morfometría, Sistemas Terrestres glaciares, Manto de Hielo Patagónico, Corrientes de hielo.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN	7
1.1.-INTRODUCCIÓN	7
1.2.-PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	8
1.3.1.- Estudios de referencia	10
1.3.2.- Estudios en Patagonia Sur.....	12
1.3.3.- Estudios en Otway.....	13
1.4.- ÁREA DE ESTUDIO.....	14
1.4.1.-Antecedentes geológicos.....	15
1.4.2.- Antecedentes geomorfológicos.....	16
1.4.3.- Antecedentes climáticos	17
1.4.5.- Antecedentes hidrográficos.....	18
1.5.- OBJETIVOS.....	20
1.5.1.- Objetivo general.....	20
1.5.2.- Objetivos específicos.....	20
CAPÍTULO II: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO	21
2.1.- Insumos y herramientas de procesamiento	21
2.2.- Objetivo específico N°1 - Identificar y mapear geoformas glaciales en el lecho del lóbulo Otway.	21
2.3.- Objetivo específico N° 2.- Interpretar la configuración geomorfológica del lecho en función de la morfometría y la distribución de geoformas.	23
2.4.- Objetivo específico N°3.- Analizar patrones de distribución desde el enfoque de Sistemas Terrestres glaciares	29
2.5.- Esquema metodológico.....	30
CAPÍTULO III: RESULTADOS.....	32
3.1.- Objetivo específico 1: Identificación y mapeo de geoformas glaciales en el lecho del lóbulo Otway.....	32
3.1.1- Análisis Bibliográfico.....	32
3.1.2.- Identificación y mapeo de geoformas.....	34
3.2.- Objetivo Específico 2.- Interpretar la configuración geomorfológica del lecho en función de la morfometría y la distribución de geoformas.	36
3.2.1.- Análisis de parámetros morfométricos	36

3.2.2.- Clasificación de grupos de geoformas	36
3.2.3.- Red de cuadrículas (simplificación y adaptación de escala de análisis)	40
3.2.4.- Análisis estadístico por tipo de geoforma.....	43
3.2.5.- Distribución espacial de clusters	46
3.3.- Objetivo específico N°3: Analizar patrones de distribución desde el enfoque de Sistemas Terrestres glaciares	47
3.3.1.- Análisis de correlaciones con variables glaciológicas	47
3.3.2.- Análisis con enfoque de Sistemas Terrestres glaciares	48
3.3.3.- Componentes para la identificación de Sistemas Terrestres glaciares de <i>surge</i>	49
CAPÍTULO IV: DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	55
4.1.- DISCUSIONES	55
4.1.1- Incertidumbres en la identificación y mapeo de geoformas.....	55
4.1.2- Distribución de parámetros y sus implicaciones geomorfológicas.....	56
4.1.3.- Evidencias de corrientes de hielo pleistocénicas de tiempo-transgresivo.....	58
4.1.4- Evidencias de reavances glaciares de tipo surgencia o <i>surge</i>	61
4.1.4- Aspectos de los regímenes glaciológicos implicados	64
4.2.- CONCLUSIONES	65
4.3.- BIBLIOGRAFÍA	66

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Principales áreas de estudio.	13
Figura 2.- Cuerpos lacustres en el área de estudio	18
Figura 3.- Paso metodológico: Traslape de capas.	22
Figura 4.- Extracción de valores altitudinales.	25
Figura 5.- Productos obtenidos del flujo metodológico de la determinación de altura.	27
Figura 6.- Valores de altura relativa.	26
Figura 7.- Red de cuadrículas para análisis simplificado	27
Figura 8.- Continuo de formas del lecho subglacial	29
Figura 9.- Modelos de sistemas terrestres.	29
Figura 10.- Diagrama de flujo metodológico.	30
Figura 11.- Geoformas identificadas.	34
Figura 12.- Mapa general de geoformas identificadas.	35
Figura 13.- Distribución de datos por parámetro morfométrico.	36
Figura 14.- Determinación de grupos de geoformas.	37
Figura 15.- Geoformas en el campo laguna Cabeza de Mar.	38

Figura 16.- Geoformas en campos Fitz Roy y Río Grande.	38
Figura 17.- Geoformas drumlinoides en campo Fitz Roy.	39
Figura 18.- Distribución de parámetros morfométricos en redes de cuadrículas.	41
Figura 19.- Variables morfométricas distintivas por tipo de geoforma.	43
Figura 20.- Conjunto gráfico de clusters resultantes.	44
Figura 21.- Clusters y correspondencia con geoformas.	44
Figura 22.- Distribución espacial de clusters.	46
Figura 23.- Variables glaciológicas modeladas del Manto de Hielo Patagónico (MHP).	47
Figura 24.- Matriz triangular superior de correlaciones.	47
Figura 25.- Criterios morfométricos para la identificación de corrientes de hielo.	49
Figura 26.- Eskers y contexto geomorfológico, campo Laguna Cabeza de Mar.	50
Figura 27.- Eskers, campo laguna Cabeza de Mar.	49
Figura 28.- Distribución espacial de las crestas de grietas de compresión (CSR).	52
Figura 29.- Superposición de CSR sobre drumlins, flautas y megaflautas.	51
Figura 30.- Zonas de mayor concentración de geoformas elongadas.	53
Figura 31.- Extensiones de morrenas hummocky en campo Laguna Cabeza de Mar.	53
Figura 32.- Zona de transición entre morrenas ribbed y hummocky.	53
Figura 33.- Continuo espacial entre geoformas subglaciales en Otway.	55
Figura 34.- Modelos terrestres producidos por corrientes de hielo.	56
Figura 35.- Discontinuidades morfométricas en corrientes de hielo.	57
Figura 36.- Esquema de corrientes de hielo de tiempo-transgresivo.	57
Figura 37.-Localizaciones de sitios estudiados por investigaciones previas	59
Figura 38.-Patrón de comparación con lechos glaciares de surge.	61

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.- Criterios de identificación y significados glaciológicos asociados.....	33
Tabla 2.- Estadísticos por grupos de geoformas.....	43

CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN

1.1.-INTRODUCCIÓN

En el estudio de los regímenes glaciológicos en el pasado las investigaciones se han centrado en el análisis sistemático de las geoformas presentes en los lechos glaciares. Estas investigaciones buscan establecer conexiones entre la distribución de las geoformas y su relación con las condiciones y dinámicas glaciológicas asociadas a los procesos de formación (e.g. Aaario,1977, Rose,1987, Stoke & Clark, 2013; Spagnolo, Clark & Hughes, 2012; Sookhan, Eyles & Bukhari, 2022; Vérité et al., 2021,2022,2023).

La presente investigación consiste en el análisis morfométrico y geomorfológico del conjunto de geoformas existentes en el lecho glaciar alrededor del seno de Otway. El lecho glaciar se extiende desde los 52° 25' S hasta los 53° 15' S y los 70° 22' O a 71° 43' O, cubriendo una amplia porción del territorio de la provincia de Magallanes. El área de estudio se dividió en tres campos; campo Fitz Roy en Isla Riesco al norte del seno Otway, campo Río Grande en la vertiente norte de la Península de Brunswick y al sur del seno Otway, y el campo Laguna Cabeza de Mar, abarcando el área comprendida entre la costa oriental del seno Otway hasta los límites fronterizos con la república de Argentina. Este trabajo pretende ser un aporte a la discusión mediante la aplicación de nuevas metodologías en el estudio de las geoformas subglaciales en Patagonia sur. Los hallazgos pretenden aportar a la discusión sobre las dinámicas de los glaciares orientales del Manto de Hielo Patagónico en el pasado y su impacto en el paisaje actual de la región.

El planteamiento metodológico se sustentó en dos líneas complementarias. Un primer acercamiento de carácter cuantitativo, basado en el análisis espacial morfométrico y estadístico, y un segundo método de aproximación descriptivo basado en el análisis geomorfológico desde el enfoque de "Sistemas Terrestres" glaciológicos (Stoke & Clark, 1999; Evans & Rea, 1999; Schomaker, Benediktsson & Ingólfsson, 2014). Se utilizaron sistemas de información geográfica (SIG) para el análisis, visualización y mapeo de geoformas, y entornos de desarrollo integrado (IDE por sus siglas en inglés) para el análisis y visualización eficiente de datos estadísticos por medio de lenguajes de programación.

Cómo parte de los resultados principales se identificaron 1436 geoformas subglaciales para la aplicación de morfometría, las cuales se agruparon en función de la disposición al flujo de hielo inferido encontrando geoformas de disposición paralela y de disposición transversal. Dentro de las geoformas de disposición paralela se encuentran drumlins, geoformas drumlinoides, flautas, megaflautas, geoformas ovoidales y geoformas circulares. Por el contrario, las geoformas dispuestas de manera transversal se agrupan en las geoformas identificadas cómo morrenas acanaladas o morrenas "ribbed", correspondientes a geoformas de crestas anchas y planas (Markgren & Lassila, 1980; Hättestrand & Kleman, 1999; Dunlop & Clark, 2006). Por otra parte, se identificaron morrenas hummocky, eskers y crestas de grietas de compresión (crevasse-squeeze ridges (CSR)), las cuales se

analizaron junto al resto de geoformas con un enfoque de Sistemas Terrestres de glaciares de tipo surge (Clark, 1999; Stoke & Clark, 1999; Evans & Rea, 1999).

Los análisis resultantes evidencian distribuciones caracterizadas por yuxtaposición y sobreposición de geoformas, asociadas a condiciones y dinámicas heterogéneas dispares, desde alta humedad y velocidad de flujo, hasta condiciones y dinámicas de estancamiento y alta compactación basal. Sucesivamente, los criterios geomorfológicos presentan correspondencias consistentes con corrientes de hielo de “tiempo-transgresivo”, es decir, firmas terrestres heredadas de regímenes glaciológicos de sucesivos avances y sucesivas reconfiguraciones del lecho glaciar (Clark, 1999; Stoke & Clark, 1999). Por último, se hallaron similitudes consistentes con Sistemas Terrestres de glaciares de tipo *surge*, es decir, glaciares que experimentan velocidades de flujos anómalas en cortos períodos de tiempo con frentes de base fría de alta compactación y estancamiento, y zonas medias de base húmeda de altas velocidades de flujo (Evans & Rea, 1999; 2003). Lo anterior concuerda con las hipótesis de trabajos anteriores en el área de estudio sobre períodos de avances glaciares con características de tipo *surge* (e.g Lovell et al., 2012; Darvill et al., 2017).

Los resultados y análisis obtenidos se deben considerar cómo exploratorios y proponen la necesidad de estudios posteriores detallados (e.g estudios sedimentológicos) que profundicen en la estructura y composición de las geoformas, considerando la ausencia de información sedimentológica en los campos Fitz Roy y Río Grande. En líneas generales, las dinámicas de avances y reavances aquí inferidas y respaldadas por los estudios anteriores, deben ser consideradas en las reconstrucciones paleoclimáticas y paleoglaciológicas de los lóbulos orientales del Manto de Hielo Patagónico, considerando que la eventualidad de eventos de avances similares a los glaciares de *surge*, no responden del todo a controles externos cómo lo es el clima, sino más bien se asocian a controles asociados a las dinámicas internas del glaciar cómo también de la topografía local (Evans & Rea, 1999; Schomaker et al., 2014).

Por último, las geoformas presentes en el lecho del lóbulo Otway cómo los drumlins, flautas y megaflautas de la laguna Cabeza de Mar, exhiben grados de conservación únicos en Patagonia y América del Sur, por lo tanto, su protección debe ser considerada como parte de las políticas regionales y locales, considerando el patrimonio geológico que estas significan.

1.2.-PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En Patagonia se presentan desafíos únicos para reconstruir su historia glaciar, y aunque se han realizado esfuerzos significativos para abordar esta cuestión, aún persisten incertidumbres sobre la dinámica y evolución pasada de los glaciares orientales del Manto de Hielo Patagónico (MHP). Existe consenso en que el MHP fluyó hacia el este en grandes lóbulos de salida de altas velocidades de flujo (e.g. Glasser et al., 2008; Glasser and Jansson, 2005; Davies et al., 2020). A la vez, diversos estudios han profundizado en las dinámicas glaciares indicando que la evidencia geomorfológica y sedimentológica sugiere

que los lóbulos del MHP podrían haber presentado reavances significativos (Benn y Clapperton, 2000a; Bentley et al., 2005; Clapperton et al., 1995; Darvill et al., 2017; McCulloch et al., 2005b). Posteriormente, otros autores han planteado dinámicas asociadas a ciclos intermitentes de avances de tipo *surge* como características de los lóbulos que fluyeron hacia el este de los Andes patagónicos (e.g. Glasser and Jansson, 2005; Lovell et al., 2012; Darvill et al., 2017; Ponce et al., 2019).

Para ahondar en los regímenes glaciológicos en el pasado, varios estudios han abordado el estudio de las geoformas subglaciales (e.g. Aario, 1977; Rose, 1987; Stoke & Clark, 2013; Spagnolo et al., 2012; Sookhan et al., 2022; Vérité et al., 2021, 2022, 2023), considerando el vínculo con condiciones y dinámicas glaciológicas en los procesos de formación de éstas, y de esta manera, contribuyendo significativamente a expandir nuestro conocimiento de los procesos glaciales que ocurren en la interfaz lecho-hielo.

En este sentido, en Magallanes existen numerosas geoformas subglaciales en perfecto estado de conservación, las cuales ofrecen la oportunidad de solventar la incertidumbre que rodea a las dinámicas de los lóbulos del MHP que fluyeron hacia el este. En un principio los trabajos pioneros (e.g. Clapperton, 1989; Rabassa et al., 1990; Serrat et al., 1990; Ercolano et al., 2004) prestaron especial atención a los drumlins con el fin de establecer relaciones morfológicas y sedimentológicas, no obstante, sólo estudiaron pequeños grupos muestrales, aplicando análisis sedimentológicos y descriptivos acotados. Dichos estudios permitieron establecer nociones básicas de la composición, pero, sobre todo, invitaban a seguir investigando.

Es así como durante la última década, mediante el uso de técnicas de percepción remota, se dió mayor énfasis en el estudio de la distribución de vastos grupos de geoformas, considerando el vínculo con las condiciones y dinámicas paleoglaciológicas de los lóbulos de Patagonia Sur (e.g. Glasser et al., 2008; Lovell et al., 2011; Ponce et al., 2013, 2019; Darvill et al., 2014), sin embargo, en Otway la diversidad de geoformas mapeadas es principalmente acotada a geoformas lineales, dejando fuera del análisis una serie de geoformas de interés geomorfológico.

La morfometría como método de aproximación para el entendimiento de dinámicas y regímenes glaciológicos en el pasado se ha aplicado en escasas ocasiones en Patagonia Sur, donde sólo se han realizado estudios morfométricos de circos glaciares. Por ejemplo, Araos, Kaplan & Spagnolo (2018), en Sierra Baguales, y Oliva, Cioccale & Rabasa (2023), en Ushuaia, estudian la morfometría de circos glaciares y la relacionan con factores de control climáticos y locales. Sin embargo, no se han realizado análisis morfométricos detallados de geoformas subglaciales en Patagonia. Por otro lado, el enfoque de Sistemas Terrestres se ha estudiado en Otway para identificar zonas de corrientes de hielo paleoglaciares (Stoke & Clark, 1999, 2001). No obstante, no se ha estudiado la configuración geomorfológica del lecho bajo el enfoque de Sistemas terrestres de glaciares galopantes o de *surge* (Evans & Rea, 1999, 2003), como si se ha estudiado en los lóbulos Viedma (Ponce et al., 2019) y Bahía Inútil- San Sebastián (Darvill et al., 2017), aún

considerando los estudios sedimentológicos previos en el área de estudio que evidencian reavances sobre sedimentos blandos deformables (Benn & Clapperton, 2000b; Darvill et al., 2017) y que coinciden con eventualidad de dinámicas similares a glaciares de *surge* (Lovell et al., 2012; Darvill et al., 2017).

A modo de síntesis, desde Clapperton (1989) hasta el presente, se ha visto un progreso en el análisis de lechos glaciares que coinciden con los avances tecnológicos en las técnicas y materiales de percepción remota. No obstante, en Otway no se han realizado investigaciones que aborden un conjunto diverso de geoformas desde los análisis morfométricos sistemáticos y detallados, cómo también no se han realizado estudios que se enfoquen en patrones de distribución asociados a los modelos conceptuales de Sistemas Terrestres de glaciares de *surge* (Evans & Rea, 1999, 2003; Schomaker et al., 2014). Por el contrario, sólo se infieren estas relaciones en base al significado glaciológico de las geoformas elongadas cómo evidencias de flujos rápidos de hielo (Aario, 1977; Rose, 1987), dejando de lado la distribución y variedad de geoformas cómo aspectos claves en los estudios con enfoque de “Sistemas Terrestres”.

Por consiguiente, es imperativo investigar la diversidad de geoformas subglaciales presentes en Otway mediante enfoques cuantitativos y descriptivos detallados, que permitan asociar a la diversidad de geoformas cómo evidencias geomorfológicas de dinámicas y condiciones paleoglaciares. El propósito de este enfoque es ofrecer una comprensión más precisa del régimen glaciológico que caracterizó al lóbulo Otway en tiempos pasados.

1.3.- ESTADO DEL ASUNTO

1.3.1.- Estudios de referencia

El estudio de las geoformas subglaciales ha evolucionado con el paso del tiempo, desde estudios netamente descriptivos hasta el análisis de grandes bases de datos por medio de métodos cuantitativos. Los avances en las herramientas de percepción remota y el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) han permitido profundizar en el entendimiento del comportamiento glacial actual y pasado (e.g Clark et al., 2009; Spagnolo et al., 2011; Vérité et al., 2021, 2022, 2023).

Dos enfoques recurrentes en el estudio de lechos pleistocénicos son el análisis morfométrico de geoformas subglaciales y el análisis de distribuciones en base a los modelos conceptuales de Sistemas Terrestres glaciares.

a.- Estudios morfométricos

En los estudios de geoformas subglaciales se ha visto recurrentemente el uso de morfometría cómo método de análisis de lechos glaciares. En la última década este método se ha enfocado en el análisis de grandes bases de datos muestrales, con el fin de abordar hipótesis de formación y relaciones morfológicas existentes entre diversos grupos de

geoformas subglaciales (e.g. Ely et al., 2016; Sookhan et al., 2022; Vérité et al., 2021,2022, 2023).

En Spagnolo et al., (2012) los autores analizaron una muestra de 25.848 drumlins con énfasis en el parámetro “altura”, destacando su relevancia cómo indicador clave para el ajuste de modelos numéricos de formación de drumlins. Los autores obtienen correlaciones fuertes a moderadas entre el relieve y la anchura, y en menor medida con la longitud. Por último, sugieren una evolución de las geoformas mediante redistribución de sedimentos por diversos agentes erosivos.

Otro estudio de interés es el de Sookhan et al., (2022), quienes utilizan una serie de técnicas de mapeo semi-automático en base a datos topográficos LiDAR, mapeando un total de 1.739 geoformas entre drumlins, *flautas*, *megaflautas* y MSGs (lineamientos glaciares a mega escala). La finalidad del estudio es testear hipótesis que involucran la erosión subglacial cómo principal agente de formación, relacionando el cálculo de la rugosidad de la superficie con los patrones de distribución de las geoformas en estudio.

En Vérité et al., (2021,2022,2023) el abanico de tipos de geoformas en estudio es notoriamente más amplio que el resto de los estudios mencionados con anterioridad, implicando el uso de otros parámetros morfométricos complejos. En Vérité et al., (2022) se realizan análisis morfométricos de geoformas subglaciales transversales al flujo de hielo, estudiando las implicancias evolutivas entre las geoformas cómo parte de procesos similares de formación. En el estudio de Vérité et al. (2023) se incorporan parámetros morfométricos para el estudio de geoformas transversales y de disposición paralela, en base a la hipótesis del continuo evolutivo espacial (Aario, 1977; Rose 1987) donde geoformas transversales evolucionarían, en función del tiempo y el aumento de las velocidades basales de flujo, a drumlins y geoformas de disposición paralela altamente elongadas.

b.- Sistemas terrestres glaciares

Los estudios de Clark (1999) y Stoke & Clark (1999) presentan criterios para la construcción de modelos conceptuales de Sistemas terrestres representativos de corrientes de hielo. Los autores relacionan los patrones de distribución de la diversidad de geoformas cómo parte de un conjunto, es así cómo la configuración geomorfológica definida indicaría regímenes glaciológicos específicos (Clark,1999). En cuanto a estos enfoques, los modelos de Sistemas Terrestres de Evans & Rea, (1999,2003) y Schomaker et al., (2014), sobre lechos modelados por glaciares de *surge* contemporáneos, han servido cómo análogos de referencia para el estudio de lechos de corrientes de hielo pleistocénicas (e.g. Darvill et al.,2017; Sutherland et al., 2019; Ponce et al.,2019). Es así como Jónsson et al., (2014) abordaron la configuración geomorfológica del frente del glaciar de tipo *surge* Múlajökull mostrando una correspondencia significativa entre los patrones de distribución observados y los modelos de Sistemas Terrestres característicos de glaciares de tipo *surge*, tal como se describen en los trabajos de Evans y Rea (1999) y Schomaker et al., (2014). En esta

misma área de estudio se encuentra uno de los campos de drumlins en formación según los estudios de Johnson et al., (2010).

Por último, en Nueva Zelanda, a latitudes similares a las de Patagonia Sur, el estudio de Sutherland et al., (2019) presentaron las primeras evidencias de regímenes paleoglaciológicos asociados a intermitencias de “surge” en los Alpes del Sur, mediante el análisis de Sistemas Terrestres de glaciares de surge (Evans & Rea, 1999, 2003).

1.3.2.- Estudios en Patagonia Sur.

Los estudios de Glasser and Jansson (2008) y Glasser et al. (2008), presentan un mapa geomorfológico glacial junto a las implicancias paleoclimáticas desde los 38°S hasta los 56°S. Los autores estudiaron la extensión del Manto de Hielo Patagónico (MHP) durante el Pleistoceno y su relación con las dinámicas de los glaciares que dieron forma al paisaje actual. En el mapeo se incluyen drumlins y “lineaciones glaciares” como geoformas de interés para este estudio.

Por otra parte, Davies et al., (2020), hace una recopilación de la diversidad de trabajos sobre el MHP agrupando alrededor de 59 mil geoformas en la base de datos “PATICE”, estableciendo reconstrucciones empíricas desde los 35 mil años hasta el presente.

En el lago Viedma (49° 40' S - 72° W) los trabajos de Ponce et al. (2013, 2019) estudian el campo de drumlins, flautas y megaflautas, como también la distribución de las geoformas glaciares en el lecho. En el trabajo de Ponce et al., (2013) se estudiaron 218 geoformas entre drumlins, flautas y megaflautas en base a los parámetros morfométricos “relación de elongación” y orientación, los resultados muestran una frecuencia mucho más alta de megaflautas en comparación a las flautas y drumlins. Posteriormente, Ponce et al. (2019) analizan la distribución de drumlins, flautas, megaflautas, morrenas *hummocky*, eskers y morrenas de empuje, como parte de un “Sistema Terrestre” configurado por avances glaciares de tipo surge (Evans & Rea, 1999, 2003).

En las cercanías de estancia Santa Sofía al norte de laguna Blanca, en territorio argentino (51° 48' - 51° 52' S y 70° 53' -71° 13' O), Ercolano et al., (2004) estudian los campos de drumlins, flautas y megaflautas generados por el lóbulo Río Gallegos. Los autores describen 37 geoformas en función de la relación de elongación y orientación, identificando mayoritariamente megaflautas. En la misma zona, hacia el oeste, Lovell et al., (2011) y Darvill et al., (2014) mapean un grupo de geoformas identificadas como crestas irregulares disectadas y lineaciones glaciares asociadas a los lóbulos Río Gallegos y Skyring

Por último, en el área circundante del Estrecho de Magallanes y Tierra del fuego, Soteres et al., (2020) y Darvill et al., (2017) efectuaron mapeos detallados de los lechos modelados por los lóbulos Magallanes y Bahía Inútil-San Sebastián, incluyendo una serie de geoformas subglaciales en el análisis de drumlins, eskers, morrenas *hummocky*, entre otras. Por su parte, Darvill et al., (2017) estudia la distribución de las geoformas con el enfoque de Sistemas Terrestres glaciares evidenciando períodos de avances y reavances de altas

velocidades de flujo de hielo asociadas a posibles comportamientos similares a los avances de glaciares de *surge*.

1.3.3.- Estudios en Otway

En el lecho del lóbulo Otway, se han estudiado y mapeado principalmente geoformas lineales o de marcada elongación (e.g., Clapperton, 1989; Benn & Clapperton, 2000b; Lovell et al., 2011, 2012; Darvill et al., 2014,2017). El trabajo de Clapperton (1989) se destaca por ser el primero en la región en abordar el estudio de drumlins y geoformas drumlinoides en las proximidades de laguna Cabeza de Mar, a pocos kilómetros al norte de Punta Arenas. El análisis se centró en la evaluación de los parámetros morfométricos “relación de elongación” y la “relación de aspecto”, con el fin describir un grupo acotado de geoformas.

En Benn & Clapperton (2000b) se presentan evidencias de empuje proglaciar y deformación glacioteónica de sedimentos blandos. Estas evidencias se asociaron a reavances glaciares caracterizados por flujos rápidos de hielo del lóbulo Otway con condiciones basales frías en los márgenes frontales. Estos reavances avanzaron sobre crestas morrénicas a 17 km al noreste de laguna Cabeza de Mar y al este del lago Cabo Negro en el borde costero, generando signos de empuje glacial y glacioteonismo, lo que indicaría repetidos avances del lóbulo Otway a posiciones ya alcanzadas por el frente glacial con anterioridad.

En el trabajo de Lovell et al., (2011) se estudian las zonas orientales de los senos Otway y Skyring, los autores identificaron un amplio grupo de geoformas cómo lo son drumlins, eskers, crestas irregulares disectadas y un sistema de canales de agua de deshielo que se extiende por gran parte del lecho hacia el estrecho de Magallanes. Posteriormente, Lovell et al. (2012) presentan evidencias geomorfológicas de rápidos flujos de hielo y la existencia de lagos proglaciares en los frentes de los lóbulos Skyring y Otway en el pasado. Los autores se basan en las hipótesis de Benn & Clapperton (2000b) y describen evidencias geomorfológicas de corrientes de hielo considerando la presencia de formas del lecho atenuadas, márgenes laterales abruptos en las zonas de flujo, evidencias de sedimentos deformados y presencia de morrenas de empuje (Clark, 1999; Stoke & Clark ,1999). Los autores hipotetizan avances de tipo *surge* que podrían haberse operado por cambios internos en las condiciones térmicas e hidrológicas en la interfaz lecho-hielo, sin embargo, no asocian a estos avances con la ciclicidad característica de los glaciares de *surge*.

En Darvill et al., (2014) se realizó un mapeo geomorfológico de las áreas de influencia de los lóbulos Río Gallegos, Skyring, Otway, Magallanes y Bahía Inútil- San Sebastián, detallando la zona de influencia del lóbulo Bahía Inútil- San Sebastián en Tierra del Fuego. Posteriormente, Darvill et al. (2017) exhiben evidencias de sedimentos glacioteonizados en crestas morrénicas en la sección nororiental del lecho del lóbulo Otway al oeste de Segunda Angostura, que indicaría reavances glaciares de alta compresión basal en los frentes. Los autores indican condiciones predominantemente asociadas a glaciares activos y templados con períodos similares a eventos de *surge*, los cuales estarían sujetos a períodos de condiciones politérmicas.

1.4.- ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio abarca el área de influencia del lóbulo Otway hacia el norte, este y sur desde el actual seno Otway (Figura 1). Con el objetivo de simplificar y facilitar un análisis a un mayor nivel de detalle, la región se ha dividido en tres zonas de análisis.

Campo laguna Cabeza de Mar (Sección A, figura 1): Es el campo de mayor extensión y comprende la extensión del lecho subglacial considerada desde la ribera oriental del seno Otway hasta la zona de “Sandur” (*outwash plain*) hacia el noreste, abarcando unos 40 kilómetros de extensión longitudinal.

Campo Fitz Roy (Sección B, figura 1): Comprende la zona emplazada en el margen norte del seno Otway y al oeste del canal Fitz Roy, la delimitación del campo se representa por la sección B en la figura 1.

Campo Río Grande (Sección C, figura 1): Corresponde al campo de drumlins ubicado en la Reserva Nacional Magallanes, en las proximidades del Río Grande en la ribera sur del seno Otway.

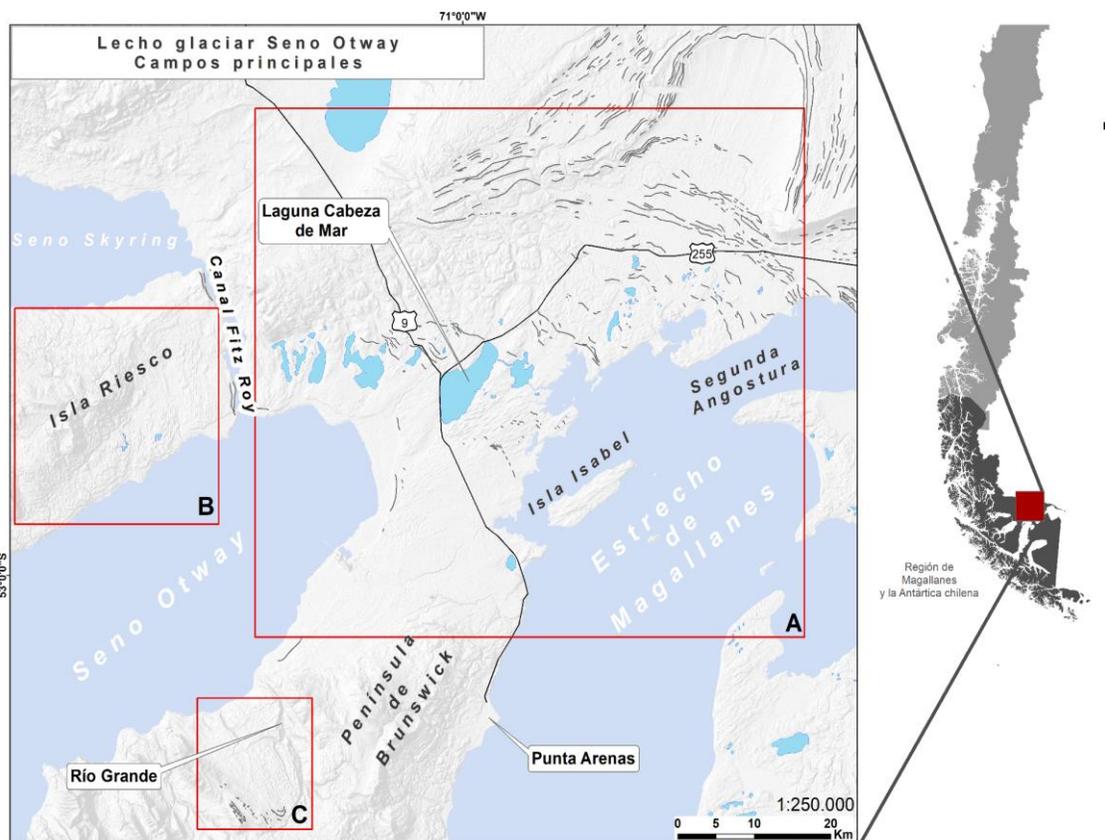


Figura 1.- Principales áreas de estudio. A: campo laguna Cabeza de Mar. B: campo Fitz Roy. C: campo Río Grande.

1.4.1.-Antecedentes geológicos

Según Harambour et al., (2001), en el área de estudio se encuentran secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias.

Secuencias sedimentarias

Q1: Pleistoceno - Holoceno: Correspondiendo principalmente a depósitos fluvio-glaciales, deltaicos y litorales en el área de estudio. La extensión longitudinal de esta secuencia se extiende desde la ribera noreste del Seno Otway hasta las cercanías de Primera Angostura, mientras que la extensión transversal de esta secuencia cubre gran parte del lecho, desde la Península de Brunswick hasta el cinturón de cuencas lacustres hacia el noroeste del campo laguna Cabeza de Mar. En Isla Riesco se extiende del extremo oriental en el canal Fitz Roy hasta aproximadamente los 71° 58'.

Q1g1: Pleistoceno - holoceno: Secuencia sedimentaria correspondiente a lóbulos morrénicos en el frente de los lagos proglaciares, abanicos fluvio-glaciales frontales, varves en ribera de lagos o en cursos fluviales, asociados a las principales glaciaciones relativas a la glaciación Llanquihue (35 - 14,2 ka). La extensión de esta secuencia sedimentaria se emplaza hacia el noreste de la zona de *Outwash plain* en Segunda Angostura, en el sentido longitudinal y transversal, hasta los cordones morrénicos terminales.

M1c: Mioceno Inferior - Medio: Secuencias sedimentarias de abanicos aluviales, pedimento o fluviales: gravas, arenas y limos con ignimbritas intercaladas. Se extienden hacia el norte de los cuerpos de agua laguna Los Palos, Laguna del Toro, Laguna Entre Vientos, Laguna Islote y Laguna Palomares, mientras que en dirección al norponiente se extiende hasta el Seno Skyring. A la vez, esta secuencia se prolonga por el margen suroriental de Laguna Cabeza de Mar, extendiéndose por toda la ribera de Laguna Verdana y hacia el norte de ésta, mientras que hacia el oriente se extiende hasta la costa del Estrecho de Magallanes. En Isla Riesco corresponde a los depósitos aluviales y fluviales de las cuencas asociadas a los ríos Contardi, río Grande y río Boer, hacia el norte del Seno Otway.

Ks1mp: Campaniano - Maastrichtiano: Secuencias sedimentarias marinas y parálicas: areniscas y lutitas. Esta secuencia se intercala con las secuencias Q1 y M1c en la ribera norte del Seno Otway, Isla Riesco.

E1m: Eoceno: Secuencias sedimentarias marinas: Areniscas y lutitas. Se extienden por la ribera sur del seno Otway en la Península de Brunswick, desde río Grande (53°09' S - 71°32'W) hasta río El Canelo (53°16' S - 71°52' W), mientras que en dirección al sureste se extiende hasta el Estrecho de Magallanes.

OM1c: Oligoceno - Mioceno: Secuencias sedimentarias continentales parálicas o aluviales: conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y mantos de carbón correspondientes

a la *Formación Loreto* en la región. Esta secuencia se emplaza hacia el sur del seno de Otway comprendiendo gran parte de la Reserva Nacional Magallanes.

EM1m: Eoceno - Mioceno: Secuencias sedimentarias marinas sublitorales: limolitas arcillolitas correspondientes al *Grupo Bahía Inútil*. Se extiende desde la ribera sur del seno Otway hasta el Estrecho de Magallanes en la Península de Brunswick.

Secuencias volcanosedimentarias

M2c: Mioceno Inferior - Medio: Secuencias volcanosedimentarias continentales: tobas, areniscas y turbiditas. Se extiende adyacentemente hacia el norte de la secuencia sedimentaria M1c coincidiendo con los cordones morrénicos laterales en el área de estudio, presenta continuidad hacia el norte hasta la ribera sur de Laguna Blanca.

1.4.2.- Antecedentes geomorfológicos

La mayor parte de las geoformas presentes se emplazan en la subunidad geomorfológica de las *Tierras bajas de la estepa fría magallánica*, tal como describe Börgel (1965). Desde el límite fronterizo oriental se proyecta hacia el oeste desde territorio argentino, mientras que en su extensión meridional se proyecta más allá del Estrecho de Magallanes. Hacia el poniente, por sobre los 500 m.s.n.m aproximadamente, se pone en contacto con las *Cordilleras patagónicas continentales* en la Península de Brunswick y las *Cordilleras patagónicas insulares* en Isla Riesco (Börgel, 1965).

La impronta glacial cuaternaria dominante en las *Tierras bajas de la estepa fría magallánica* se expresa en la actualidad en una serie de geoformas del relieve generalmente planas y onduladas, típicas del modelado fluvioglacial (Börgel, 1965), que a su vez siguen siendo disectadas y modeladas por la acción fluvial holocénica. De igual manera, se expresa por el amplio dominio de cuencas lacustres al este del seno Otway (Börgel, 1983), dispuestas en forma de semi-arco continuo hasta la laguna Cabeza de Mar (Benn & Clapperton, 2000a).

En detalle, se pueden identificar canales de deshielo, terrazas fluviales, escarpes de erosión fluvial y deltas distribuidos, tanto de manera transversal como longitudinal en todo el lecho glacial. Los márgenes septentrionales y orientales delimitados por los cordones morrénicos lobulares se presentan disectados por una serie de canales de deshielo anastomosados (Clapperton, 1989; Benn & Clapperton, 2000b). El margen sur del área de estudio, entre el seno Otway y el Estrecho de Magallanes, se define por un gran cinturón de morrenas “*hummocky*”, a unos 5 kilómetros al norte de Punta Arenas (Clapperton, 1989).

Las zonas costeras exhiben líneas de costa continuas en la ribera oriental del seno Otway, mientras que, en la ribera norte (Isla Riesco) se manifiestan en secciones intermitentes. Además, se observan líneas de costa intermitentes a lo largo del canal Fitz Roy, y en algunas áreas de la ribera norte del Estrecho de Magallanes, específicamente en Bahía Santa Susana (Glasser et al., 2008; Lovell et al., 2012).

En Isla Riesco, se presentan una serie de drumlins, geoformas drumlinoides y ovals de origen glaciar (Clapperton, 1989; Lovell et al., 2011), los cuales se proyectan hacia el oeste por la ribera norte del seno Otway y en dirección al norte por sobre los 500 m.s.n.m. En las zonas bajas se destaca el modelamiento definido por los cursos hídricos principales. En la sección oriental, adyacente al canal Fitz Roy, se extiende una llanura configurada por drumlins y geoformas drumlinoides disectados por canales de deshielo, en menor cantidad se destaca la presencia de pequeños cuerpos lacustres.

Por último, en la vertiente norte de la Península de Brunswick, inserta en la *Cordillera patagónica continental*, se destaca una meseta a los 300 m.s.n.m caracterizada por geoformas con forma de huso (Benn & Clapperton, 2000a), de igual manera, adyacente a los cordones morrénicos, se emplazan morrenas *hummocky* y/o topografías del tipo Kettle y Kames (Darvill et al., 2014, 2017). En la ribera sur del seno Otway, en las zonas bajas de la vertiente norte, se presentan líneas de costa y deltas asociados a los cursos hídricos que desembocan hacia el norte de la península.

1.4.3.- Antecedentes climáticos

a.- Zonificación climática

De acuerdo con Sarricolea et al. (2017), se identifican las siguientes zonas climáticas en función de la clasificación del sistema modificado de Köppen-Geiger:

Bsk: Clima semi-árido frío: Principalmente esta zona climática se encuentra en la comuna de San Gregorio en la Estepa Fría Magallánica, en la sección nororiental del área de estudio.

Csc: Clima mediterráneo (verano suave): Esta zona climática cubre gran parte de la sección continental del área de estudio, el extremo oriental de Isla Riesco y parte de la ribera sur del seno Otway en la Península de Brunswick.

Cfc: Clima marino de la costa oeste (verano suave): Esta zona climática cubre gran parte de las zonas costeras del norte y sur del seno Otway en Isla Riesco y Península de Brunswick.

ET Clima de Tundra: Corresponde a la zona de mayor dominio en la región de Magallanes, cubriendo las áreas de mayor altitud en la sección poniente del área de estudio, específicamente en las zonas montañosas de Isla Riesco y Península de Brunswick.

b.- Precipitaciones

En la sección nororiental del área de estudio las precipitaciones no superan los 300 mm/año (CIREN, 2021), disminuyendo hacia el oriente hasta alcanzar los 200 mm/año (Castro et al., 2000). La misma tendencia se observa en Isla Riesco, la sección occidental muestra

tasas de precipitación por sobre los 500 mm/año en la desembocadura de río Grande, disminuyendo hacia el oriente hasta los 400 mm/año en las cercanías del canal Fitz Roy. En la Península de Brunswick, las estaciones “Cerro Mirador” y “Leñadura Alta” muestran tasas de precipitación por sobre los 600 mm/año (Servicios climáticos, s/f).

c.- Temperatura

Según los datos de la Dirección Meteorológica de Chile (Servicios climáticos, s/f). Las variaciones en la temperatura pueden cambiar altitudinalmente en la región de Magallanes. En las zonas costeras, se registran medias de temperatura de 6,7 °C en la sección sur del campo Laguna Cabeza de Mar (Aeropuerto Internacional Presidente Carlos Ibáñez). Por otro lado, en la zona costera de Isla Riesco, las temperaturas mantienen medias de 7,1 °C a lo largo del año, sin superar los 15 °C (Estación Isla Riesco). En las zonas distales del lecho, hacia el nororiente, las temperaturas presentan medias anuales de 6,2 °C, con medias de temperatura de invierno de - 2 °C (Estación Estancia 5 de Enero). Por último, al norte del cinturón de cuencas lacustres, las temperaturas medias no superan los 12 °C, con media anual de 7,2° C y medias mínimas de -1.5 ° C aproximadamente (Estación Kampenaike).

1.4.5.- Antecedentes hidrográficos.

a.- Cuencas asociadas

Conforme al Inventario de Cuencas de Chile realizado por la Dirección General de Aguas (DGA), el área de estudio se divide en las siguientes unidades de cuencas hidrográficas (Niemeyer,1980):

Cuencas Vertientes del Atlántico: Se extienden por el límite oriental hacia territorio argentino, y contemplan los cursos hídricos que desembocan en el océano Atlántico, destacando la subcuenca del río Ciaiike y río Los Pozuelos en territorio chileno.

Cuencas costeras entre Laguna Blanca, seno Otway, canal Jerónimo y Estrecho de Magallanes: Corresponden a las cuencas que cubren gran parte del área de interés, extendiéndose desde Laguna Blanca al noreste del seno Skyring hasta el Estrecho de Magallanes. En el área de estudio se destacan las subcuencas del “Río Santa Susana”, las subcuencas “Costeras entre Laguna Blanca, Península de Brunswick y Santa Susana”, y las subcuencas “Costeras occidentales de la Península de Brunswick” en la vertiente norte.

Cuencas costeras e islas entre río Holleberg y Laguna Blanca: Dentro de este conjunto de cuencas se destaca la subcuenca “Isla Riesco”, en ella las geoformas en estudio se encuentran en la subsubcuenca “Costera entre Río Grande y Canal Fitz Roy”, extendiéndose entre el límite oriental de Isla Riesco hasta Río Grande por la vertiente suroriental de la isla.

b.- Cuerpos lacustres

En la sección oriental del área de estudio, se identifican una serie de cuencas lacustres dispuestas en forma de semiarco (figura 2), extendiéndose desde Laguna Palomares ubicada en las proximidades del canal Fitz Roy, hasta Laguna Baja (también conocida como Laguna Pecket o Laguna Verdana).

La mayoría de estos cuerpos lacustres se mencionan en el *Diccionario Geográfico de Chile* (Risopatrón, 1924) como cuencas de mediana extensión, figurando la laguna Palomares ($52^{\circ} 45' S - 71^{\circ} 19' W$) en la ribera oriental del canal Fitz Roy, laguna Casimiro ($52^{\circ} 40' S - 70^{\circ} 41' W$), laguna Entre Vientos ($52^{\circ} 45' S$ y $71^{\circ} 15' W$), laguna El Toro ($52^{\circ} 45' S - 71^{\circ} 10' W$), laguna los Palos ($52^{\circ} 44' S - 71^{\circ} 05' W$) y laguna Pecket (o Verdana) ($52^{\circ} 44' S - 70^{\circ} 51' W$), la cual corresponde particularmente a una laguna de transmisión entre laguna Cabeza de Mar y Bahía Pecket en la ribera norte del Estrecho de Magallanes.

Por último, Risopatrón (1924) describe a laguna Cabeza de Mar como un cuerpo de extensión, ubicado a los $52^{\circ} 45' S - 70^{\circ} 57' W$. Sin embargo, Boonen (1897) le menciona como seno Cabeza de Mar por su conexión con el Estrecho de Magallanes. Las lagunas Los Azules y laguna Islote no fueron descritos por Boonen (1897) y Risopatrón (1924), pero figuran dentro del *Inventario Público de Cuencas hidrográficas y Lagos* (2022) de la Dirección General de Aguas.

c.- Red hídrica

En la vertiente norte de la Península de Brunswick los cursos de agua que desembocan en el seno Otway corresponden al río Grande, río El Ganso, río de los Patos, estero Porfia, estero Carey y estero del Medio. En tanto, los cursos que desembocan hacia el oriente en el Estrecho de Magallanes son el río Pescado y el estero Chabunco .

En Isla Riesco, en la vertiente suroriental de la isla, desembocan hacia el seno de Otway los ríos Grande (Isla Riesco), río Pico y río Contardi. Se destaca en este sector la ausencia de muchos topónimos sobre cursos de agua en las bases de datos consultadas.

En el límite oriental de la zona de estudio, específicamente en los márgenes morrénicos laterales, se encuentran las cuencas del río Ciaike o río Chico, el río Dinamarquero y el río Santa Susana.



Figura 2.- Cuerpos lacustres en el área de estudio

1.5.- OBJETIVOS

1.5.1.- Objetivo general

Evaluar posibles aspectos del régimen paleoglaciológico del lóbulo Otway mediante el análisis del sistema terrestre glacial.

1.5.2.- Objetivos específicos

- 1.- Identificar y mapear geoformas glaciales en el lecho del lóbulo Otway.
- 2.- Interpretar la configuración geomorfológica del lecho en función de la morfometría y la distribución de geoformas.
- 3.- Analizar patrones de distribución desde el enfoque de Sistemas Terrestres Glaciares.

CAPÍTULO II: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

2.1.- Insumos y herramientas de procesamiento

2.1.1.- Modelos de elevación digital

En específico se obtuvieron los DEMs ALOS Palsar RTC FBS de 12.5 metros de resolución espacial obtenido de la Infraestructura de Datos Geoespaciales, y el DEM ALOS World 3D de 30 metros de resolución espacial, obtenidos de los portales Alaska Satellite Facilities y Open Topography.

2.1.2.- Imágenes de alta resolución

Se obtuvieron imágenes de alta resolución por medio del software SAS Plannet (Google Earth Imagery, Bing Satellite) para la corroboración de geoformas por medio del traslape de capas.

2.1.3.- Softwares de procesamiento

Los softwares utilizados fueron ArcMap 10.8.2, ArcGIS Pro, QGIS y Google Earth Pro para la identificación y mapeo de geoformas, procesamiento DEM y análisis de parámetros morfométricos. Para facilitar la obtención de algunos parámetros morfométricos se utilizó el plug-in PolyMorph 2D (Güler et al., 2021) en el software de código libre Open Jump. Por último, para el análisis estadístico se utilizó el entorno de desarrollo integrado Rstudio.

2.1.4.- Conjunto de datos geoespaciales

Se obtuvieron archivos vectoriales de investigaciones previas para su uso complementario y auxiliar en la identificación, mapeo y análisis, específicamente de los trabajos de Lovell et al. (2011), Darvill et al. (2014) y Davies et al., (2020). Para relacionar los parámetros morfométricos con variables glaciológicas se obtuvieron archivos NetCDF correspondientes a las variables de espesor, velocidad superficial y velocidad basal del Manto de hielo Patagónico para el Último Máximo Glaciar (Yan et al., 2022).

2.2.- Objetivo específico N°1 - Identificar y mapear geoformas glaciales en el lecho del lóbulo Otway.

2.2.1.- Análisis bibliográfico para la identificación y descripción de geoformas

Se emplearon criterios morfológicos para la identificación de geoformas, teniendo en cuenta las posibles fuentes de error que suelen surgir en el proceso de identificación, de manera paralela, se caracterizaron las geoformas en base al significado glaciológico atribuido a cada una. La información se agrupó en una tabla resumen, compuesta por los campos “criterios de identificación”, “potenciales fuentes de errores de identificación” y “significancia glaciológica”, junto a las referencias pertinentes.

a.- Criterios de identificación morfológica: Corresponden a una serie de atributos relacionados con la morfología de las geoformas, la topografía o relieve y la distribución en planta.

b- Potenciales fuentes de error de identificación: Corresponde a las dificultades que se presentan en la identificación de la diversidad de geoformas, las cuales están asociadas a las dificultades de visualización por coberturas de suelo, resolución espacial de insumos digitales y similitudes morfológicas entre geoformas.

c.- Significado glaciológico: Corresponde a las dinámicas y condiciones glaciológicas que están asociadas a los procesos de formación de las geoformas.

2.2.2.- Mapeo de geoformas

Fotointerpretación cómo método de identificación.

Para la identificación y mapeo preliminar de las geoformas se fotointerpretaron distintos tipos de capas cómo lo son mapas de sombras, mapas de pendientes e imágenes de alta resolución mediante el traslape del conjunto en ArcMap 10.8.2. Sin embargo, se incorporaron insumos de manera auxiliar, cómo lo son capas de orientación y capas de pendientes. La identificación y mapeo definitivo se efectuó en el software Google Earth Pro para solventar aquellas zonas donde las imágenes disponibles no proporcionaban una discriminación precisa de los contornos.

a.-Capa de sombras

Para la identificación y mapeo de la gran mayoría de las geoformas se utilizaron mapas de sombras, técnica recurrente en el análisis de geoformas subglaciales (e.g. Spagnolo et al.,2012; Sookhan et al.,2022; Vérité et al.,2022,2023).

Los rangos de valores de azimut utilizados variaron entre 70° y 90° y los rangos de valores de altitud entre 15° y 20°. Para las zonas de difícil visualización se aplicaron factores de exageración con la finalidad de facilitar la identificación de geoformas.

El criterio de elección se basa en las dificultades que implican las coberturas vegetales densas y la proyección de sombras al visualizar las geoformas en color real, sin embargo, el nivel de detalle está condicionado por la resolución espacial o tamaño de píxel del DEM base, limitando el mapeo de geoformas a menor escala o con contornos difusos.

b.-Imágenes de alta resolución.

Para identificar y delimitar las geoformas de difícil visualización, se utilizó la superposición de imágenes de alta resolución (Google Earth Imagery, Bing Satellite) sobre mapas sombreados.

c.-Capas de orientación y pendientes

En áreas donde la superposición de mapas de sombras e imágenes de alta resolución no resultó suficiente para una discriminación precisa de los contornos, se recurrió a la superposición de capas de orientación y de pendientes. Para el traslape de capas se aplicaron filtros de transparencias adecuados (20 - 50 %) y adicionalmente se realizaron extracciones de valores de pendientes (figura 3).

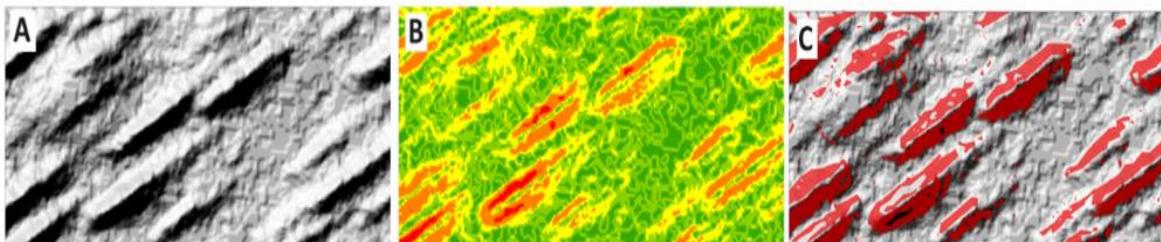


Figura 3.- Técnica de visualización: Traslape de capas. A: Visualización en mapa de sombras. B: Visualización por mapa de pendientes. C: Visualización por extracción de valores de pendientes.

2.3.- Objetivo específico N° 2.- Interpretar la configuración geomorfológica del lecho en función de la morfometría y la distribución de geoformas.

2.3.1.- Obtención de parámetros morfométricos

Para el cálculo de parámetros morfométricos básicos se utilizó el complemento Poly-Morph-2D (Güler et al. 2021) en el software Open JUMP 16.8.1. obteniéndose un total de 39 parámetros morfométricos, incluyendo 19 parámetros básicos y 20 parámetros derivados. Los parámetros morfométricos complejos se construyeron de forma complementaria, mediante el mapeo y cálculo de variables.

Se utilizó la relación de aspecto W/L para identificar grupos de flautas y megaflautas (Muller, 1974). Para el estudio de Sistemas Terrestres se utilizó el parámetro relación de elongación (L/W) como criterio de identificación geomorfológica de geoformas altamente atenuadas indicativas de corrientes de hielo pleistocénicas (Stoke & Clark, 1999).

Para el estudio del conjunto variado de geoformas se utilizaron los parámetros morfométricos Índice de Sinuosidad, Índice de Circularidad, Factor de elongación de Flujo y Altura Relativa, utilizados en análisis de trabajos de referencia metodológica (e.g Spagnolo et al., 2012; Ely et al., 2016; Vérité et al., 2022,2023).

a.- Relación de elongación o relación longitud-ancho (L/W)

El cálculo de la relación de elongación está determinado por la fórmula N°1:

$$\text{Relación de elongación} = \frac{\text{Largo}}{\text{Ancho}} \quad (1)$$

Obteniéndose rangos de valores $+\infty$, donde valores $L/W \sim 0$ indicarían geoformas con muy baja elongación, $L/W = 1$ geoformas principalmente circulares y $L/W \geq 1$ geoformas de mayor elongación.

b.- Relación de aspecto o relación ancho-longitud (W/L)

$$\text{Relación de aspecto} = \frac{\text{Ancho}}{\text{Largo}} \quad (2)$$

Obteniéndose rangos de valores $+\infty$, donde valores $W/L \sim 0$ indicarían geoformas alargadas, mientras que $W/L +\infty$ indicarían un aumento paulatino a geoformas achatadas, de menor elongación.

c.- Índice de Sinuosidad

El cálculo del índice de Sinuosidad está determinado por la fórmula N°3:

$$I_{sin} = \frac{\frac{\text{Longitud curvilínea}}{\text{Longitud recta}} - 1}{\sqrt{5} - 1} \quad (3)$$

Obteniéndose rangos de valores entre 0 y $+\infty$, donde valores $I_{sin} = 0$ indicarían geoformas con crestas perfectamente lineales, $I_{sin} = 1$ geoformas con crestas triangulares equiláteras y valores $I_{sin} = +\infty$ indicarían geoformas con crestas fuertemente sinuosas (Vérité et al., 2023). Los valores de las variables *Longitud curvilínea* y *Longitud recta* se obtuvieron mediante el mapeo de las crestas de cada geoforma y el cálculo de la distancia lineal entre los extremos de cada cresta.

d.- Factor de elongación de flujo

Su empleo nace de la necesidad de establecer relaciones entre geoformas de disposición transversales y paralelas debido a las limitantes que implica el uso del parámetro "relación de elongación" en el estudio de morrenas *ribbed* y geoformas elongadas. El flujo de hielo se infiere de la orientación de drumlins, flautas y megafautas (Clark, 1993).

El cálculo de la elongación en función de la dirección del flujo de hielo está determinado por la fórmula N°4:

$$FELF = \frac{\text{Eje transversal al flujo de hielo}}{\text{Eje longitudinal al flujo de hielo}} \quad (4)$$

Obteniéndose rangos de valores $+\infty$, donde valores FELF ~ 0 indicarían geoformas de disposición paralela al flujo de hielo de muy alta elongación, FELF $+\infty$ geoformas de menor elongación y mayor transversalidad.

e.- Índice de Circularidad

El cálculo del índice de Circularidad está determinado por la fórmula N°5:

$$I_{cir} = \frac{4xAx\pi}{P^2} (5)$$

Donde:

A: Área (A) de un polígono que se proyecta sobre un plano horizontal.

P: Perímetro (P) que se proyecta sobre un plano horizontal.

El resultado obtenido varía en un rango de valores entre 0 y 1, donde $I_{cir} = 0$ indicaría geoformas con contornos débilmente circulares, $I_{cir} = 1$ geoformas con contornos perfectamente circulares. Las variables *Área* y *Perímetro* figuran dentro de los parámetros básicos obtenidos por el plug-in Polymorph-2D, por lo que el cálculo del índice se realizó por medio de calculadora de campos en la tabla de atributos de la capa vectorial.

f.- Cálculo de “Altura relativa”

Para determinar la altura promedio aproximada de cada geoforma se aplicó una serie de procesos al modelo de elevación digital (DEM), considerando el flujo metodológico utilizado por Spagnolo et al., (2012). Los pasos y procesos son descritos a continuación:

1.- Extracción de valores ráster: Se realizó la extracción de valores utilizando cómo máscara de extracción al archivo vectorial obtenido del objetivo 1. El resultado es un modelo de elevación digital (DEM 1) que contiene sólo los valores altitudinales correspondientes a cada geoforma (figura 4).

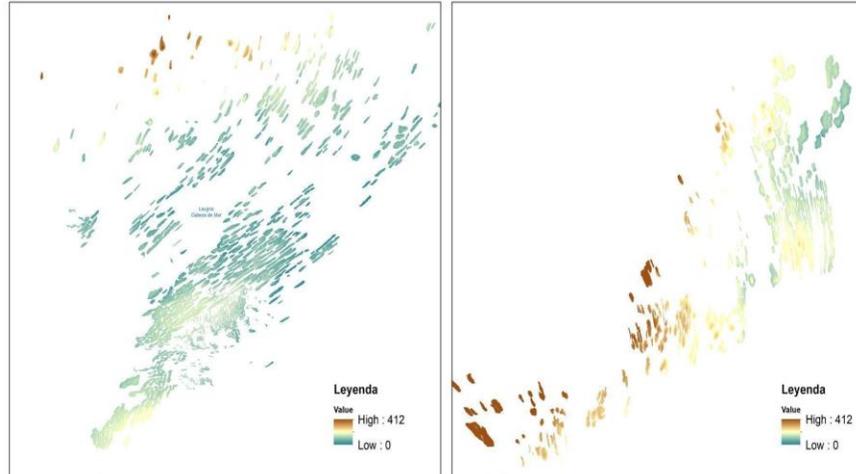


Figura 4.- Extracción de valores altitudinales. DEM 1: Resultado de la extracción de valores del DEM original.

2.- Determinación de nivel base: Por medio de calculadora ráster se establecieron nulos los valores correspondientes a las geoformas, cómo también los valores iguales a 0 m.s.n.m. El resultado se muestra en la figura 5A y corresponde a un modelo de elevación digital sin el relieve propio de las geoformas. Para estimar valores altitudinales de las bases de las geoformas se aplicó “Estadística Focal” en ArcMap 10.8.2 de manera sucesiva, se consideraron los valores mínimos en un radio de búsqueda de 15 metros. El resultado obtenido se muestra en la figura 5B. Posteriormente se aplicó la extracción de los valores basales por medio de la máscara de extracción vectorial. El resultado se muestra en la figura 5C y corresponde a un modelo de elevación digital (DEM 2) que muestra valores hipotéticos del nivel altitudinal base de cada geoforma.

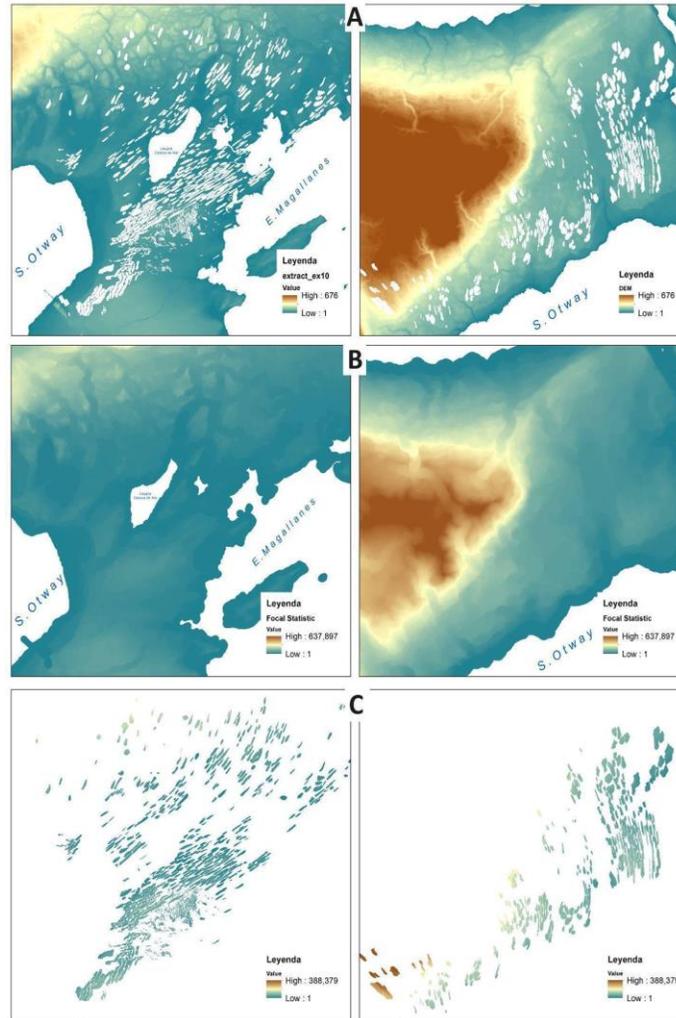


Figura 5.- Productos obtenidos del flujo metodológico de la determinación de altura. A: Establecimiento de valores nulos. B: “Relleno” de valores por medio del geoproceso “Estadística focal”. C: DEM 2 con valores altitudinales hipotéticos del nivel basal de las geoformas (DEM 2).

3.- Determinación de altura: Se calculó la diferencia entre el DEM 1 y 2, el resultado corresponde a una capa ráster con valores aproximados de altura, medida desde el nivel altitudinal basal. Al DEM resultante (Δ DEM) se aplicó “Estadística Zonal” para obtener promedios de valores de altura, así como también valores máximos y mínimos. El resultado consiste en un DEM con valores máximos de altitud relativa para cada geoforma (figura 6)

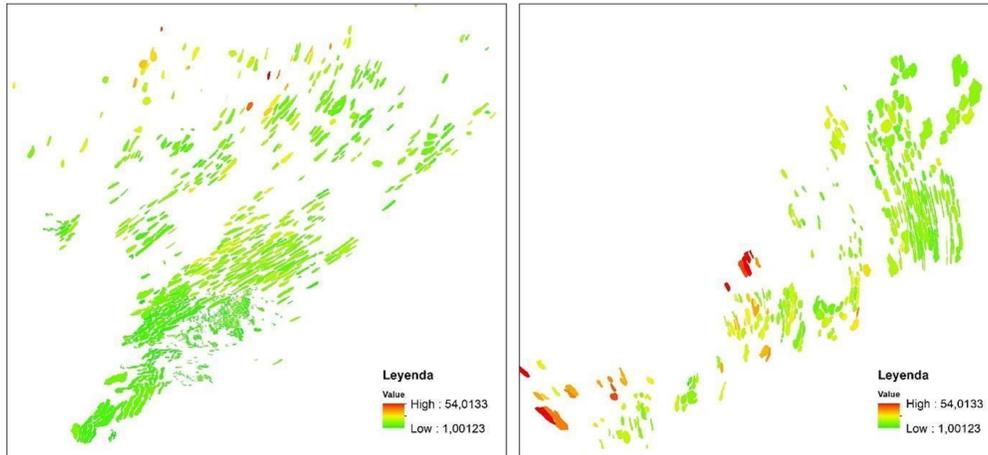


Figura 6.- Valores de altura relativa. Resultado (Δ DEM) ajustado a valores máximos.

2.3.2.- Red de cuadrículas

Se creó una red de cuadrículas por medio de la herramienta “Create Fishnet” en ArcGIS Pro, cada cuadrícula representa el promedio de valores del total de geformas que son intersectados (figura 7), se generaron cuadrículas de 2 kilómetros de lado, lo cual corresponde a la mitad del valor máximo de longitud del eje mayor. Esto se hizo para reducir el efecto de valores atípicos en la representación visual, cómo también para simplificar la escala de análisis y de visualización (Sookhan et al., 2022).

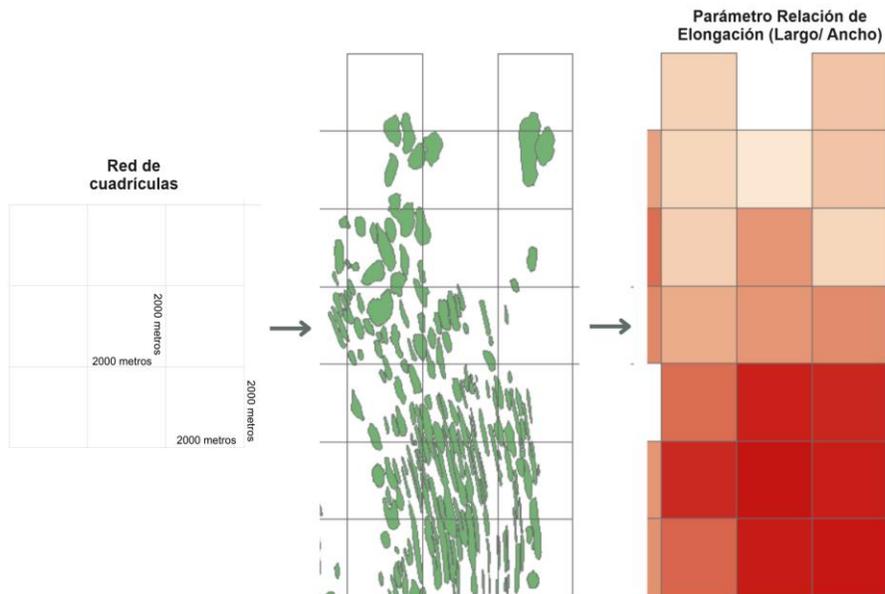


Figura 7.- Red de cuadrículas para análisis simplificado

2.3.3.- Generación de *clusters*

Se llevó a cabo el análisis de clusters utilizando el geoproceso "Multivariate Clustering" de ArcGIS Pro para identificar patrones y estructuras dentro de la distribución total de datos. Esta aproximación permitió la reducción de la dimensionalidad de los datos al espacializar grupos con cualidades morfométricas similares. Posteriormente, se establecieron correspondencias con los distintos tipos de geoformas, mejorando así la comprensión de la variabilidad en el espacio.

2.4.- Objetivo específico N°3.- Analizar patrones de distribución desde el enfoque de Sistemas Terrestres glaciares

2.4.1- Análisis de correlaciones

Se realizaron análisis de correlaciones entre los parámetros morfométricos y el modelo numérico de reconstrucción glacial del Manto de Hielo Patagónico de Yan et al., (2022). El propósito de estos análisis fue inferir relaciones entre las variables glaciológicas y los parámetros morfométricos, especialmente en la relación entre el Factor de Elongación de Flujo (FELF) y la velocidad basal de flujo. Lo anterior se justifica en función de las hipótesis que plantean relaciones morfológicas evolutivas entre distintos tipos de geoformas (figura 8), donde el aumento de la velocidad de flujo desde zonas proximales a medias y distales tienden a generar geoformas cada vez más alargadas y paralelas al flujo de hielo (Aario, 1977; Stokes & Clark, 2013). Desde esta perspectiva, un amplio espectro de geoformas se vincularía genéticamente de forma evolutiva en avances de tipo isocrónico (Clark, 1999; Stokes & Clark, 1999).

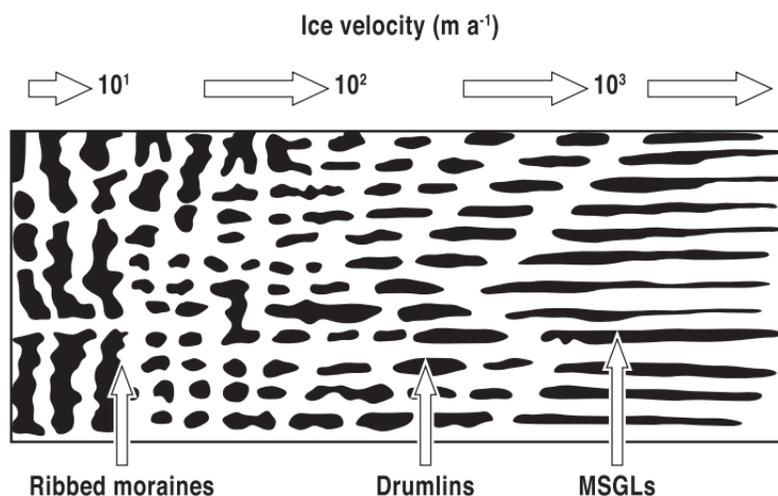


Figura 8.- Continuo de formas del lecho subglacial modificada a partir de Aario (1977) en Stokes & Clark, (2013).

2.4.2.- Análisis de Sistemas Terrestres

Se estudió la configuración del lecho del lóbulo Otway considerando los planteamientos de Clark (1999) y Stoke & Clark (1999) para la identificación de corrientes de hielo por medio de evidencias geomorfológicas (figura 9). Luego se utilizaron los modelos de Sistemas Terrestres de glaciares de *surge* (figura 9) (Evans & Rea, 1999; Schomaker et al., 2014) para el estudio de la distribución de las geofomas, con el objetivo de profundizar en las hipótesis planteadas sobre reavances de tipo *surge* en Otway (Lovell et al., 2012).

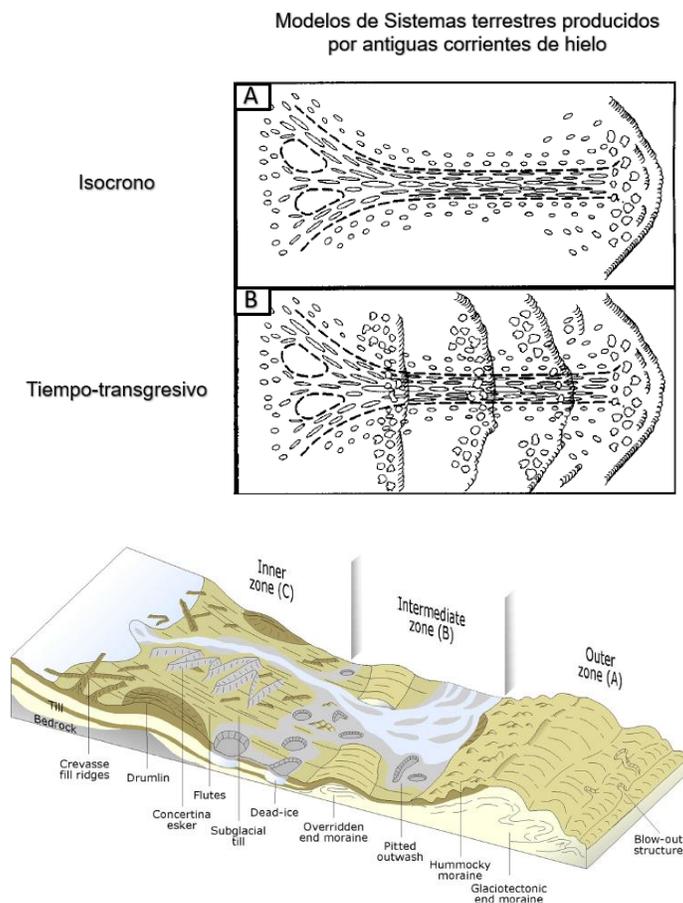


Figura 9.- Modelos de sistemas terrestres. En la imagen superior se presentan los modelos teóricos de Sistemas Terrestres producidos por corriente de hielo en fases de avance isocrónicas (A) y de tiempo-transgresivo (B) (Stoke & Clark, 1999). En la imagen inferior se presenta un modelo conceptual de sistemas terrestres glaciares de tipo “surge” (Schomaker et al., 2014).

2.5.- Esquema metodológico

El flujo metodológico de los procesos detallados con anterioridad se muestra en la figura 10. Es importante señalar que algunos procesos quedan implícitos y no se representan en este esquema.

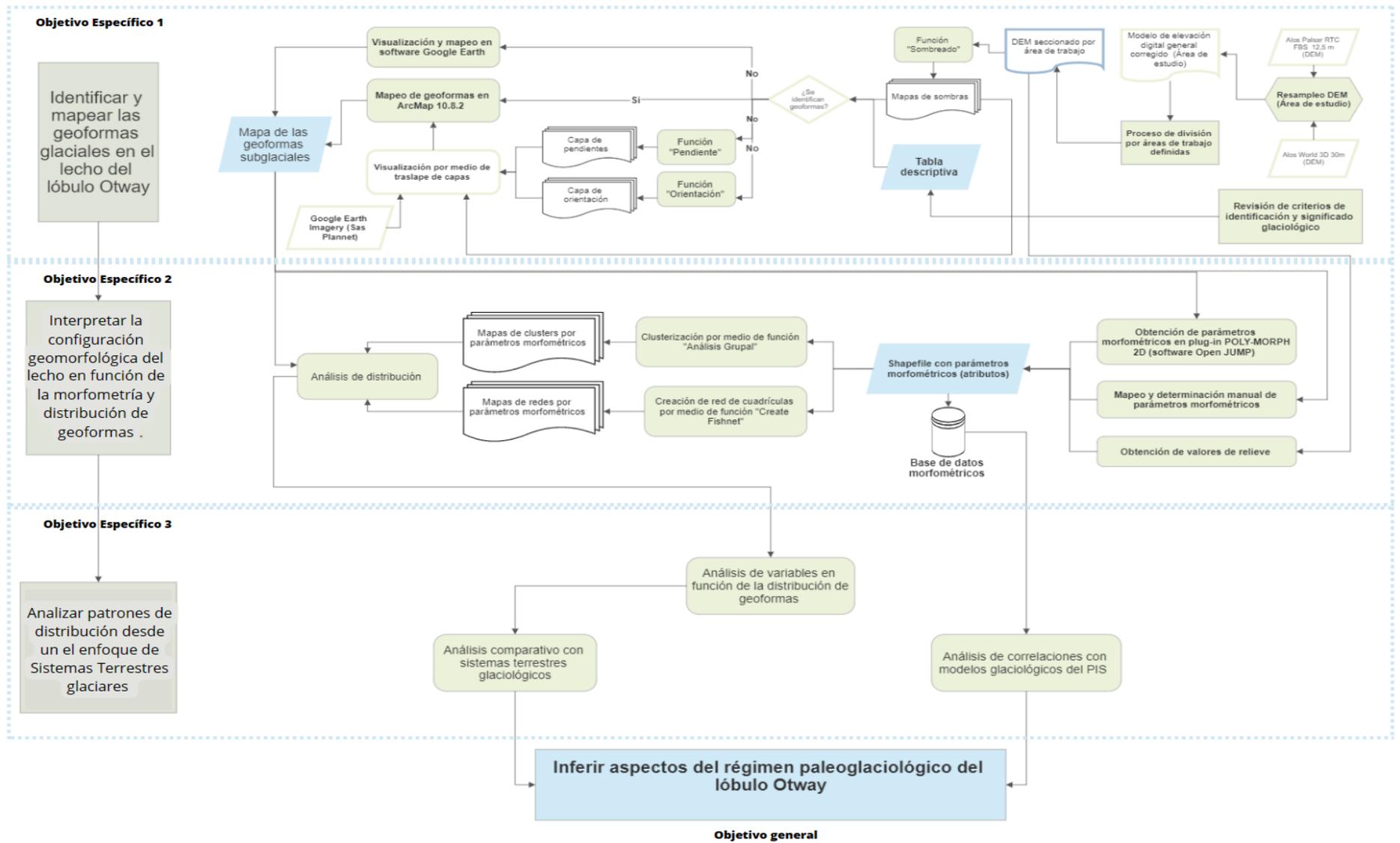


Figura 10.- Diagrama de flujo metodológico. Fuente: Elaboración propia.

CAPÍTULO III: RESULTADOS

3.1.- Objetivo específico 1: Identificación y mapeo de geoformas glaciales en el lecho del lóbulo Otway.

La identificación de geoformas implicó la realización de procesos simultáneos. En paralelo al análisis bibliográfico se compararon las geoformas identificadas en diversos lechos glaciares, con la finalidad de encontrar similitudes con las geoformas presentes en el área de estudio.

3.1.1- Análisis Bibliográfico

Para establecer criterios de identificación geomorfológica se prestó especial atención a trabajos anteriores realizados en Patagonia (Glasser and Jansson, 2008; Glasser et al., 2008; Lovell et al., 2011; Darvill et al., 2014; Bendle, Thronycraft & Palmer, 2017; Ponce et al., 2019; Davies et al., 2020; Soteres et al., 2020). El significado glaciológico asignado a cada geoforma puede presentar variaciones respecto a lo planteado por los autores. El resultado del análisis bibliográfico se resume en la tabla 1.

Geoforma	Criterios de identificación geomorfológica	Potenciales fuentes de error de identificación	Referencias (Geomorfología)	Significancia	Referencias (Significancia)
Morrenas hummocky	Corresponden a conjuntos de crestas o colinas de baja topografía y distribución irregular, caracterizados por pequeñas depresiones de agua intermitente	No observables por medio de mapas de sombras u otros productos derivados de modelos de elevación digital de baja resolución espacial. Compleja visualización en zonas no cubiertas por imágenes de alta resolución espacial.	Burges, Shaw & Eyton, 2013; Darvill et al., 2014; Möller & Dowling, 2015; Ponce et al., 2019.	Asociadas a hundimiento del frente glaciar por altas cargas sedimentarias supraglaciares, provocando períodos de estancamiento y deshielo <i>in situ</i> generando deposición de colinas dispuestas de manera irregular y depresiones generadas por remanentes de hielo enterrado. Condiciones de altas presiones y estrés basal en la interfaz lecho-hielo. Significativa correspondencia con ciclos de "Surge".	Evans & Rea, 1999; Stokes & Clark, 1999; Burgess, Shaw & Eyton, 2013; Schomaker et al., 2014; Möller & Dowling, 2015; Vérité et al., 2022;
Drumlins, geoformas drumlinoides, flautas y megaflautas	Colinas lineales con formas de huso, a menudo presentan sombreado oscuro/claro en lados opuestos. Se disponen paralelamente al flujo de hielo y a menudo aparecen en grupos asociados a rupturas de pendiente.	Dificultad al determinar contorno en superficies con vegetación densa. Posible subestimación de los contornos en zonas de pendientes suaves.	Glasser et al., 2008; Darvill et al., 2014; Soteres et al., 2020.	Se relacionan con dinámicas de altas velocidades de flujo, condiciones húmedas de altas presiones de agua y sedimentos blandos deformables. Se relacionan con condiciones de hielo temperado en la interfaz lecho-hielo por algunos autores. Indicadores de la dirección de flujo de hielo.	Boulton, 1987; Clark, 1993, 1994; Stokes & Clark 1999; Benn & Clapperton 2000; Bentley et al., 2005; Glasser et al., 2008; Stokes et al., 2011
Morrenas ribbed o acanaladas	Parches de crestas anchas y planas, con topografía sutil y morfología en planta muy irregular, delimitadas por canales menores y cuencas lacustres que a menudo forman un "rompecabeza" en planta con espaciados regulares entre geoformas. Presentan superficies drumlinizadas en algunos casos.	No observables por medio de mapas de sombras. Sólo se pueden determinar mediante el uso de imágenes satelitales y/o fotografías aéreas. La identificación precisa de crestas individuales se basa principalmente en cambios de color y vegetación.	Markgren & Lassila, 1980; Hättestrand & Kleman, 1999; Dunlop & Clark, 2006; Burgess et al., 2013; Darvill et al., 2014, 2016; Soteres et al., 2020	Múltiples entornos de proceso. Asociación con hielo estancado rico en detritos supraglaciares y deposición sinsedimentaria por deshielo. Por otra parte, se relacionan con estructuras de compresión, alto estrés basal y deformación periódica de sedimentos blandos en lechos de base fría, rígidos y no lubricados. En corrientes de hielo se asocian a zonas de transición entre lechos de base fría y velocidades de flujo bajas a zonas de base cálida de mayores velocidades de flujo	Möller & Dowling, 2010, 2015, 2018; Vérité et al., 2021, 2022.
Crestas de grietas de compresión - "crevasse-squeeze ridges" (CSR)	Crestas lineales discontinuas, emplazadas de manera transversal, pareadas y/o fusionadas entre ellas. Se presentan en grupos formando redes geométricas, con orientación perpendicular y/o oblicua al flujo de hielo.	No observables por medio de mapas de sombras u otros productos derivados de un DEM (Alos Palsar). Sólo pueden observarse por medio de imágenes multispectrales de alta resolución.	Clapperton, 1975; Sharp, 1985; Darvill et al., 2016.	Relacionadas con zonas de alta compresión y estrés basal en el frente glaciar, asociadas a altas velocidades del flujo de hielo durante la fase activa o de avance, para posterior deposición en la fase de estancamiento o fase pasiva. Asociadas con sedimentos blandos fácilmente deformables en la interfaz lecho-hielo. Significativa correspondencia con ciclos de "Surge".	Sharp, 1985; Bennett et al., 1996; Evans & Rea, 1999; Schomaker et al., 2014.
Eskers / Concertina eskers	Crestas alargadas con relieve positivo de orientación paralela u oblicua al flujo de hielo. Se presentan en planta de alta sinuosidad en el caso de las "concertina eskers", o lineales en otros casos. Presentan un claro contraste de sombras entre barlovento y sotavento.	No observables por medio de mapas de sombras u otros productos derivados de un DEM (Alos Palsar). Sólo pueden observarse por medio de imágenes multispectrales de alta resolución. Presentan similitudes con crestas morrénicas que pueden dificultar su identificación.	Darvill et al., 2014; Soteres et al., 2020.	Relacionados con drenajes subglaciales marginales producidos por altas presiones hidroestáticas. Por su parte, las "concertina eskers" se asocian con eventos de corta duración de descargas masivas de agua por altas presiones internas, relacionadas principalmente con eventos repentinos de surge	Evans & Rea, 1999; Schomaker et al., 2014; Storrar, Stokes & Evans, 2014

Tabla 1.- Criterios de identificación y significados glaciológicos asociados

3.1.2.- Identificación y mapeo de geoformas.

a.-Identificación de geoformas.

Se identificó una variedad considerable de geoformas en los tres campos de estudio, sin embargo, la mayor concentración y variedad se distribuye en el campo Laguna Cabeza de Mar (Figura 1, sección A). En la figura 11 se exhiben imágenes de referencia de las geoformas identificadas.

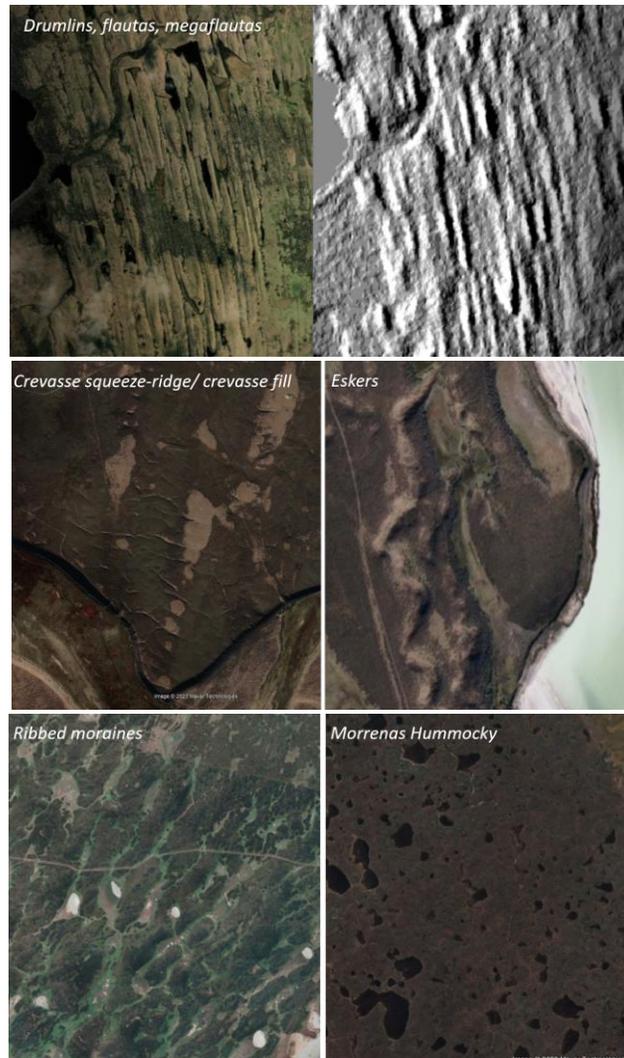


Figura 11.- Geoformas identificadas en el área de estudio.

b.- Mapeo

Se mapearon 1436 polígonos vectoriales que incluyen drumlins, geoformas drumlinoides, flautas, megaflautas, geoformas ovoidales y circulares, y morrenas *ribbed*. De estos, 493 se localizaron en el campo Fitz Roy, 51 en el campo Río Grande y 892 en el campo Laguna Cabeza de Mar (figura 12). Se incorporaron capas vectoriales de cuerpos lacustres obtenidas del Sistema Integrado de Información Territorial de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, junto con capas vectoriales de cordones morrénicos y zonas de *outwash plain* obtenidas de Davies et al. (2020). Se identificaron aproximadamente 9 extensiones de terreno con topografía irregular, definidas como morrenas *hummocky*, además se identificaron alrededor de 1822 crestas de compresión de grietas o *crevasse-squeeze ridge* y 16 eskers, principalmente en el campo Laguna Cabeza de Mar.

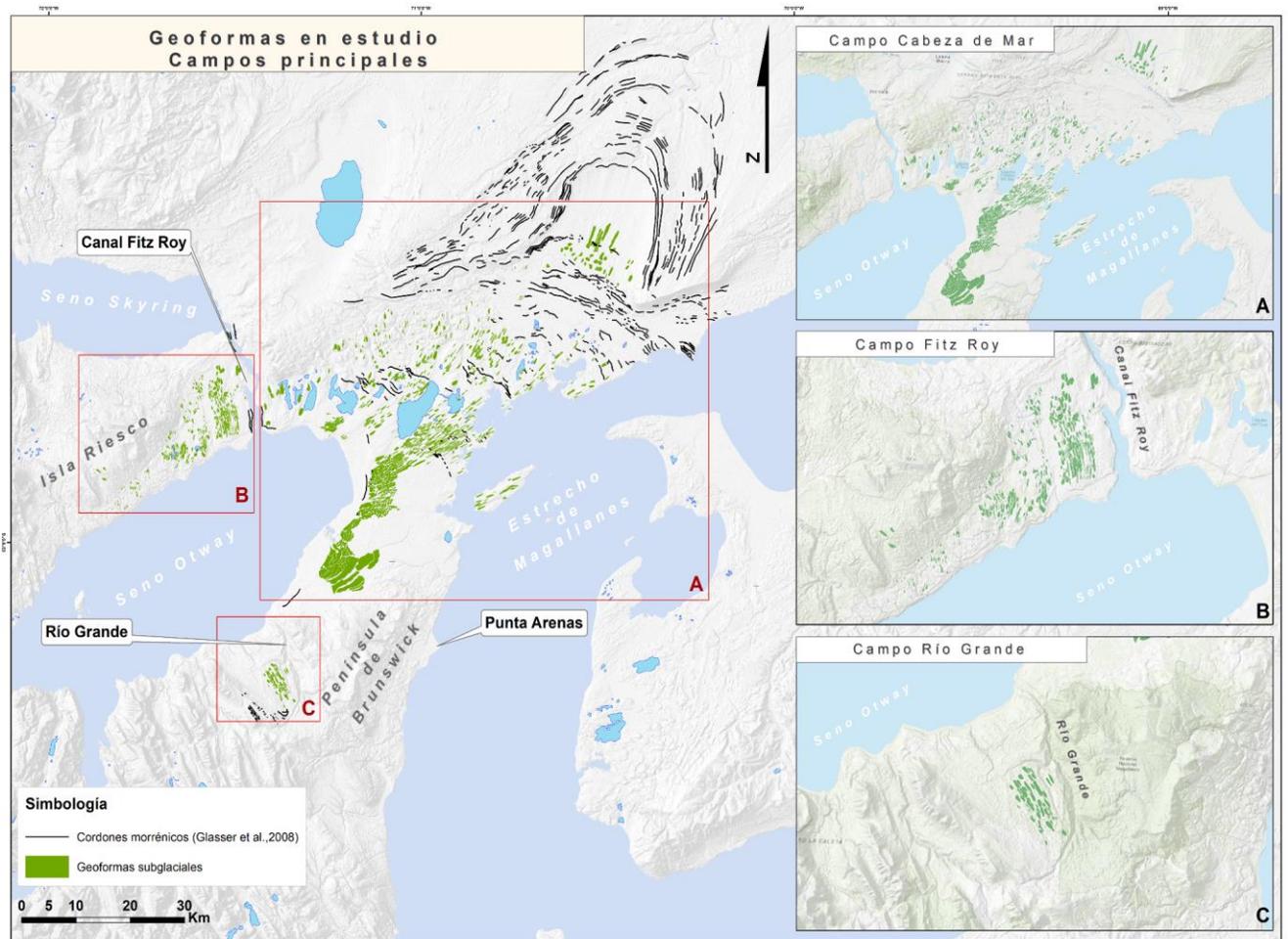


Figura 12.- Mapa general de geoformas identificadas. Fuente: Elaboración propia.

3.2.- Objetivo Específico 2.- Interpretar la configuración geomorfológica del lecho en función de la morfometría y la distribución de geoformas.

3.2.1.- Análisis de parámetros morfométricos

La figura 13 presenta la distribución de los valores por variable. Se destacan distribuciones de sesgo positivo para los parámetros "ISIN", "Altura relativa" y "FELF". Por otro lado, la distribución de datos del parámetro "ICIR" se aproxima a una distribución normal, indicando una menor dispersión de datos y, por consiguiente, destacando su utilidad como parámetro para examinar las relaciones entre diferentes geoformas.

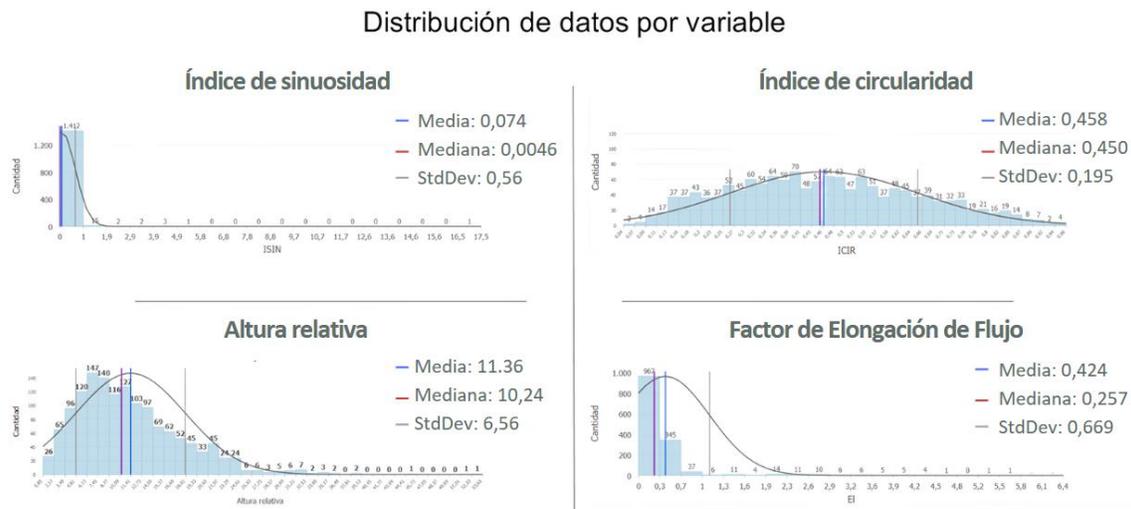


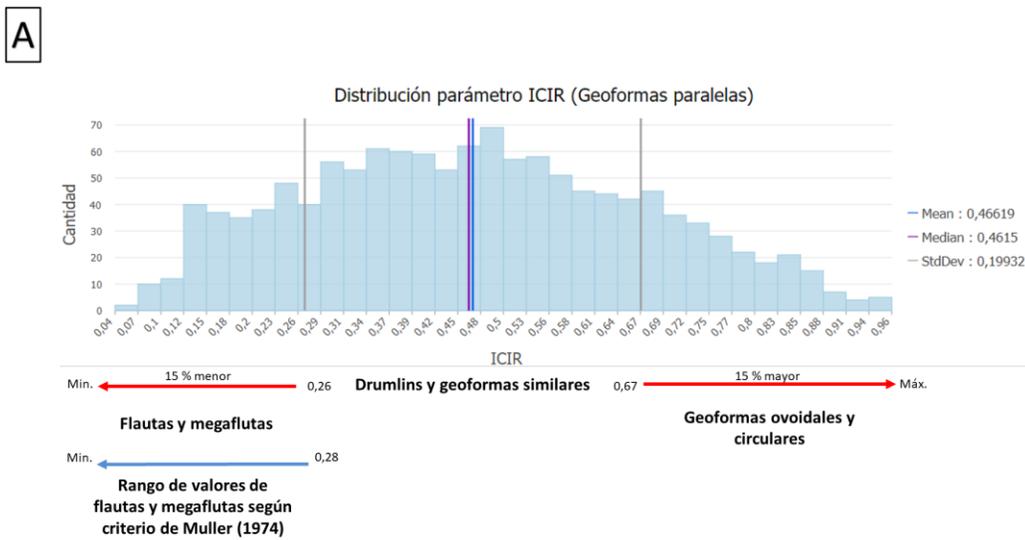
Figura 13.- Distribución de datos por parámetro morfométrico. Fuente: Elaboración propia. Fuente: Elaboración propia

3.2.2.- Clasificación de grupos de geoformas en función de parámetros morfométricos

En primera instancia, las morrenas *ribbed*, configuradas transversalmente al flujo de hielo, se han diferenciado de aquellas dispuestas de manera paralela, como lo son drumlins, flautas, megafautas, y geoformas ovoidales y circulares. En total, se identificaron 170 morrenas *ribbed* y 1266 geoformas dispuestas en paralelo al flujo de hielo inferido. Debido a la marcada variabilidad en la forma de las morrenas *ribbed*, no fue posible establecer subgrupos de geoformas mediante la aplicación de parámetros morfométricos como criterio distintivo.

a.- Clasificación de geoformas de disposición paralela

Como primera aproximación se identificaron 202 geoformas clasificadas como flautas y megaflautas utilizando como base los criterios de identificación establecidos por Muller (1974) ($\text{ancho/largo} < 0,12$). El grupo de geoformas presentó una similitud con los valores $z < -1$ (bajo la stdv menor) del parámetro morfométrico ICIR (figura 14). De igual manera se identificaron 224 geoformas consideradas entre geoformas ovoidales y circulares, correspondiendo al grupo de valores $z > 1$ (por sobre la stdv mayor), considerando al grupo de geoformas entre 0,67 a valores máximos. El criterio de clasificación permitió determinar tamaños muestrales para cada grupo de geoformas (figura 14).



B Cantidad de geoformas por grupo

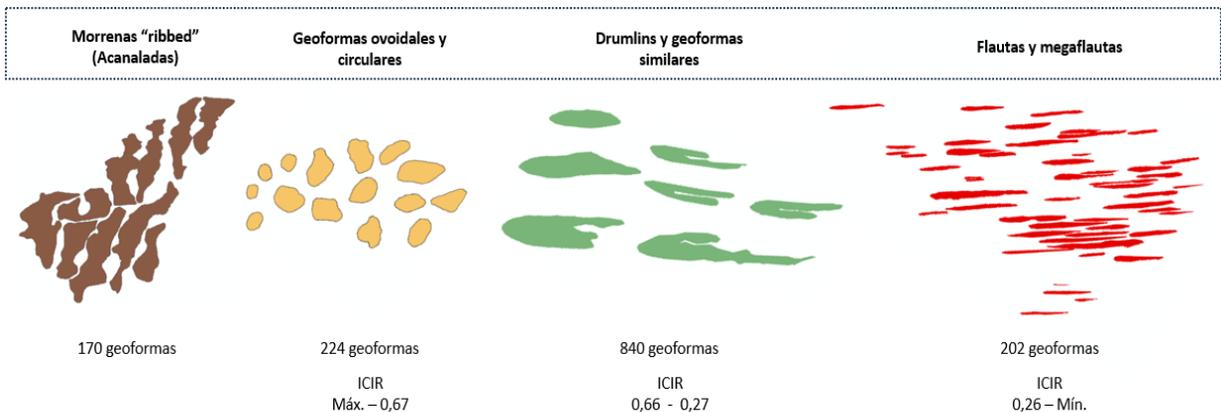


Figura 14.- Determinación de grupos muestrales. A.- Criterio de clasificación de geoformas paralelas. B.- Grupos muestrales (N) de geoformas. Fuente: Elaboración propia

Los criterios de clasificación permitieron identificar grupos de polígonos asociados a cada tipo de geoforma, permitiendo identificar la distribución espacial de estas en el lecho (figura 15,16).

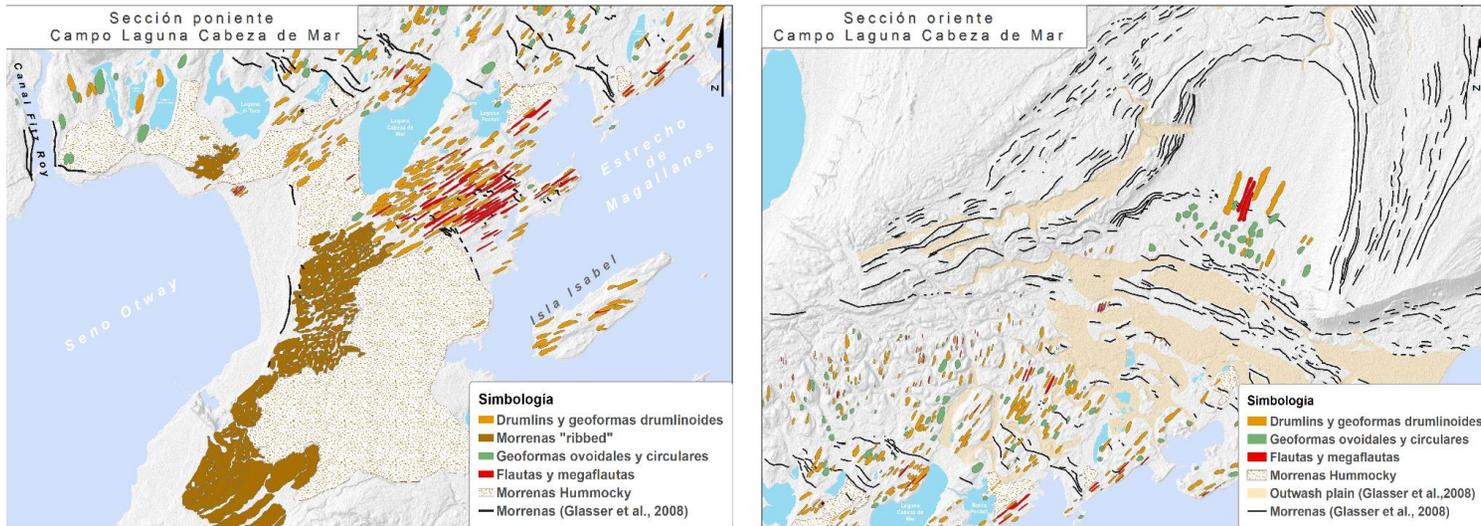


Figura 15.-
Geoformas en el campo laguna Cabeza de Mar.
Fuente:
Elaboración propia

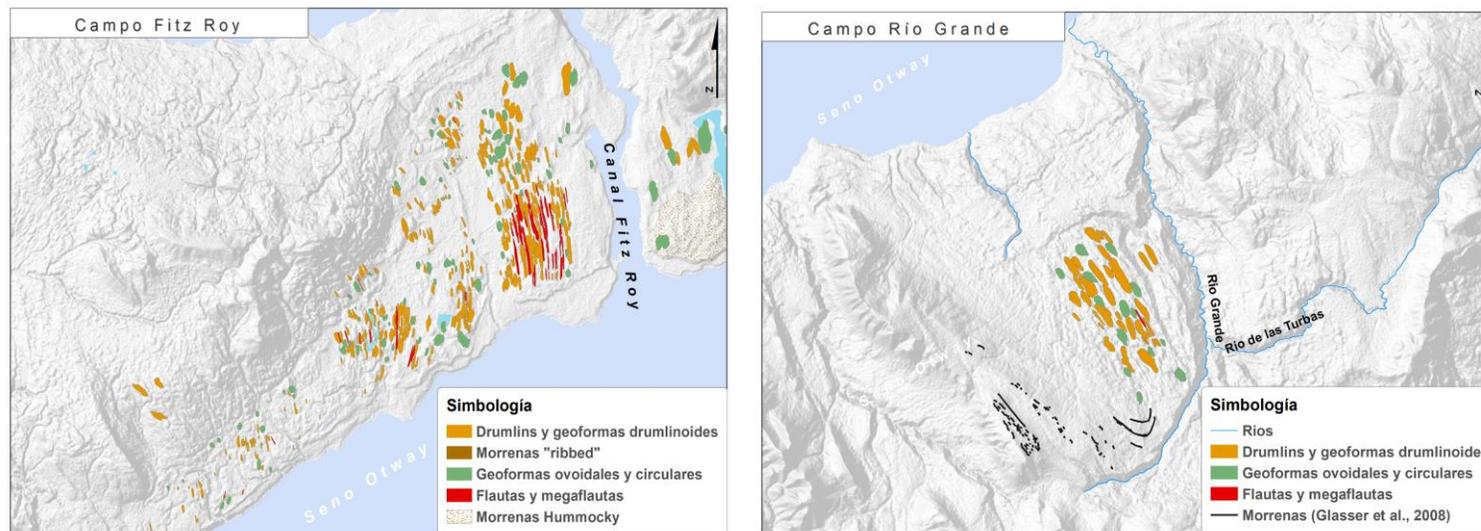


Figura 16.-
Geoformas en campos Fitz Roy y Río Grande.
Fuente:
Elaboración propia

3.2.3.- Red de cuadrículas (simplificación y adaptación de escala de análisis)

a.- Índice de sinuosidad (ISIN)

La distribución de los valores medios por cuadrícula se presenta en la figura 18. La red de cuadrículas del parámetro “Índice de Sinuosidad” (ISIN) se caracteriza por patrones homogéneos en gran parte del lecho, con valores menores a 0,07, indicando baja sinuosidad para gran parte de las geoformas. Sin embargo, se observan paños de cuadrículas de valores medios a máximos asociados espacialmente al conjunto de morrenas *ribbed* hacia el este de la costa oriental del seno Otway. De igual manera se destacan cuadrículas aisladas y pequeños grupos, fuera de las zonas de morrenas *ribbed*, asociadas espacialmente a drumlins parabólicos (Boulton,1987; Eyles et al.,2016), geoformas de tipo barján (Dunlop & Clark,2006) y drumlins canalizados (Sookhan et al., 2021) (figura 17).

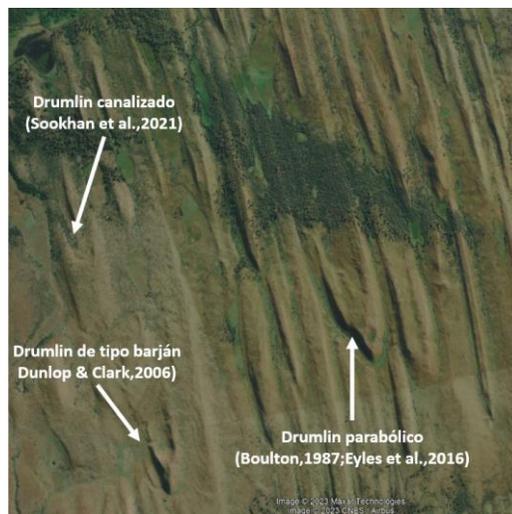


Figura 17.- Geoformas drumlinoides en campo Fitz Roy.

b.- Factor de elongación de flujo (FELF)

Las cuadrículas del parámetro Factor de Elongación de flujo (FELF) presentan patrones claros, concentrando los valores máximos en las zonas de morrenas *ribbed*, y valores mínimos en los campos de mayor concentración de flautas y megaflautas al sur de Laguna Cabeza de Mar y en la sección oriental del campo Fitz Roy. Las zonas marginales (laterales y frontales) presentan mayor población de cuadrículas asociadas a valores medios, entre 0,3 y 1,48, espacialmente relacionadas con geoformas de mayor circularidad (ICIR).

c.- Índice de Circularidad (ICIR)

El patrón de distribución del parámetro ICIR presenta tendencias poco claras, con valores máximos en los márgenes frontales del campo Fitz Roy. En el campo Laguna Cabeza de Mar, valores por sobre 0,42 se extienden en una franja semicontinua hacia el norte y noreste del cinturón de cuencas lacustres, los valores máximos predominan en los márgenes laterales, como también en los límites de la zona de *outwash plain*. En campo Río Grande existe una tendencia por sobre 0,42, asociados a drumlins y geoformas ovoidales.

d.- Altura relativa

Por último, el patrón de distribución del parámetro "altura relativa" indicaría un predominio de valores por debajo de los 11 metros en el núcleo longitudinal del campo Laguna Cabeza de Mar, aumentando paulatinamente hacia los márgenes laterales donde las medias de valores superan los 15,57 metros. En el campo Fitz Roy, se observa un dominio de valores por sobre los 11 metros, con un patrón de incremento hacia los márgenes frontales en la sección occidental del campo. En campo Río Grande, se presentan valores medios por sobre los 15 metros como tendencia general.

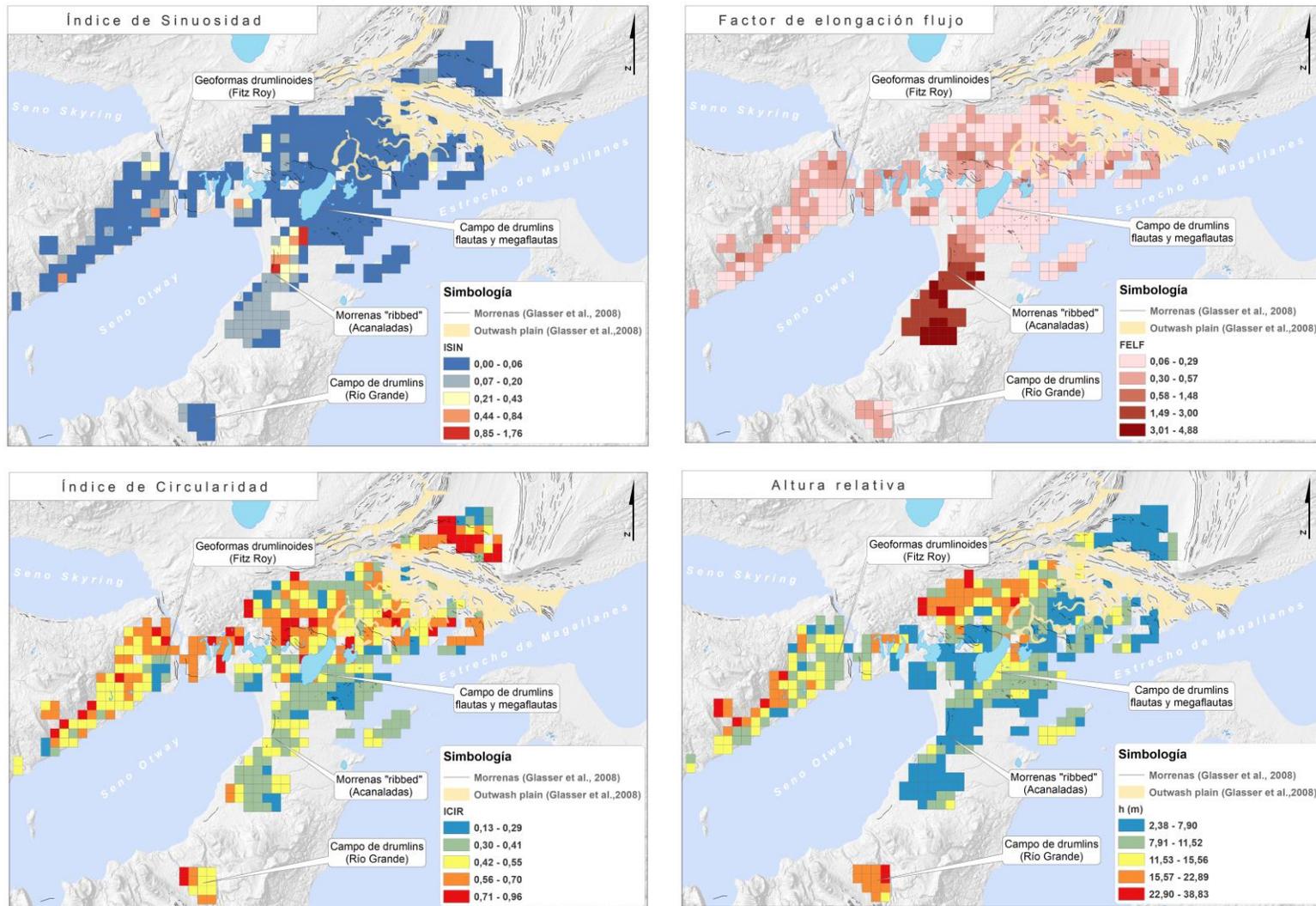


Figura 18.- Distribución de parámetros morfométricos en redes de cuadrículas. Fuente: Elaboración propia

3.2.4.- Análisis estadístico por tipo de geoforma.

Se obtuvieron rangos de valores (máximos y mínimos) y medias de valores por cada tipo de geoforma identificada. El detalle de los valores por parámetro se resume en la tabla 2. Dichos resultados permitieron establecer parámetros característicos para cada tipo de geoformas.

Las geoformas ovoidales y circulares se caracterizan por presentar altas medias de valores del parámetro ICIR, altura relativa y rangos de valores bajos del parámetro ISIN. Por su parte, los drumlins y las geoformas drumlinoides se caracterizan por presentar valores medios bajos del parámetro FELF, sólo por sobre los valores de las flautas y megaflautas, cómo también bajos valores del parámetro ISIN. Por último, las morrenas *ribbed* presentan valores considerablemente altos del parámetro FELF, al igual que altos valores del parámetro ISIN y mínimos del parámetro "Altura relativa". A modo de resumen, la figura 19 detalla las variables distintivas para cada tipo de geoforma.

Geoformas	Rango (mín. - máx.)				Promedio			
	ISIN	ICIR	Altura r.	FELF	ISIN	ICIR	Altura r.	FELF
Flautas y megaflautas	0 - 0,064	0,04 - 0,29	1,32 - 26,29	0,01 - 0,11	0,0022	0,18	11,68	0,08
Drumlins y geoformas drumlinoides	0 - 4,86	0,08 - 0,66	1,26 - 53,64	0,11 - 0,57	0,04	0,45	11,8	0,24
Ovoidales y circulares	0 - 0,32	0,67 - 0,96	1,1 - 52,1	0,35 - 1,6	0,029	0,77	13,2	0,53
Morrenas "ribbed"	0,0012 - 17,5	0,092 - 0,8	0,85 - 18,9	0,13 - 6,4	0,38	0,4	6,3	1,6

Tabla 2.- Estadísticos por grupos de geoformas

Grupos	Cantidad	Variables distintivas
 <p>Morrenas "ribbed"</p>	N=202	<ul style="list-style-type: none"> • Máx. ISIN • Mín. Altura relativa • Máx. EL
 <p>Ovoidales y circulares</p>	N=224	<ul style="list-style-type: none"> • Mín. ISIN • Máx. ICIR • Máx. Altura relativa
 <p>Drumlins y geofomas drumlinoides</p>	N=840	<ul style="list-style-type: none"> • Bajo EL • Bajo a medio ISIN • Valores medios de ICIR • Valores medios de altura relativa
 <p>Flautas y megaflautas</p>	N=202	<ul style="list-style-type: none"> • Mín. EL • Mín. ISIN • Mín. ICIR

Figura 19.- Caracterización morfométrica por tipo de geoforma. Fuente: Elaboración propia

3.2.5.- Análisis de patrones de distribución por medio de clusterización

Se establecieron tres clusters de análisis para el análisis factorial comparativo. Se observa una mayoría correspondiente al cluster 2, y una notable minoría del cluster 3 (figura 20a). En la figura 20b se muestra la distribución estandarizada de los valores de cada parámetro representados por diagramas de caja, permitiendo establecer análisis comparativos de la distribución de datos por parámetro.

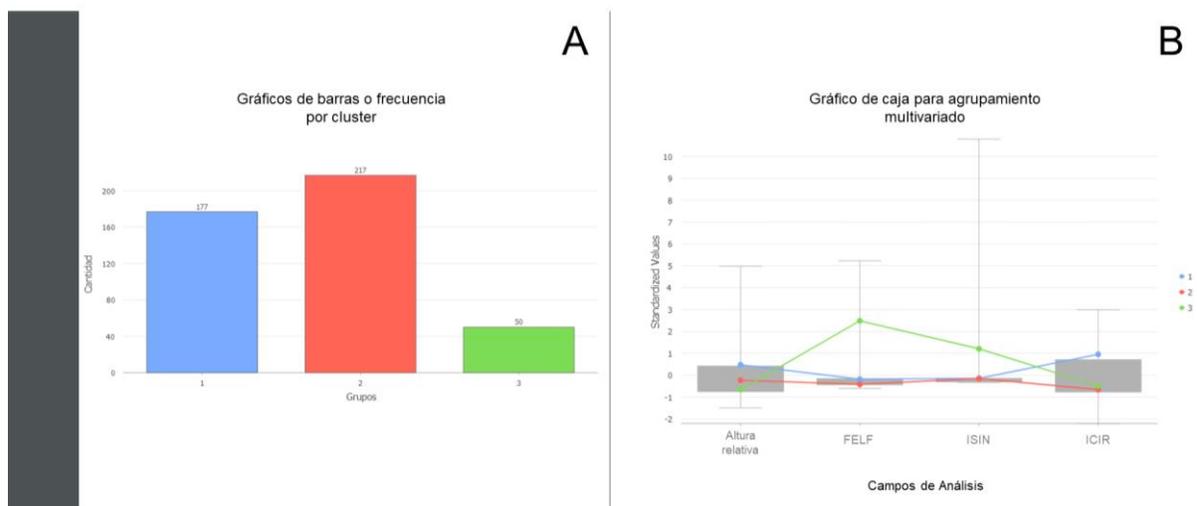


Figura 20.- Conjunto gráfico de clusters resultantes. A.- Gráfico de frecuencias. B.- Gráficos de caja para agrupamiento multivariado. Fuente: Elaboración propia

- Cluster 1

Comprende un total de 177 cuadrantes, correspondientes al 40% aproximadamente del total de cuadrantes. Se caracteriza por presentar medias de valores por sobre los rangos intercuartílicos (IQR) en las variables “Altura relativa”, con una media de 13,47 metros e ICIR con una media de 0,63. En las variables FELF e ISIN presenta valores medios de 0.41 y 0.0282 respectivamente. Considerando la tabla 2, dichos valores presentan similitudes significativas con las geoformas ovoidales y circulares (tabla 2, figura 20,21).

- Cluster 2

Comprende un total de 217 cuadrantes, correspondiente al 49%, figurando, así como el cluster de mayor frecuencia muestral. Se caracteriza por presentar promedios de valores bajos para el parámetro FELF e ICIR, con valores entre 0,217 y 0,376, posiblemente asociados con geoformas lineales. De igual manera se caracteriza por menores valores de circularidad (ICIR) que las geoformas ovoidales y circulares, cómo también por valores medios del parámetro “Altura relativa” (cercanas a la mediana muestral) y valor promedio de 0,027 para el parámetro ISIN. Los valores presentados muestran una mayor concordancia con el conjunto de geoformas que incluyen drumlins y drumlinoides, junto con flautas y megaflautas (figura 21). Esto se debe principalmente a las características asociadas a los parámetros FELF e ICIR, como se detalla en la tabla 2.

- Cluster 3

Comprende un total de 50 cuadrantes correspondiente al 11% del total muestral. Se caracteriza por presentar los mayores valores para los parámetros FELF e ISIN, por sobre los rangos intercuartílicos de ambos parámetros. Por su parte presenta el menor promedio de “Altura relativa” con 7,10 metros, y un promedio de 0,4 para el parámetro ICIR. Dichos valores se ajustan mejor a los rangos y medias de valores del grupo compuesto por morrenas *ribbed*, considerando los altos valores de sinuosidad y altos valores del parámetro FELF (tabla 2, figura 20,21).



Figura 21.- Clusters y correspondencia con geoformas. Fuente: Elaboración propia

3.2.5.- Distribución espacial de clusters

La distribución espacial de los clusters (figura 22) se puede caracterizar en función de las zonas del lecho en el sentido longitudinal (proximal, media y distal) cómo también en el sentido transversal (márgenes laterales y núcleo longitudinal).

- Campo Fitz Roy

En el campo Fitz Roy se ve una franja de cuadrantes asociadas al cluster 2 en la rivera norte del seno Otway, extendiéndose por la zona del campo de drumlins, flautas, megaflautas y geoformas drumlinoides aledaños al canal Fitz Roy. Sin embargo, hacia el norte y con el aumento altitudinal se observa una transición clara hacia zonas distales dominadas por cuadrantes del cluster 1, caracterizados por mayores valores del ICIR y aparentemente coincidiendo con zonas marginales frontales.

- Campo Laguna Cabeza de Mar

En el campo Laguna Cabeza de Mar se distinguen distribuciones de los tres clusters resultantes. Los cuadrantes correspondientes al cluster 1 no presentan un patrón continuo identificable, sin embargo, se puede observar una franja semicontinua desde la ribera oriental del canal Fitz Roy, hasta el sector de Segunda Angostura. De igual forma, hacia el noreste, posterior a la zona de *outwash plain*, se observa una transición de cuadrantes del cluster 1 a 2.

Los cuadrantes correspondientes al cluster 2 presentan una mayor concentración en la extensión del núcleo longitudinal del lecho al este del seno Otway por la costa norte del Estrecho de Magallanes. Se identifican patrones continuos entre laguna del Toro hasta el Estrecho de Magallanes, destacando los campos de drumlins mencionados por Clapperton (1989) en los alrededores de laguna Cabeza de Mar e isla Isabel. Hacia zonas medias y distales los cuadrantes del cluster 2 y 1 presentan una distribución cruzada sin un patrón dominante entre ambos grupos.

Los cuadrantes del cluster 3 se emplazan alrededor de la costa sur y este del seno de Otway. Dichos cuadrantes están asociados al conjunto de morrenas *ribbed*, caracterizadas por su disposición transversal y/o oblicua al antiguo flujo de hielo inferido.

- Campo Río Grande

Por último, en el campo Río Grande, predominan los cuadrantes del cluster 1, caracterizados por altos valores medios de la variable “altura relativa” y del “índice de Circularidad”, asociados principalmente a geoformas ovoidales y drumlins de mayor circularidad y altura relativa.

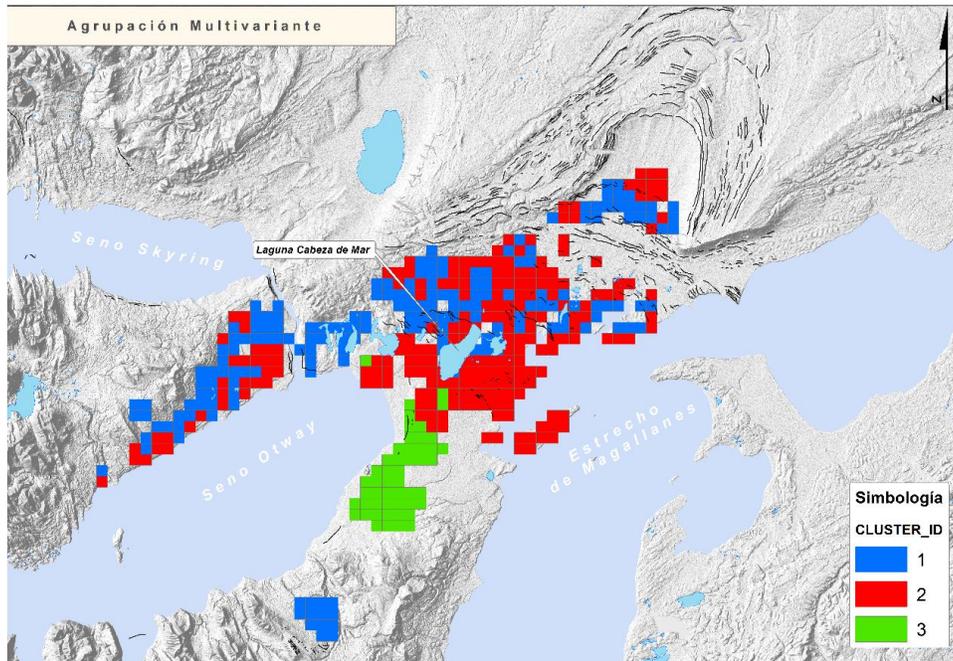


Figura 22.-Distribución espacial de clusters.Fuente : Elaboración propia

3.3.- Objetivo específico N°3: Analizar patrones de distribución desde el enfoque de Sistemas Terrestres glaciares

3.3.1.- Análisis de correlaciones con variables glaciológicas

En la figura 23 se observa la distribución de las variables glaciológicas (velocidad superficial, velocidad basal y espesor), representadas espacialmente en redes de cuadrículas.

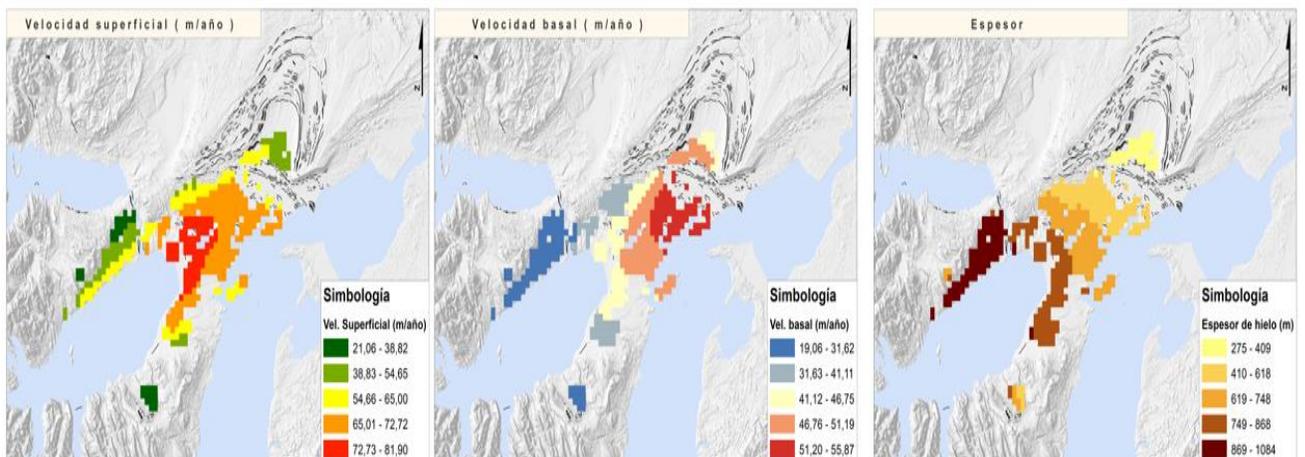


Figura 23.- Variables glaciológicas modeladas del Manto de hielo Patagónico (MHP) (Yan et al., 2022). Fuente: Elaboración propia.

La matriz resultante entre las variables glaciológicas modeladas del MHP de Yan et al., (2022) y la red de cuadrículas de la zona central del lecho (figura 24), entregó correlaciones de medias a bajas con valores de -0,46 y -0,37 entre el parámetro “Altura relativa” (H) y las variables glaciológicas “velocidad superficial” (V_SUP) y “velocidad basal” (V_BASE). El resto de los parámetros no presentan correlaciones significativas con las variables de estudio.

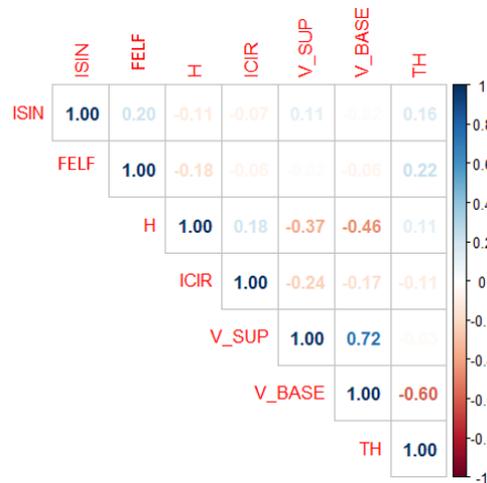


Figura 24.- Matriz triangular superior de correlaciones.

3.3.2.- Análisis con enfoque de Sistemas Terrestres glaciares

a.- Criterios de identificación de corrientes de hielo pleistocénicas

Considerando los criterios de identificación geomorfológica de corrientes de hielo (Clark,1999; Stoke & Clark,1999,2001), se identificaron una serie de evidencias geomorfológicas de manera remota. No obstante, debido a la ausencia de análisis sedimentológicos detallados en este trabajo, se consideraron las observaciones de trabajos anteriores en el área de estudio (e.g Clapperton,1989; Benn & Clapperton, 2000b; Darvill et al., 2017), con el fin de solventar aquellos criterios que requieren análisis de campo (e.g Clapperton,1989; Benn & Clapperton, 2000b; Darvill et al., 2017).

b.- Presencia de sedimentos blandos (Ver discusión)

Los estudios de campo de trabajos anteriores han evidenciado avances glaciares sobre depósitos glaciolacustres y glaciofluviales que corresponden a depósitos de “*outwash plain*” (Clapperton,1989; Benn & Clapperton,2000b; Darvill et al., 2016)

c.- Morrenas de empuje (Ver discusión)

Los estudios de Benn & Clapperton (2000b) y Darvill et al., (2016) identificaron sedimentos empujados y fallados en la sección nororiental del lecho hacia el oeste de Segunda Angostura, asociándolos a morrenas de empuje proglacial producidos por reavances del lóbulo Otway.

d.- Formas de lecho altamente atenuadas y márgenes abruptos laterales

Al sur de Laguna Cabeza de Mar, al menos 43 geofomas presentan relaciones largo/ancho (L/W) sobre la proporción 10:1 propuesta por Stoke & Clark (1999), por otra parte, en campo Fitz Roy al menos 38 geofomas presentan relaciones largo/ancho (L/W) sobre valores de 10: (figura 25).

Se observan transiciones espaciales abruptas a zonas caracterizadas por ausencia de geofomas elongadas, cómo también transiciones a morrenas “ribbed” y hummocky al sur del campo “Cabeza” (Clapperton,1989).

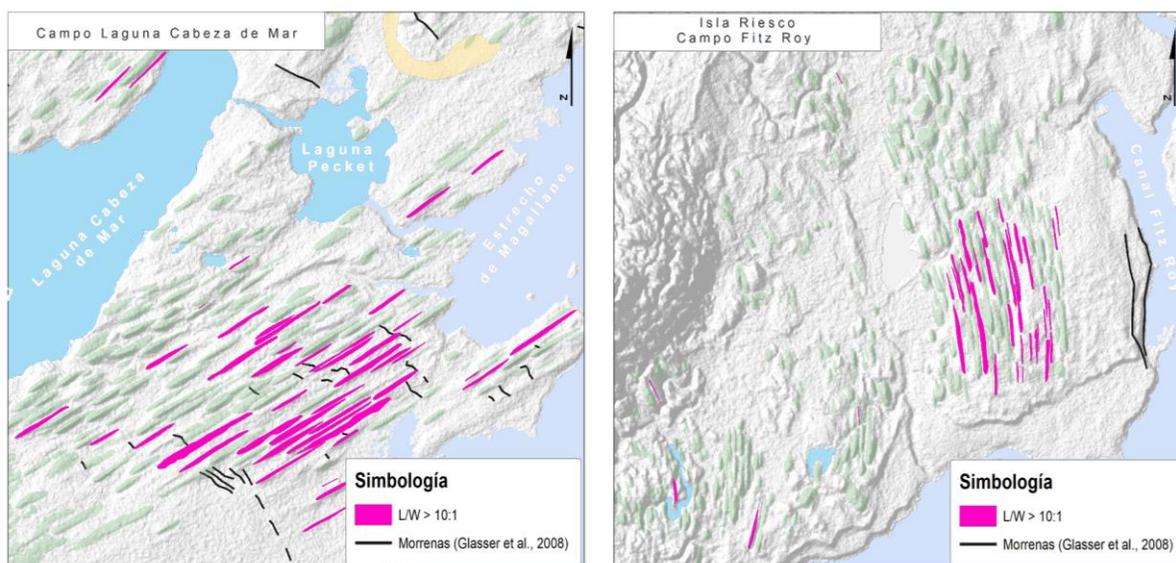


Figura 25.- Criterios morfométricos para la identificación de corrientes de hielo: Relación Largo/Ancho \geq 10:1 (Stoke & Clark,1999).

3.3.3.- Componentes para la identificación de Sistemas Terrestres glaciares de surge.

a.- Eskers/concertina eskers

Al noreste de las lagunas Cabeza de Mar y Pecket se observa un conjunto de eskers dispuestos en alineación discontinua. Estos eskers, se posicionan de manera oblicua con

respecto a la dirección del antiguo flujo de hielo, finalizan hacia el norte en morrenas frontales y se sitúan entre antiguos canales de deshielo. Este grupo de geoformas alineadas fue mapeado con anterioridad por Clapperton (1989) y Lovell et al., (2012) (figura 27).

Un segundo conjunto de tres eskers de marcada sinuosidad se localiza a pocos kilómetros al este, de igual manera se caracteriza por la yuxtaposición con canales de deshielo y extensiones de redes geométricas de *crevasse-squeeze ridge* (figura 26). Exhiben una orientación casi paralela al antiguo flujo de hielo culminando en crestas morrénicas (figura 27). De manera aislada, se encuentran los eskers en las proximidades de la laguna Casimiro (figura 11,27).

Se identificaron un total de 14 eskers distribuidos entre drumlins, flautas, megaflautas y geoformas ovoidales en un radio de aproximadamente 10 kilómetros. Estos se caracterizan por la proximidad con áreas de *outwash plain* y antiguos canales de deshielo, como también por emplazarse entre extensas redes de *crevasse-squeeze ridge* y en algunos casos culminar en crestas morrénicas frontales (figura 27).

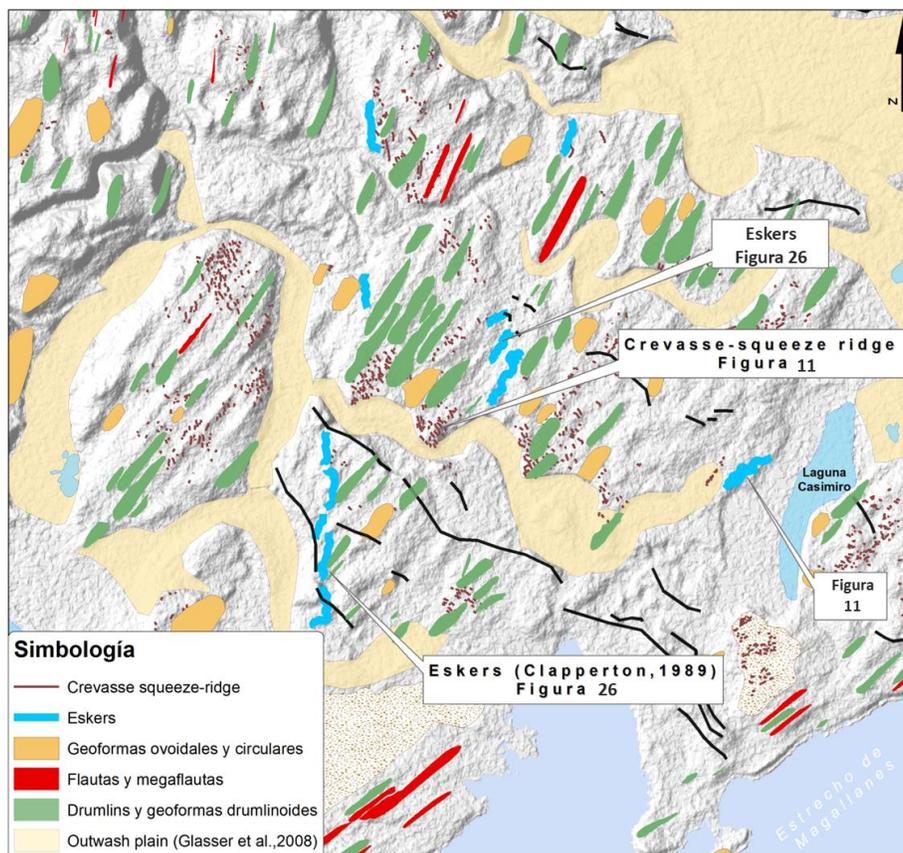


Figura 26.- Eskers y contexto geomorfológico, campo Laguna Cabeza de Mar. Fuente: Elaboración propia.

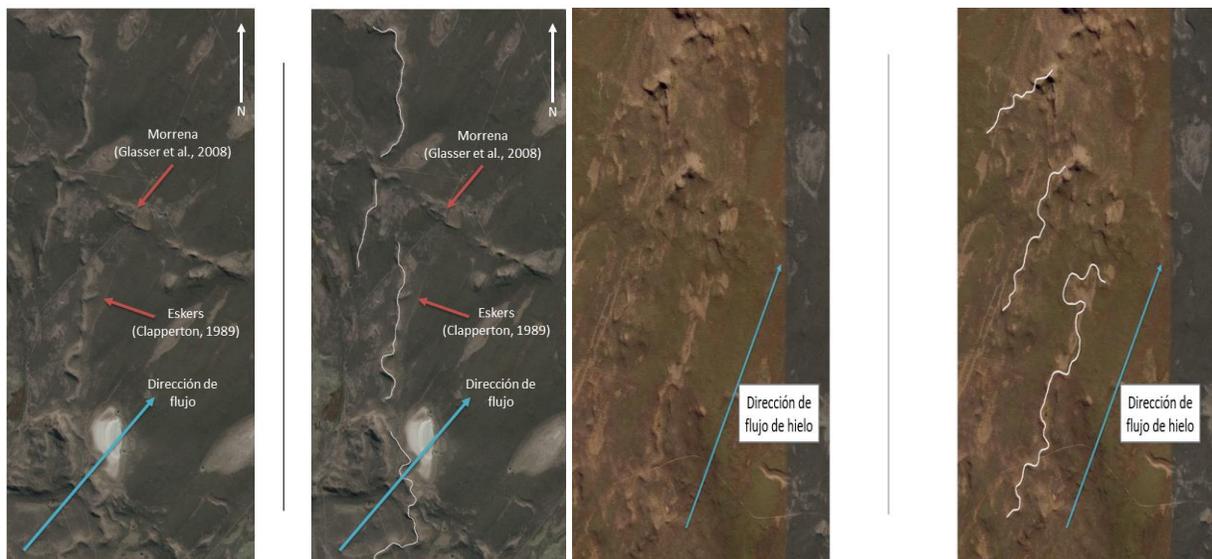


Figura 27.- Eskers, campo laguna Cabeza de Mar. A la izquierda se muestra el conjunto mapeado por Clapperton (1989) y Lovell et al., (2012). A la derecha uno de los conjuntos no identificados con anterioridad (localización en figura 26).

b.- Crevasse-squeeze ridge

Se encuentran distribuidas en grupos de geoformas conformando redes geométricas y se presentan con una orientación transversal u oblicua a la dirección del flujo de hielo inferido (Sharp, 1985). La disposición de los grupos de geoformas, en la extensión transversal del lecho, presenta aparentemente una disposición arqueada semicontinua desde el margen lateral hasta el sector de Segunda Angostura (figura 28a). La mayor densidad de geoformas presenta correspondencias espaciales con zonas de eskers, flautas y megaflautas, al igual que zonas de *outwash plain* y cordones morrénicos. De igual manera, se destacan por emplazarse en las orillas de antiguos canales de deshielo y figuran sobrepuestas en ciertos tipos de geoformas, es así cómo al sur de laguna Cabeza de Mar parecieran sobreponerse sobre flautas y megaflautas de mayor elongación (ver figura 29).

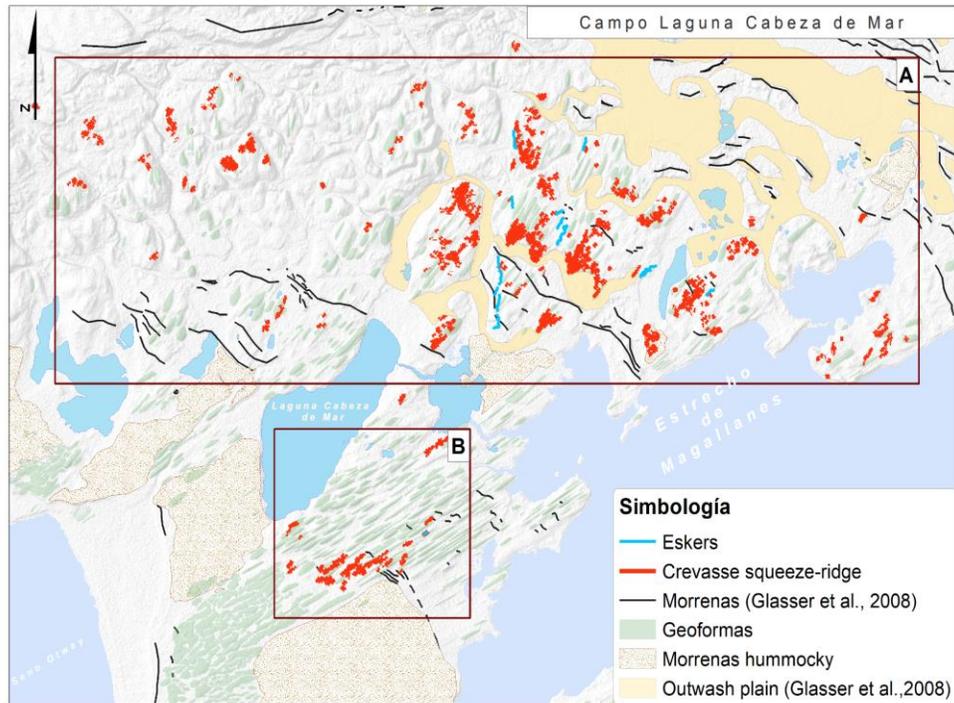


Figura 28.- Distribución espacial de las crestas de grietas de compresión (CSR), campo laguna Cabeza de Mar. A.- Extensión radial de campos de CSR. B.- Zonas de superposición de CSR (figura 29).

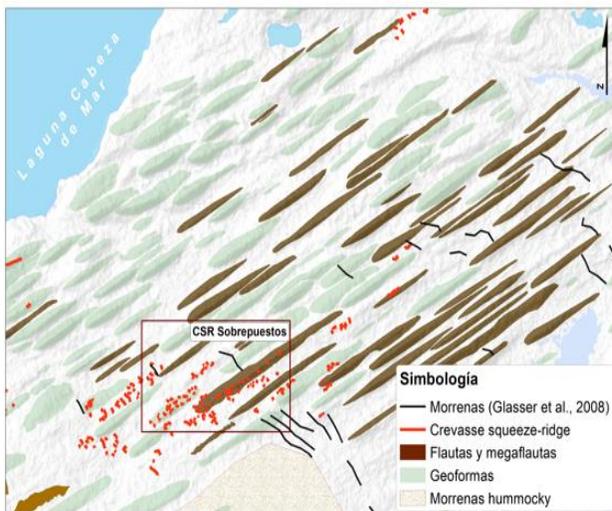


Figura 29.- Superposición de CSR sobre drumlins, flautas y megaflautas.

c.- Drumlins, drumlinoides, flautas y megaflautas.

Los resultados del objetivo 2 indican que gran parte del lecho está poblado por drumlins, geoformas drumlinoides, flautas y megaflautas, representando aproximadamente un 72% del total de geoformas mapeadas.

Los campos de drumlins “Fitz Roy” y “Cabeza”, identificados por Clapperton (1989) presentan variaciones en la elongación de las geoformas, destacando agrupaciones de drumlins de alta elongación y diversidad morfológica, como también concentraciones de flautas y megaflautas (figura 30). En campo Fitz Roy se identificó una concentración de 38 megaflautas al oeste del canal Fitz Roy, exhibiendo valores mínimos de ~400 metros de longitud y máximos de ~2900 metros de longitud (figura 30).

En el campo “Cabeza” estudiado por Clapperton (1989) las megaflautas componen gran parte de las geoformas, identificando 62 geoformas con valores entre ~340 y ~3400 metros de longitud. Este conjunto de geoformas presenta una mayor concentración en el margen sur de dicho campo, dónde marcan un límite marginal abrupto entre las zonas de morrenas *hummocky* y una zona de geoformas altamente elongadas (megaflautas) (figura 30).

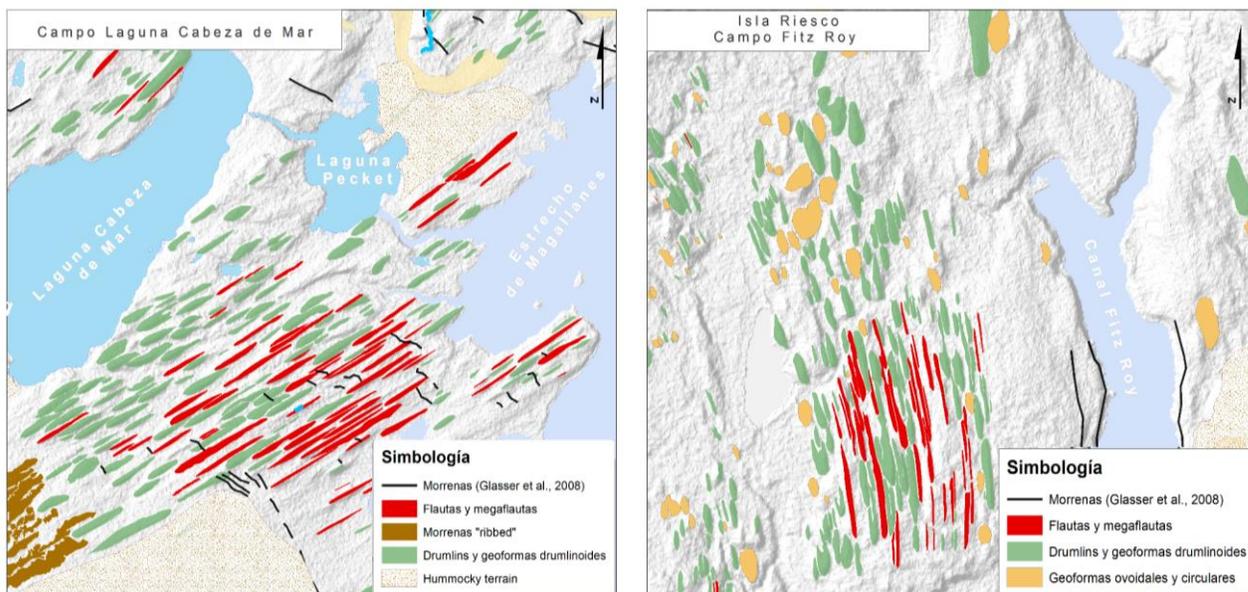


Figura 30.- Zonas de mayor concentración de geoformas elongadas, campos Laguna Cabeza de Mar y Fitz Roy.

d.- Morrenas *hummocky*.

Se identificó una serie de extensiones de terrenos asociadas a morrenas *hummocky* dispuestos de forma radial, entre el seno Otway y el cinturón de cuencas lacustres, hasta el Estrecho de Magallanes en su extensión oriental (figura 31).

La distribución de colinas de topografía irregular, en conjunto con pequeños cuerpos de agua intermitentes, son características identificadas en morrenas *hummocky* de otras partes del mundo (Burgess et al., 2013; Möller & Dowling, 2018). Este tipo de secuencia geomorfológica se identifica notoriamente en la sección sur del área de estudio, hacia el este del campo de morrenas *ribbed* (figura 32) y presentan similitudes con el conjunto de geoformas identificadas por Darvill et al., (2016) en el estudio del lecho glaciar del lóbulo BI-SSB. Los cuerpos de agua intermitente exhiben radios en el orden de decenas de metros y por sobre los 100 metros.

En general presentan relaciones espaciales estrechas con morrenas *ribbed*, además de drumlins, geoformas drumlinoides y cuerpos lacustres, es así cómo al sur del campo “Cabeza” descrito por Clapperton (1989) se observa un límite abrupto entre flautas y megaflautas a una zona caracterizada por relieves topográficos irregulares que se identificaron como morrenas *hummocky* en este trabajo (figura 30).

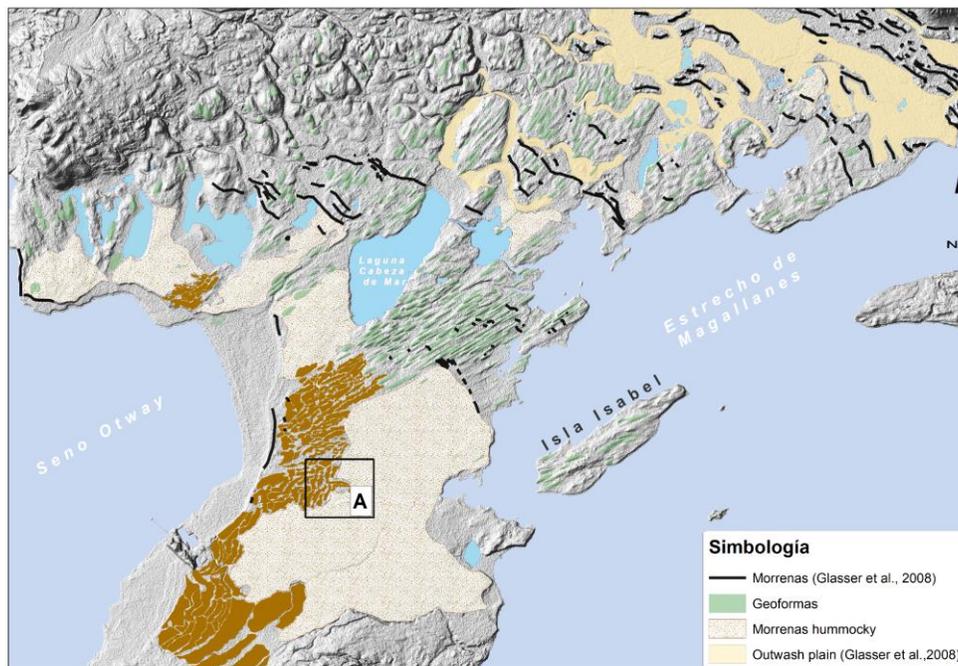


Figura 31.- Extensiones de morrenas hummocky en campo Laguna Cabeza de Mar

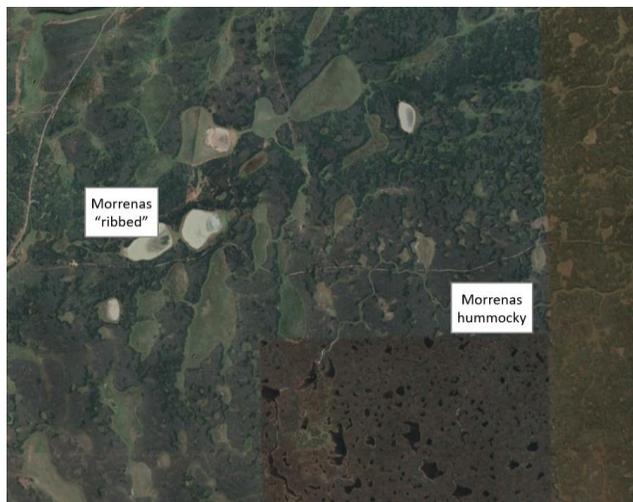


Figura 32.- Zona de transición entre morrenas *ribbed* y *hummocky* (sección A, figura 31).

CAPÍTULO IV: DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

4.1.- DISCUSIONES

4.1.1- Incertidumbres en la identificación y mapeo de geoformas

La revisión bibliográfica reveló significados glaciológicos dispares entre ciertas geoformas (e.g morrenas *ribbed* y morrenas *hummocky*). Estas diferencias se deben principalmente a las diversas hipótesis planteadas sobre los procesos de formación, por ejemplo, Möller y Dowling (2018), sugieren que las morrenas *ribbed* no se originan en la interfaz subglacial, sino que se formarían por la posterior depositación de sedimentos supraglaciares y englaciares en los márgenes frontales. Por otra parte, otros autores las relacionan con procesos que tienen lugar en la interfaz lecho-hielo, donde las componentes de la interfaz cómo lo son el hielo, el drenaje subglacial y los sedimentos del lecho, interactúan según las diferencias de velocidad, densidad y viscosidad (Ely et al., 2022; Vérité et al., 2022, 2023).

El mapeo de los contornos de las geoformas puede presentar errores mínimos debido a limitantes instrumentales cómo la resolución espacial de los modelos de elevación digital. La ausencia de modelos de elevación de alta resolución espacial (< 5 m por píxel) podría generar ciertas limitaciones para la correcta identificación y mapeo de contornos, siendo este un componente común en el estudio de lechos glaciares pleistocénicos (e.g. Spagnolo et al., 2011, 2012; Sookhan et al., 2022, Vérité et al., 2022, 2023). Esto implica una dependencia significativa de las imágenes disponibles para la visualización de las geoformas, considerando factores como el nivel de nubosidad y las variaciones espectrales de las coberturas del suelo.

4.1.2- Distribución de parámetros y sus implicaciones geomorfológicas

a.- Evidencias de avances isocrónicos: Continuo evolutivo espacial

La distribución de las cuadrículas del parámetro FELF e ISIN, muestran distribuciones similares entre la zona de morrenas *ribbed* y el campo de drumlins “Cabeza” (Clapperton,1989) al sur de la laguna Cabeza de Mar (figura 33).

El ISIN disminuye de manera paulatina en el sentido oeste-este hacia la dirección del flujo de hielo (figura 33a), a la vez, el parámetro FELF presenta una transición similar (figura 33a). Estos patrones de transición morfológica presentan similitudes con el modelo conceptual de continuos evolutivos entre geoformas subglaciales (figura 8) (Aario,1977; Stokes & Clark,2013), lo que se corrobora con las tendencias de los parámetros morfométricos ISIN y FELF en el sentido y dirección del antiguo flujo de hielo (Vérité et al., 2023).

Este patrón de transición es característico de lechos glaciares asociados a eventos de avances de corrientes de hielo isocrónicos (Clark,1999; Stoke & Clark,1999,2001), no obstante, en el estudio de lechos glaciares de tiempo-transgresivo, la identificación de continuos espaciales permitiría diferenciar entre distintos eventos de avances (Vérité et al., 2023).

El patrón de distribución en la dirección de flujo sugiere zonas de transición entre condiciones basales frías de bajas velocidades a condiciones basales húmedas de altas velocidades (Ely et al., 2022; Vérité et al., 2022,2023). Sin embargo, este patrón sólo se identificó en la zona proximal del lecho en una extensión de oeste a este de aproximadamente 24 kilómetros, y sólo se consideró a las geoformas implicadas en esta extensión para el análisis de datos (figura 33). Por lo tanto, la identificación por sí sólo no es suficiente para definir al sistema terrestre glaciar de Otway cómo uno de tipo isocrónico (Stoke & Clark, 1999; Vérité et al., 2023).

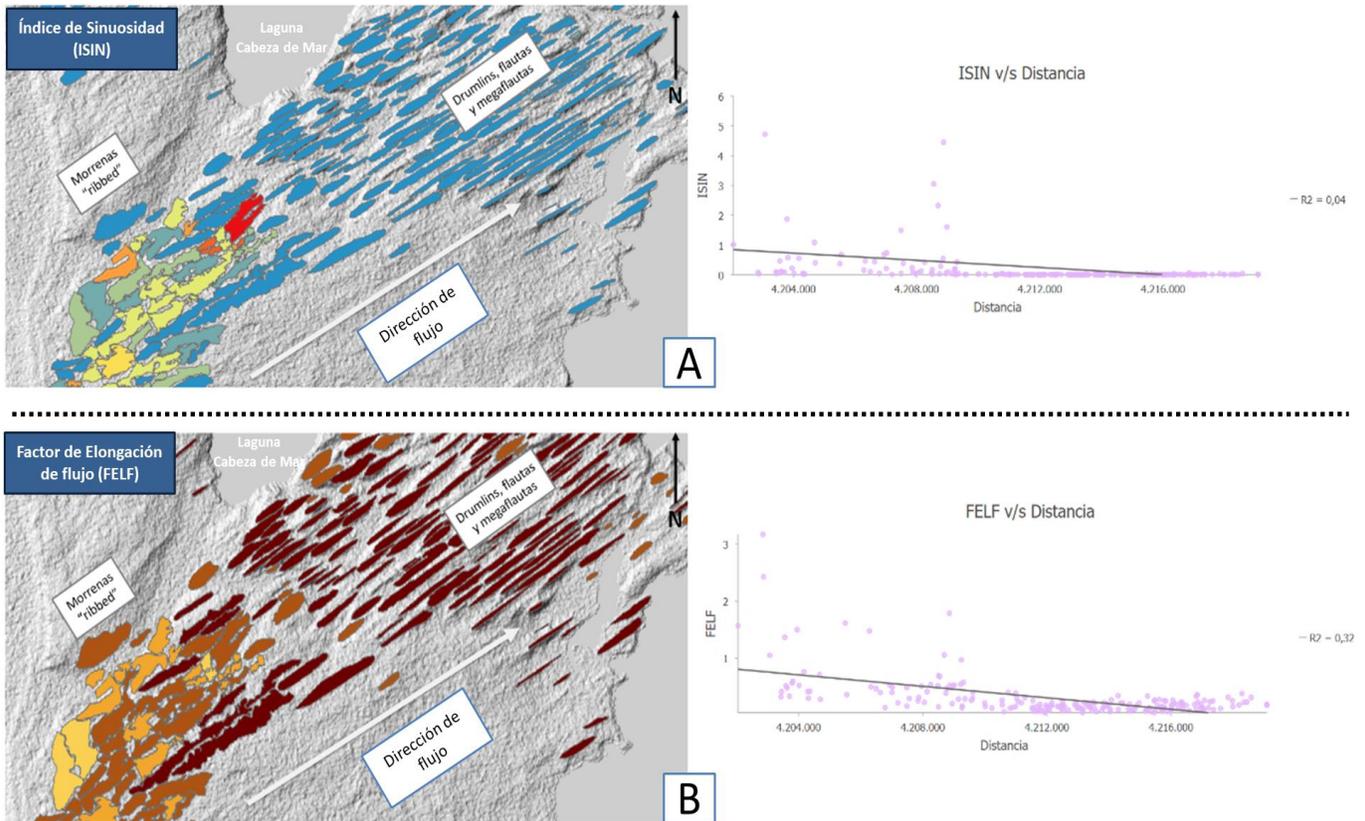


Figura 33.- Continuo espacial entre geoformas subglaciares en Otway. A: Patrón de distribución del Índice de Sinuosidad (ISIN). B: Patrón de distribución y tendencia morfométrica del Factor de Elongación de Flujo (FELF).

b.- Análisis de correlaciones

El análisis de correlaciones reveló relaciones poco significativas entre los parámetros FELF y las variables de velocidades de flujo modeladas del Manto de Hielo Patagónico. Esto sugiere que la configuración del conjunto de flujo o *flow-set* (figura 35a) no sigue el patrón esperado según el modelo conceptual del continuo evolutivo (figura 8) (e.g Aario, 1977; Rose, 1987; Stoke & Clark, 2013). Esto implicaría que el lecho glacial de avance no puede comprenderse en su totalidad cómo un Sistema Terrestre de tipo isocrónico (Stokes et al., 2013; Vérité et al., 2023).

4.1.3.- Evidencias de corrientes de hielo pleistocénicas de tiempo-transgresivo.

Los criterios de identificación geomorfológicos indican que el lecho del lóbulo Otway se formó por corrientes de hielo (ver resultados Objetivo específico 3). De igual manera, las observaciones derivadas del análisis morfométrico complementan estas afirmaciones junto con los análisis sedimentológicos y estratigráficos (Clark, 1999).

a.- Distribuciones heterogéneas: Superposición de firmas terrestres

El análisis de clusters en el campo Laguna Cabeza de Mar evidenció un dominio de cuadrículas asociadas a drumlins, flautas y megaflautas (cluster 2), distribuidas en las zonas centrales del lecho y coincidiendo con los conjuntos de flujo o *flow-sets* identificados por Lovell et al., (2012) y Darvill et al., (2016). Sin embargo, la distribución de geoformas no es homogénea en el sentido y dirección del flujo de hielo, donde la existencia de tramos transversales dominados por geoformas circulares y ovoidales (cluster 1) indicarían distribuciones heterogéneas (figura 22).

Por lo tanto, geoformas del cluster 1 y 2 parecieran distribuirse de manera yuxtapuesta en algunas zonas del campo Laguna Cabeza de Mar, en especial cerca de los cordones morrénicos frontales y laterales. Esto representa correspondencias notables con la configuración de corrientes de hielo de tiempo-transgresivo (Stoke & Clark, 1999, 2001), donde la superposición repetitiva de firmas terrestres producidas por múltiples avances, explicarían la yuxtaposición de distintas geoformas en la actualidad (figura 34) (Clark, 1999; Stoke & Clark, 1999, 2001).

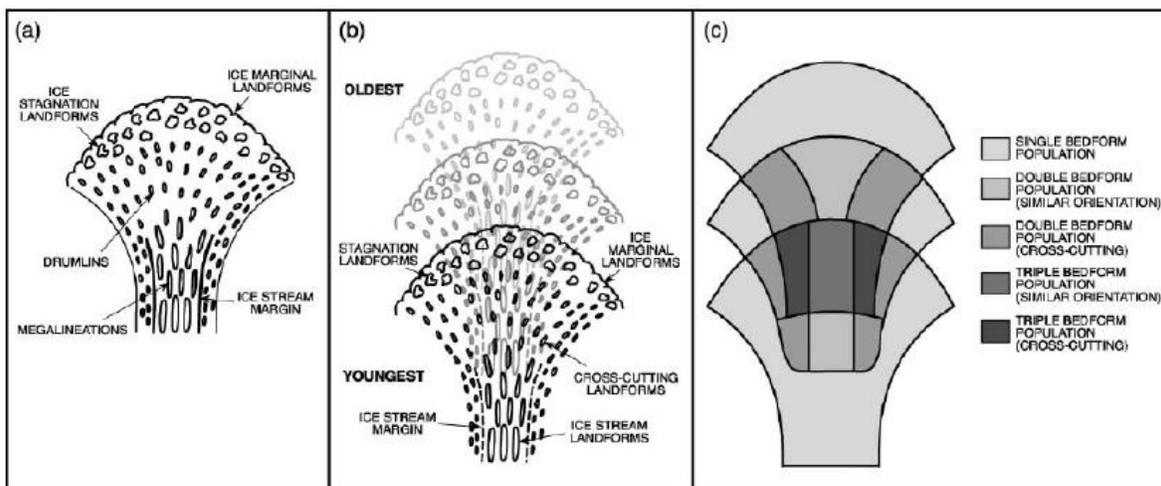


Figura 34.- Modelos terrestres producidos por corrientes de hielo (Stoke & Clark, 2001). A.- Corresponde a impresiones morfológicas derivadas de corrientes de hielo isocrónicas. B.- Superposición de geoformas derivadas de corrientes de hielo de tiempo-transgresivo. C.- Detalla la complejidad en orientación y disposición de diversos tipos de geoformas producidos por múltiples avances y reavances.

b.- Discontinuidades morfométricas

El análisis de uno de los conjuntos de flujo (*flow-sets*) delimitados por Lovell et al., (2012) y Darvill et al., (2017) revelaron variaciones abruptas del parámetro relación de elongación Largo/Ancho (fórmula N°1) en el sentido y dirección del antiguo flujo de hielo (figura 35a).

La figura 35b corresponde a un gráfico de puntuación Z del parámetro Largo/Ancho en función de la distancia desde zonas proximales a distales. Los datos evidencian valores anómalos en la zona central del eje longitudinal del *flow-set* en el sentido y dirección del flujo de hielo. Esta evidencia se asociaría principalmente a configuraciones geomorfológicas de corrientes de hielo de tiempo-transgresivo (figura 36) según lo propuesto por Clark (1999).

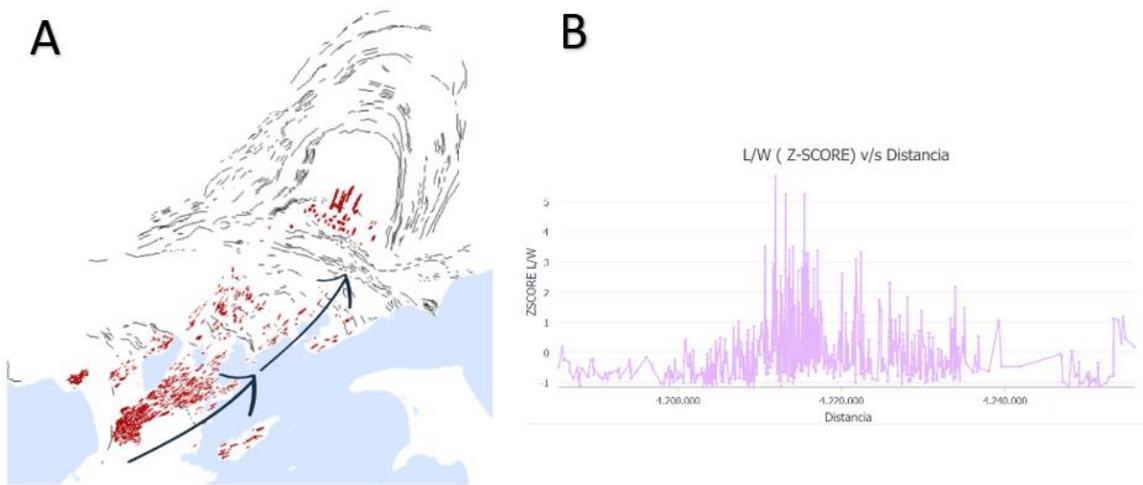


Figura 35.- Discontinuidades morfométricas en corrientes de hielo de tiempo-transgresivo. A.- Conjunto de flujo o *flow-set* de análisis. B.- Gráfico de puntuaciones para el análisis de concentraciones de valores anómalos en el lecho.

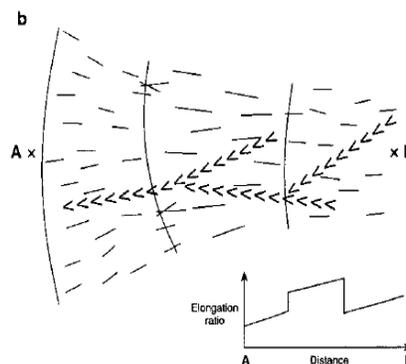


Figura 36.- Esquema de corrientes de hielo de tiempo-transgresivo según Clark (1999). El gráfico indica variaciones abruptas en el aumento esperado del parámetro relación de elongación (L/W) desde zonas proximales a medias y distales.

c.- Geofomas altamente atenuadas y márgenes abruptos.

Las concentraciones de geofomas de alta relación largo/ancho con valores mayores a 10:1 (figura 25) se han identificado con anterioridad en el área de estudio (e.g Lovell et al.,2012; Darvill et al., 2017). Las diferencias abruptas entre zonas de alta elongación y las zonas de morrenas *hummocky*, al sur del conjunto de megaflautas en campo Laguna Cabeza de Mar (figura 30), podrían interpretarse cómo evidencias de márgenes abruptos entre dinámicas de flujos rápidos de hielo y flujos de menor velocidad y/o estancamiento (Evans et al., 2008, Lovell et al., 2012, Darvill et al.,2016).

d.- Sedimentos blandos, evidencias de empuje y glacioteconismo.

Diversos estudios previos han realizado análisis de secciones estratigráficas y sedimentarias de al menos cuatro sitios distribuidos por el lecho de Otway (figura 37), Clapperton (1989) describe intercalaciones de sedimentos lacustres y till solifluctuado, indicando dos períodos de altos niveles de depositación paleolacustre, separadas por un período de depositación glacial. Estas observaciones podrían interpretarse cómo evidencias de reavances del lóbulo Otway sobre sedimentos blandos.

Posteriormente, Benn & Clapperton (2000b) realizaron análisis estratigráficos en dos sitios del lecho glacial. En el margen norte, analizaron sedimentos glacioteconizados cubiertos por arenas, gravas y diamicton en crestas morrénicas asociadas al avance A según Clapperton et al., (1995), lo que sugiere dos fases distintas de deformación glacioteconica en sedimentos deformables. En el segundo sitio al este del Lago Cabo Negro, identificaron zonas de cizalladura compuestas por limos, arenas y diamicton atravesadas por fallas de empuje lateral. Los autores concluyeron que el lóbulo Otway excavó y empujó la colina de Cabo Negro después de la depositación de sedimentos glaciolacustres.

De igual manera Darvill et al., (2017) identifica secciones glacioteconizadas de arenas y gravas inferiores en crestas morrénicas frontales asociadas al avance A descrito por Clapperton et al., (1995), dichos sedimentos corresponden a sedimentos proglaciares y glaciolacustres depositados en etapas previas al reavance y empuje proglacial.

Los estudios indican empuje proglacial y glacioteconismo en al menos tres de los cuatro sitios (e.g Benn & Clapperton 2000; Darvill et al.,2017), a la vez, los sitios estudiados indican composiciones importantes de limos, arenas y gravas, lo que sugiere reavances glaciares sobre sedimentos blandos de alta deformabilidad.

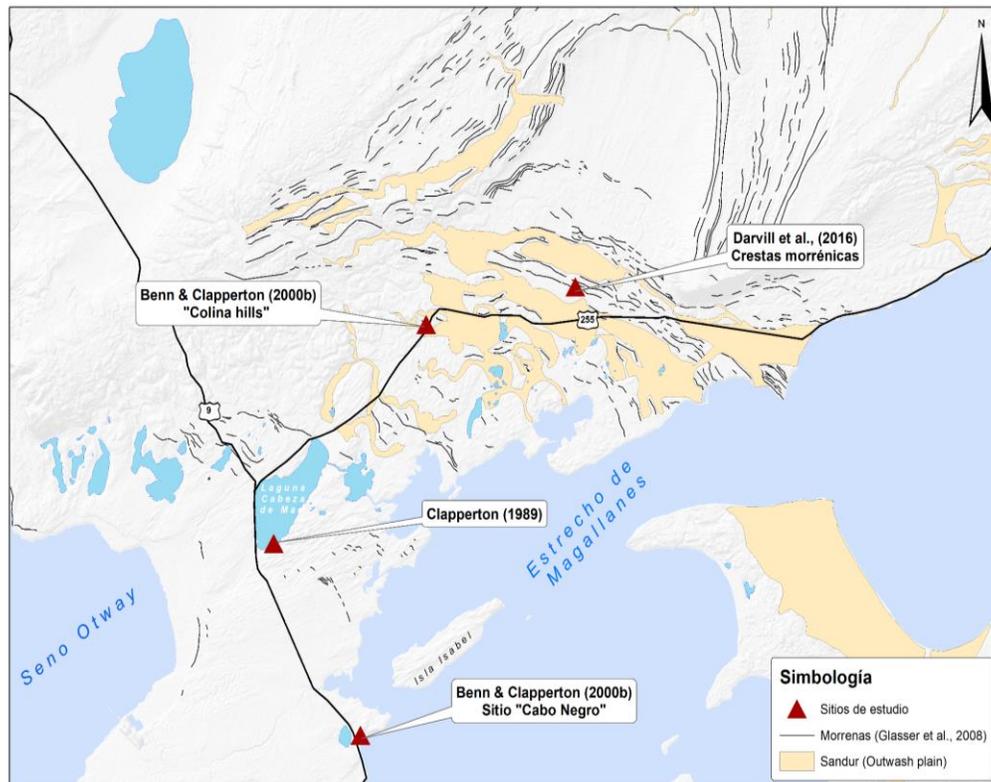


Figura 37.- Localizaciones de sitios estudiados por investigaciones previas

4.1.4- Evidencias de reavances glaciares de tipo surgencia o *surge*

Las evidencias de empuje proglacial y glacioteccionismo en morrenas frontales, indican reavances glaciares a posiciones alcanzadas por pulsos antiguos (Darvill et al., 2017), dichas señales geomorfológicas han sido comúnmente observadas en glaciares modernos de *surge* y son parte de los criterios de identificación de Sistemas Terrestres de glaciares de *surge* (Evans & Rea, 1999; Schomaker et al., 2014).

Los estudios de Lovell et al., (2012) y Darvill et al., (2017) han hipotetizado sobre los lóbulos Otway y Bahía Inútil- San Sebastián avances similares a los exhibidos por glaciares de tipo *surge* durante períodos acotados. De igual manera, Ponce et al., (2019) ha estudiado el Sistema Terrestre glaciar al este del lago Viedma en territorio argentino, evidenciando señales geomorfológicas indicativas de avances de tipo *surge* asociados al lóbulo Viedma en el pasado. No obstante, en el lecho glaciar del lóbulo Otway no se han realizado hasta ahora estudios que abordaran el análisis del lecho con un enfoque de Sistemas Terrestres de glaciares de *surge*, dejando inconsistencias en las hipótesis planteadas con anterioridad sobre la eventualidad de estas dinámicas de avance.

a.- Eskers

La presencia de eskers es una señal geomorfológica característica de glaciares temperados activos (Sutherland et al., 2019). Considerando los sistemas terrestres modernos de

glaciares de *surge*, estas geoformas se asocian a condiciones basales húmedas, relacionadas con drenajes subglaciales marginales que se producirían por altas presiones hidrostáticas (Evans & Rea, 1999, 2003; Schomaker et al., 2014). En el caso de eskers con alta sinuosidad, como los llamados "concertina eskers", su origen se relaciona con eventos de corta duración caracterizados por descargas masivas de agua, derivadas de altas presiones internas (Schomaker et al., 2014).

Se infiere que la concentración de eskers en zonas caracterizadas por "outwash plain", cuerpos lacustres, drumlins, flautas y megaflautas, podría indicar que el núcleo longitudinal (figura 35a) desde Laguna Cabeza de Mar hacia el noreste se caracterizaba principalmente por condiciones basales húmedas. Con anterioridad los eskers al noreste de Laguna Cabeza de Mar (figura 22) fueron mapeados por Clapperton (1989) y Lovell et al., (2012). Sin embargo, no han sido abordados en el estudio de las geoformas subglaciales, cómo tampoco se han mapeado con anterioridad el resto de eskers en el área de estudio.

b.- Redes geométricas de crestas de grietas de compresión (*crevasse-squeeze ridge* - CSR)

Las redes geométricas de crestas pueden ser producidas por diversos regímenes glaciológicos, incluyendo glaciares activos temperados, zonas de corrientes de hielo y regímenes dominados por ciclos de *surge* (Evans et al., 2016). No obstante, por sí solas no pueden atribuirse a un régimen glaciológico específico, sino que deben ser estudiadas considerando la yuxtaposición con otros tipos de geoformas (Lovell et al., 2015; Evans & Rea, 1999, 2003; Evans et al., 2016). Las CSR se relacionan con condiciones de alto acoplamiento en el frente glaciar producidos por avances de alta velocidad (Sharp, 1985; Evans et al., 2016).

La disposición transversal de las redes de crestas en una gran franja arqueada, junto a la disposición oblicua y ortogonal a la dirección de flujo de hielo (figura 28) podrían estar relacionadas con fracturamientos generalizados en el frente glaciar, presentando una presunta correspondencia con avances de tipo *surge* (Evans & Rea 1999, 2003; Evans et al., 2007, 2016; Lovell et al., 2018). De igual manera, la relación espacial de redes de CSR en conjunto con otros tipos de geoformas, por ejemplo, yuxtaposición con eskers, sobreposición en drumlins, flautas y megaflautas, y cercanía con morrenas de empuje, se consideran cómo criterios de identificación de reavances de tipo *surge* (Evans & Rea, 1999, 2003; Evans et al., 2016). En lago Viedma, Ponce et al., (2019) identificó superposición de CSR sobre megaflautas cómo criterio indicativo de regímenes de *surge*, lo que se identifica también en el campo de drumlins, flautas y megaflautas al sur de la laguna Cabeza de Mar en el área de estudio (figura 29).

La mayor concentración de CSR en la zona central del *flow-set* (figura 35a) sugiere relaciones con corrientes de hielo repetitivas en esta zona (Evans et al., 2016), lo que coincide con las hipótesis de Lovell et al., (2012) sobre eventos de reavances de corrientes de hielo acotados al núcleo longitudinal del lecho.

c.- Drumlins, drumlinoides, flautas y megaflautas

Los drumlins, flautas y megaflautas son evidencias geomorfológicas asociadas a sistemas terrestres producidos por glaciares temperados activos (Evans, 2003b), la disposición arqueada, entre cuencas lacustres, en el campo Laguna Cabeza de Mar indicaría que el flujo de hielo presentó un patrón radial asociado a lóbulos glaciares de piedmont (figura 33). Esta configuración ha sido observada con anterioridad (Clapperton et al., 1995; Benn & Clapperton, 2000a, b; Glasser et al., 2008), presentando similitudes con glaciares de *surge* contemporáneos (figura 38) (e.g. Múlajökull en Islandia).

Si bien existe controversia sobre los procesos de formación de las geoformas, en aspectos generales, existe consenso en que la formación de éstas se relaciona con dinámicas de altas velocidades de flujo, condiciones húmedas y sedimentos blandos deformables en la base del lecho (Boulton, 1987; Stoke et al., 2011). Trabajos anteriores en el área de estudio han relacionado a dichas variables con condiciones húmedas en la interfaz lecho-hielo asociadas a hielo temperado, las cuales propiciarían deslizamientos basales de alta velocidad sobre sedimentos de alta deformabilidad (Clapperton, 1989; Benn & Clapperton, 2000b, Darvill et al., 2016).

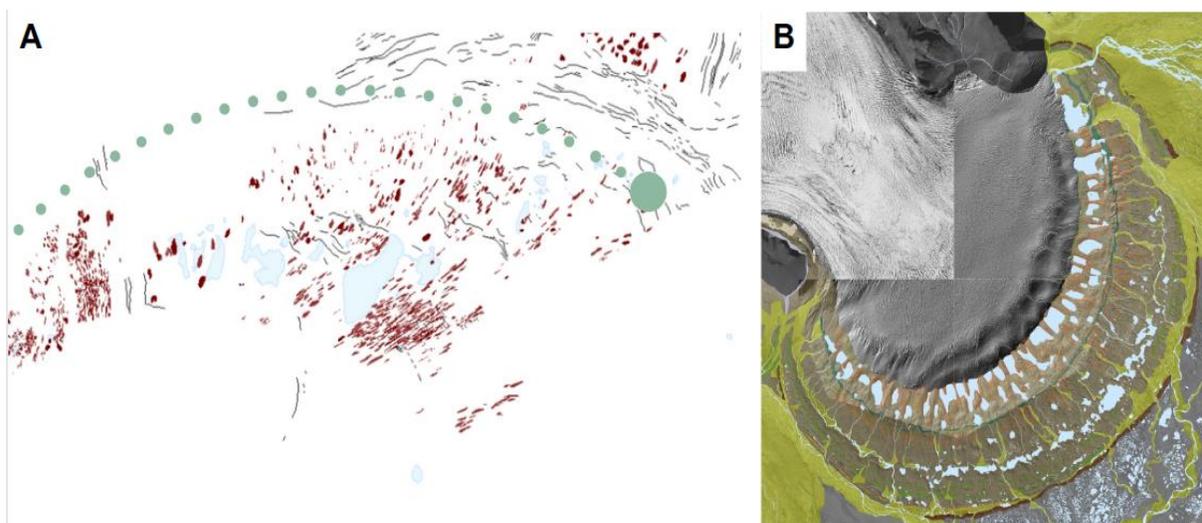


Figura 38.- Patrón lobular de comparación con lechos glaciares contemporáneos de *surge*. A.- Distribución radial de geoformas en estudio. B.-Glaciar temperado activo de tipo “surge”, Múlajökull, Islandia (Johnson et al., 2010)

d.- Morrenas *hummocky*

Aunque previamente no se había realizado el mapeo de morrenas *hummocky*, Clapperton (1989) hizo referencia a ellas al sur y oeste del campo de drumlins al sur de la laguna Cabeza de Mar. Además, se han mencionado topografías del tipo kettle-kames en Darvill

et al. (2014) al oeste del campo "Río Grande", las cuales posteriormente fueron relacionadas con terrenos irregulares de *hummocky* (Darvill et al., 2016).

Las morrenas *hummocky* presentan gran relevancia en el estudio de sistemas terrestres producidos por glaciares de "surge" (Evans & Rea,1999,2003; Schomaker et al.,2014) donde la distribución de cinturones de morrenas *hummocky* en conjunto con morrenas de empuje y zonas de outwash plain, indicarían zonas de estancamiento del hielo producto de altas cargas sedimentarias supraglaciares y englaciares (Evans & Rea,1999; Möller y Dowling,2010,2018). Sin embargo, este patrón de distribución no es del todo claro en el área de estudio debido a la falta de información sobre las crestas morrénicas que bordean el cinturón de cuencas lacustres hacia el este.

En líneas generales, las morrenas *hummocky* muestran estrechas relaciones espaciales con morrenas *ribbed* en el área de estudio, al igual que con drumlins, geoformas drumlinoides y cuerpos lacustres. Los procesos genéticos indican correspondencias con zonas marginales frontales de base fría, asociándose así a condiciones de alto acoplamiento y estrés basal (Moller & Dowling, 2018). Estas condiciones podrían explicar la presencia de pequeñas depresiones de agua intermitente (figura 11,32), las que se asociarían a "huecos" de deshielo generados por hielo residual enterrado, tal como se ha hipotetizado en otras áreas de estudio (e.g Burgess et al., 2013; Sutherland et al., 2019).

El emplazamiento de morrenas *hummocky*, cómo geoformas relacionadas con avances glaciares de base fría (Burgess et al., 2013) y la yuxtaposición con geoformas indicativas de avances de base cálida cómo flautas y drumlins (Evans,2003b), invitan a seguir investigando, considerando las implicancias que pueden surgir para el estudio de los regímenes termales del lóbulo Otway en el pasado.

Las morrenas *hummocky* se asocian a los frentes marginales, donde grandes volúmenes de sedimento supraglacial generan condiciones de alto acoplamiento, estancamiento y hundimiento de los márgenes frontales. Posteriormente el hielo enterrado produce terrenos irregulares configurados por crestas y topografías del tipo "kettle-kames" (Evans & Rea,1999,2003; Moller & Dowling,2018).

4.1.4- Aspectos de los regímenes glaciológicos implicados

Se infiere que los aspectos del régimen glaciológico del lóbulo Otway pudieron no haber sido constantes durante el pleistoceno, considerando la identificación de cordones morrénicos bien definidos y cordones morrénicos de empuje, lo cual se ha identificado con anterioridad (Benn & Clapperton,2000b; Lovell et al., 2012). Debido a la naturaleza dispar de las dinámicas y condiciones implicadas en los procesos de formación de las distintas geoformas, se infiere que el lóbulo Otway pudo haber experimentado avances asociados a distintas dinámicas y condiciones durante el Pleistoceno. Sin embargo, los resultados indican condicionantes predominantes de altas velocidades de flujo asociadas a condiciones basales templadas y activas con algunos avances de frentes basales fríos, o

bien condiciones politermales (Lovell et al., 2012). Por último, las evidencias de *surge* son consistentes, sin embargo, considerando lo estipulado por Lovell et al., (2012), no pueden definirse del todo debido a que estos glaciares presentan ciclos asociados.

Por último, estas observaciones sugieren dinámicas similares con las del lóbulo Bahí Inútil-San Sebastián (Darvill et al., 2017), donde también se presentan señales geomorfológicas de *surge* junto a evidencias de avances isocrónicas (Clark, 1999; Stoke & Clark, 1999).

4.2.- CONCLUSIONES

Se ha identificado una variedad de geoformas no registradas con anterioridad en el lecho glaciar del lóbulo Otway, esto supone una actualización en términos de identificación y mapeo en comparación a los trabajos previos en el área de estudio (Glasser et al., 2008; Lovell et al., 2012; Darvill et al., 2014). Es así cómo se identificaron y mapearon drumlins, drumlinoides, flautas, megafautas, morrenas *ribbed*, morrenas *hummocky*, eskers, crestas de grietas de compresión (o *crevasse-squeeze ridges* (CSR)), y geoformas ovoidales y circulares.

Las condiciones y dinámicas asociadas a los procesos de formación de las geoformas se diferencian considerablemente unas de otras, lo que puede explicar el contraste en las hipótesis de estudios anteriores sobre las condiciones basales que operaron en Otway, donde condiciones basales frías, húmedas y politermales se han sugerido previamente (Clapperton, 1989; Benn & Clapperton, 2000b; Lovell et al., 2012).

Las evidencias presentadas refuerzan la existencia de regímenes asociados a corrientes de hielo, un aspecto previamente abordado por Lovell et al. (2012) en la misma área de estudio. Estos hallazgos aportan más pruebas que pueden enriquecer la discusión, sugiriendo que la correspondencia de estas evidencias con corrientes de hielo de tiempo-transgresivo podría ofrecer una explicación más completa de los reavances observados en distintos sitios del lecho.

Las geoformas identificadas y analizadas bajo el enfoque de Sistemas terrestres asociados a *surge* sugieren correspondencias espaciales significativas con reavances glaciares de este tipo. Por el contrario, las relaciones evolutivas entre morrenas *ribbed* y geoformas elongadas al sur de la laguna Cabeza de Mar, podrían indicar eventos relacionados con avances isocrónicos en zonas específicas. A la vez, la carencia de geoformas indicativas de regímenes de tiempo-transgresivo y *surge* en los campos Fitz Roy y Río Grande, parecieran indicar ausencia de reavances glaciares. Estas observaciones coinciden con las apreciaciones de Lovell et al., (2012) para el campo Fitz Roy, sin embargo, esto puede deberse a la ausencia de estudios sedimentológicos de campo en estas zonas, generando un vacío importante para comprender las dinámicas glaciares que actuaron en el pasado.

Este estudio es el primero en realizar análisis morfométricos detallados sobre el lecho glaciar del lóbulo Otway y en Patagonia Sur. De igual manera, es el primero en aplicar el

análisis geomorfológico en Otway bajo el enfoque de Sistemas Terrestres de “surge”. Por lo tanto, los resultados presentados son principalmente exploratorios, y sobre todo invitan a seguir investigando un área que no ha sido estudiada con el nivel de detalle que se requiere, considerando la amplia extensión y diversidad de campos de geoformas subglaciares.

Si bien las técnicas de percepción remota pueden aportar evidencias significativas, se requieren análisis profundos que involucren diversos métodos de estudio. Es así como la aplicación de estudios sedimentológicos en los campos Fitz Roy y Río Grande, permitirían obtener mayor información de los avances glaciares del lóbulo Otway en estas zonas. De igual manera, gran parte del lecho se encuentra cubierto por el seno Otway, lo que imposibilita el análisis con técnicas de teledetección y sugieren que estudios batimétricos podrían solventar estos vacíos mediante la identificación de geoformas en el lecho marino, como se ha realizado en el Estrecho de Magallanes con anterioridad (Fernández et al., 2017).

4.3.- BIBLIOGRAFÍA

Aario, R., 1977. Classification and terminology of morainic landforms in Finland. *Boreas* 6 (2), 87–100.

Araos, J; Le Roux. J; Kaplan, M & M. Spagnollo (2018): Factors controlling alpine glaciations in the Sierra Baguales Mountain Range of southern Patagonia (50° S), inferred from the morphometric analysis of glacial cirques. *Andean Geology*. 45 (3): 357-378. ISSN 0718-7106. [.http://dx.doi.org/10.5027/andgeov45n3-2974](http://dx.doi.org/10.5027/andgeov45n3-2974).

Benn, D.I., & Clapperton, C.M. (2000a). Glacial Sediment–Landform Associations and Paleoclimate during the Last Glaciation, Strait of Magellan, Chile. *Quaternary Research*, 54, 13 - 23.

Benn, D.I., & Clapperton, C.M. (2000b). Pleistocene glacetectonic landforms and sediments around central Magellan Strait, southernmost Chile: evidence for fast outlet glaciers with cold-based margins. *Quaternary Science Reviews*, 19, 591-612.

Bennett, M.R., Hambrey, M.J., Huddart, D., & Ghienne, J. (1996). The formation of a geometrical ridge network by the surge-type glacier Kongsvegen, Svalbard. *Journal of Quaternary Science*, 11, 437-449.

Bentley, M.J., Sugden, D.E., Hulton, N., & McCulloch, R.D. (2005). The landforms and pattern of deglaciation in the strait of magellan and bahía inútil, southernmost south america. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 313 - 333.

Bendle, J.M., Thorndycraft, V.R., & Palmer, A.P. (2017). The glacial geomorphology of the Lago Buenos Aires and Lago Pueyrredón ice lobes of central Patagonia. *Journal of Maps*, 13, 654 - 673.

Biblioteca del Congreso Nacional. SIIT. (2005, enero 12). Hidrografía región de Magallanes. Bcn.Cl. <https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region12/hidrografia.htm>

Boonen, R. (1897). Ensayo sobre la Geografía Militar de Chile. Imprenta Cervantes.

Börgel O., Reinaldo. 1965. Mapa geomorfológico de Chile: descripción geomorfológica del territorio. Universidad de Chile. Instituto de Geografía. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/15249>

Börgel O., Reinaldo. 1983. Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar. Santiago de Chile

Boulton, G. (1987). A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation.

Burgess, D.O., Shaw, J.M., & Eyton, J.R. (2003). Morphometric Comparisons Between Rogen Terrain and Hummocky Terrain. *Physical Geography*, 24, 319 - 336.

Castro, R., Claudia, C., Marion, E., & Paul, J. (2000). Estudio de caso para la aplicación del "Sistema de seguimiento y análisis de tierras mediante teledetección" (TeleSAT). Análisis de cambio de coberturas vegetacionales y determinación del índice de protección del suelo en Laguna Blanca-San Gregorio, región de Magallanes, Chile. https://bibliotecadigital.ciren.cl/bitstream/handle/20.500.13082/17575/01_TeleSAT.PDF?sequence=1

Clapperton, C.M. (1975). The Debris Content of Surging Glaciers in Svalbard and Iceland. *Journal of Glaciology*, 14, 395 - 406.

Clapperton, C.M. (1989). Asymmetrical drumlins in Patagonia, Chile. *Sedimentary Geology*, 62, 387-398.

Clapperton, C., Sugden, D., Kaufman, D., & McCulloch, R. (1995). The Last Glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Research*, 44(2), 133-148. doi:10.1006/qres.1995.1058

Clark, C.D. (1993). Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 1-29.

Clark, C.D. (1994). Large-scale ice-moulding: a discussion of genesis and glaciological significance. *Sedimentary Geology*, 91, 253-268.

Clark, C.D. (1999). Glaciodynamic context of subglacial bedform generation and preservation. *Ann. Glaciol.*, 28.

Clark, C.D., Hughes, A.L., Greenwood, S.L., Spagnolo, M., & Ng, F.S. (2009). Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws. *Quaternary Science Reviews*, 28, 677-692.

Darvill, C.M., Stokes, C.R., Bentley, M.J., & Lovell, H. (2014). A glacial geomorphological map of the southernmost ice lobes of Patagonia: the Bahía Inútil – San Sebastián, Magellan, Otway, Skyring and Río Gallegos lobes. *Journal of Maps*, 10, 500 - 520.

Darvill, C.M., Stokes, C.R., Bentley, M.J., Evans, D.J., & Lovell, H. (2017). Dynamics of former ice lobes of the southernmost Patagonian Ice Sheet based on a glacial landsystems approach. *Journal of Quaternary Science*, 32.

Davies, B.J. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*.

Dunlop, P., & Clark, C.D. (2006). The Morphological Characteristics of Ribbed Moraine. *Quaternary Science Reviews*, 25, 1668-1691.

Ely, J.C., Clark, C.D., Spagnolo, M., Stokes, C.R., Greenwood, S.L., Hughes, A.L., Dunlop, P., & Hess, D.P. (2016). Do subglacial bedforms comprise a size and shape continuum. *Geomorphology*, 257, 108-119.

Ely, J.C., Stevens, D., Clark, C.D., & Butcher, F.E. (2022). Numerical modelling of subglacial ribs, drumlins, herringbones, and mega-scale glacial lineations reveals their developmental trajectories and transitions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 48, 956 - 978.

Ercolano, B., Mazzoni, E., Vázquez, M., & Rabassa, J. (2004). Drumlins y formas drumlinoides del Pleistoceno Inferior en Patagonia Austral, Provincia de Santa Cruz.

Evans, D.J.A., Rea, B.R., 1999. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Ann. Glaciol.* 28, 75–82.

Evans, D.J.A., Rea, B.R., 2003a. Surging glacier landsystem. In: Evans, D.J.A. (Ed.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, pp. 259–288.

Evans, D.J.A., 2003b. Ice-marginal terrestrial landsystems: active temperate glacier margins. In: Evans, D.J.A. (Ed.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, pp. 12–43.

Evans, D.J., Twigg, D.R., Rea, B.R., & Shand, M. (2007). Surficial geology and geomorphology of the Brúarjökull surging glacier landsystem. *Journal of Maps*, 3, 349 - 367.

Evans, D.J., Clark, C.D., & Rea, B.R. (2008). Landform and sediment imprints of fast glacier flow in the southwest Laurentide Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science*, 23.

- Evans, D.J., Storrar, R.D., & Rea, B.R. (2016). Crevasse-squeeze ridge corridors: Diagnostic features of late-stage palaeo-ice stream activity. *Geomorphology*, 258, 40-50.
- Eyles, N., Putkinen, N., Sookhan, S., & Arbelaez-Moreno, L. (2016). Erosional origin of drumlins and megaridges. *Sedimentary Geology*, 338, 2-23.
- Fernández, R., Gulick, S., Rodrigo, C., Domack, E., & Leventer, A. (2017). Seismic stratigraphy and glacial cycles in the inland passages of the Magallanes Region of Chile, southernmost South America. *Marine Geology*, 386, 19-31. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.02.006>
- Glasser, N.F., & Jansson, K.N. (2005). Fast-flowing outlet glaciers of the Last Glacial Maximum Patagonian Icefield. *Quaternary Research*, 63, 206 - 211.
- Glasser, N.F., & Jansson, K.N. (2008). The Glacial Map of southern South America. *Journal of Maps*, 4, 175 - 196.
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., & Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4), 3-4. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.011>
- Greenwood, S.I., Clark, C.D., 2008. Subglacial bedforms of the Irish Ice Sheet. *J. Maps* 4 (1), 332-357. <https://doi.org/10.4113/jom.2008.1030>
- Güler, C., Beyhan, B., & Tağa, H. (2021). PolyMorph-2D: An open-source GIS plug-in for morphometric analysis of vector-based 2D polygon features. *Geomorphology*, 386, 107755.
- Hättestrand, C., & Kleman, J. (1999). Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews*, 18(1), 43-61
- Harambour, S.; Rojas, L.; Moraga, J.; Otzen, G. 2001. Mapa geológico 1:500.000 de la precordillera de la Región de Magallanes. (Inédito). Sociedad Internacional Petrolera S.A.Santiago
- Johnson, M.D., Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö., Geiger, A.J., Ferguson, A., & Ingólfsson, Ó. (2010). Active drumlin field revealed at the margin of Múlajökull, Iceland: A surge-type glacier. *Geology*, 38, 943-946
- Jónsson, S.A., Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö., Ingólfsson, Ó., & Johnson, M.D. (2014). The drumlin field and the geomorphology of the Múlajökull surge-type glacier, central Iceland. *Geomorphology*, 207, 213-220.
- Lovell, H., Stokes, C.R., & Bentley, M.J. (2011). A glacial geomorphological map of the Seno Skyring-Seno Otway-Strait of Magellan region, southernmost Patagonia. *Journal of Maps*, 7, 318 - 339.

Lovell, H., Stokes, C.R., Bentley, M.J., & Benn, D.I. (2012). Evidence for rapid ice flow and proglacial lake evolution around the central Strait of Magellan region, southernmost Patagonia. *Journal of Quaternary Science*, 27.

Lovell, H., Fleming, E.J., Benn, D.I., Hubbard, B., Lukas, S., Rea, B.R., Noormets, R., & Flink, A. (2015). Debris entrainment and landform genesis during tidewater glacier surges. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, 1574 - 1595.

Lovell, H., Benn, D.I., Lukas, S., Ottesen, D., Luckman, A.J., Hardiman, M., Barr, I.D., Boston, C.M., & Sevestre, H. (2018). Multiple Late Holocene surges of a High-Arctic tidewater glacier system in Svalbard. *Quaternary Science Reviews*.

Markgren, M., Lassila, M., (1980). Problems of moraine morphology: Rogén moraine and Blattnick moraine. *Boreas* 9 (4), 271-274

McCulloch, R., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Bentley, M.J., & Kubik, P.W. (2005). Chronology of the last glaciation in central strait of magellan and bahía inútil, southernmost south america. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 289 - 312.

Meier, M.F., Post, A., 1969. What are glacier surges? *Can. J. Earth Sci.* 6 (4), 807–817.

Möller, P. (2006). Rogén moraine: an example of glacial reshaping of pre-existing landforms. *Quaternary Science Reviews*, 25, 362-389.

Möller, P. (2010). Melt-out till and ribbed moraine formation, a case study from south Sweden. *Sedimentary Geology*, 232, 161-180.

Möller, P., & Dowling, T.P. (2015). The importance of thermal boundary transitions on glacial geomorphology; mapping of ribbed/hummocky moraine and streamlined terrain from LiDAR, over Småland, South Sweden. *GFF*, 137, 252 - 283.

Möller, P., & Dowling, T.P. (2018). Equifinality in glacial geomorphology: instability theory examined via ribbed moraine and drumlins in Sweden. *GFF*, 140, 106 - 135.

Muller, E., 1974. The origin of drumlins. En: Coates, D.R. (ed.); "Glacial Geomorphology": 187-204, Binghamton Publications

Murray, T., Strozzi, T., Luckman, A., Jiskoot, H., Christakos, P., 2003. Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.

Niemeyer, Hans. Chile. Dirección General de Aguas. 1980. Hoyas hidrográficas de Chile. DGA. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/2348>

Oliva, L., Cioccale, M.A., & Rabassa, J.O. (2020). Morphometry and spatial distribution of glacial cirques in the Western Fuegian Andes of Argentina, southernmost South America. *Andean Geology*.

Ponce, J.F., Rabassa, J., Serrat, D., & Martínez, O.G. (2013). El campo de drumlins, flutes y megafutes de lago Viedma, Pleistoceno tardío, provincia de Santa Cruz.

Ponce, J.F., González Guillot, M., Díaz Balocchi, L., & Martínez, O.A. (2019). Geomorphological evidences of paleosurge activity in Lake Viedma Lobe, Patagonia, Argentina. *Geomorphology*.

Rabassa, J., Serrat, D., Martí Bono, C. y Coronato, A.M., 1990. Internal structure of drumlins in Gable Island, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. LUNDQUA Report 32: 3-6, Lund, Suecia.

Risopatrón, L. (1924). Diccionario *jeográfico* de Chile. Imprenta Universitaria. <http://www.bibliotecanacionaldigital.gob.cl/visor/BND:8111>

Rose, J., 1987. Drumlins as part of a glacial bedform continuum. In: Menzies, J., Rose, J. (Eds.), Drumlin Symposium. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam/Boston, pp. 103–130.

Sarricolea, P., Herrera-Ossandón, M., & Meseguer-Ruiz, O. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13, 66 - 73.

Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö., Ingólfsson, Ó., 2014. The Eyjabakkajökull glacial system, Iceland: geomorphic impact of multiple surges. *Geomorphology* 218, 98–107

Serrat, D., Rabassa, J., Martí, C. y Coronato, A., 1990. Drumlinization phases along the Beagle Channel, Tierra del Fuego. III International Drumlin Symposium, Oulu, Abstracts 23pp.

Servicios climáticos. (s/f). Gob.Cl. Recuperado el 10 de septiembre de 2023, de <https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/requerimiento/producto/RE2005>

Sharp, M.J., 1985. "Crevasse-fill" ridges—a landform type characteristic of surging glaciers? *Geografiska Annaler: Series A. Phys. Geogr.* 67 (3–4), 213–220.

Sharp, M.J., 1988. Surging glaciers: behaviour and mechanisms. *Prog. Phys. Geogr.* 12 (3), 349–370.

Spagnolo, M., Clark, C.D., Hughes, A.L., & Dunlop, P. (2011). The topography of drumlins; assessing their long profile shape. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36.

Spagnolo, M., Clark, C. D., & Hughes, A. L. C. (2012). Drumlin relief. *Geomorphology*, 153–154, 179–191. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.023>

Sookhan, S., Eyles, N., Bukhari, S., & Paulen, R.C. (2021). LiDAR-based quantitative assessment of drumlin to mega-scale glacial lineation continuums and flow of the paleo Seneca-Cayuga paleo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*.

Sookhan, S., Eyles, N., Bukhari, S. (2022). Drumlins and mega-scale glacial lineations as a continuum of subglacial shear marks: A LiDAR based morphometric study of streamlined surfaces on the bed of a Canadian paleo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 292. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.107679>.

Soteres, R., Peltier, C., Kaplan, M., & Sagredo, E., (2020). Glacial geomorphology of the Strait of Magellan ice lobe, southernmost Patagonia, South America. *Journal of Maps*, 16:2, 299 - 312. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1736197>

Stokes, C., & Clark, C. (1999). Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, 28, 67-74. doi:10.3189/172756499781821625.

Stokes, C.R., & Clark, C.D. (2001). Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1437-1457.

Stokes, C.R., & Clark, C.D. (2003). The Dubawnt Lake palaeo-ice stream: evidence for dynamic ice sheet behaviour on the Canadian Shield and insights regarding the controls on ice-stream location and vigour. *Boreas*, 32.

Stokes, C. R., Spagnolo, M., & Clark, C. D. (2011). The composition and internal structure of drumlins: Complexity, commonality, and implications for a unifying theory of their formation. *Earth Science Reviews*, 107(3-4), 398-422. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.05.001>

Stokes, C.R., Spagnolo, M., Clark, C.D., Cofaigh, C.Ó., Lian, O.B., & Dunstone, R.B. (2013). Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake ice stream bed : 1. size, shape and spacing from a large remote sensing dataset. *Quaternary Science Reviews*, 77, 190-209.

Storrar, R.D., Stokes, C.R., & Evans, D.J. (2014). Morphometry and pattern of a large sample (> 20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 105, 1-25.

Sutherland, J.L., Carrivick, J.L., Evans, D.J., Shulmeister, J., & Quincey, D.J. (2019). The Tekapo Glacier, New Zealand, during the Last Glacial Maximum: An active temperate glacier influenced by intermittent surge activity. *Geomorphology*.

Vérité, J.C., Ravier, É., Bourgeois, O., Pochat, S.L., Lelandais, T., Mourgues, R., Clark, C.D., Bessin, P., Peigné, D., & Atkinson, N. (2021). Formation of ribbed bedforms below shear margins and lobes of palaeo-ice streams. *The Cryosphere*.

Vérité, J.C., Ravier, É., Bourgeois, O., Bessin, P., Livingstone, S.J., Clark, C., Pochat, S.L., & Mourgues, R. (2022). Formation of Murtoos by Repeated Flooding of Ribbed Bedforms Along Subglacial Meltwater Corridors. SSRN Electronic Journal..

Vérité, J.C., Ravier, É., Bourgeois, O., Bessin, P., & Pochat, S.L. (2023). New Metrics Reveal the Evolutionary Continuum Behind the Morphological Diversity of Subglacial Bedforms. *SSRN Electronic Journal*

Yan, Q., Wei, T., & Zhang, Z. (2022). Modeling the climate sensitivity of Patagonian glaciers and their responses to climatic change during the global last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*.

Aspectos del régimen paleoglacial del lóbulo Otway: Enfoque morfométrico y geomorfológico para el estudio de lechos glaciares en Patagonia sur, región de Magallanes.