



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DEL SUR

2025
Bahía Blanca, Argentina

Tesis de Doctorado en Geología

**CONDICIONES PALEOAMBIENTALES EN EL
LITORAL ATLÁNTICO DE TIERRA DEL FUEGO
DURANTE EL CENOZOICO TARDÍO, EN BASE
AL ANÁLISIS PALINOLÓGICO**

PAMELA DANIELA ALLI

Directora: María Soledad Candel / **Segunda Directora:** Ana María Borromei

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctora en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), durante el período comprendido entre 2019 y 2024, bajo la dirección de la Dra. María Soledad Candel (Investigadora Adjunta CADIC-CONICET) y de la Dra. Ana María Borromei (Investigadora Principal de INGEOSUR-CONICET).

Lic. Pamela Daniela ALLI
Bahía Blanca, 21 de febrero de 2025
Departamento de Geología
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Subsecretaría de Posgrado

La presente tesis ha sido aprobada el 11/07/2025
mereciendo la calificación de..... 10 (sobresaliente)

Dedicatoria

“La ventana siempre abierta, las palomas y las campanas saben, vivimos acá. Ático y nido la Bonsucces entre la Rambla y el Castells y la armonía que viene después. Instantánea, entre el polen testigo del tiempo, despierto de madrugada, no vaya a ser que amanezca, el tren que pasa, la historia es larga y de hoy para mañana. Sin vuelta atrás subir y bajar las escaleras, arriba es otro instante más. Paredón en la esquina, un par de tachos de basura, empapelada de colores, una piedra y toda una vida y otra arriba y así su historia entre las sombras y lo que la gente tira.”

Leo Cuchetti

A Pablo, mi amor, compañero incondicional en cada paso.

A mi mamá Graciela, a mi papá Daniel, pilares de mi vida.

A mis hermanos Leo y Carli, a mis sobrin@s, a mis amig@s.

Y a tod@s mis seres querid@s.

Agradecimientos

Estos casi seis años han transcurrido con una intensidad que difícilmente podría haber anticipado. El recorrido no ha sido fácil, con desafíos personales y profesionales, incluyendo una pandemia que transformó nuestras rutinas. Sin embargo, este proceso también ha sido una experiencia de crecimiento y aprendizaje, y no habría sido posible sin el apoyo de muchas personas e instituciones, a quienes deseo expresar mi más sincero agradecimiento.

Agradezco al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y al Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC); a mis directoras de beca, Andrea Coronato y María Soledad Candel y a mis directoras de tesis, María Soledad Candel y Ana María Borromei, cuyo compromiso, acompañamiento y valiosas sugerencias fueron clave para la realización de esta investigación.

A mis compañer@s del Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario, en especial a Alejandro Montes, Ramiro López, Ignacio Magneres, Mariana Raab, Cristina San Martín y Valeria Bártoli, y a quienes compartieron conmigo la sala de becari@s de Geología. A los propietarios de las estancias Flamencos, San Martín y La Sara, al personal de la Estación Astronómica de Río Grande. A mis compañeras de cátedra, en especial a Soledad Schwarz y Laura Villarreal. A Silvana Rodríguez. Al personal del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. A Pablo Díaz.

Finalmente, gracias de corazón a Sabrina Labrone, Adolfina Savoretti y Damián Fernández por su amistad, confianza y generosidad a lo largo de estos años. Su compañía, consejos y apoyo incondicional resultaron esenciales en este proceso.

Resumen

Esta Tesis Doctoral tuvo como objetivo contribuir al conocimiento sobre las fluctuaciones paleoambientales en relación con los cambios relativos del nivel del mar en el litoral atlántico de Tierra del Fuego. Para ello, se reconstruyó la historia de los ecosistemas litorales desde el Último Máximo Glacial (UMG; *ca.* 24.000 años A.P.), evaluando su evolución en función de la variabilidad paleoclimática.

El estudio se basó en registros palinológicos (esporomorfos y microplancton de pared orgánica) obtenidos en tres localidades del centro-norte del litoral atlántico fueguino -*Río Fuego* ($53^{\circ}58,602'$ S- $67^{\circ}32,230'$ O), *Río San Martín* ($53^{\circ}18'11,7''$ S- $68^{\circ}36'03,00''$ O) y *Arroyo Gamma* ($53^{\circ}27'46''$ S- $68^{\circ}5'21,2''$ O)-. Además, se realizaron estudios geomorfológicos, sedimentológicos y geoquímicos. Los resultados se compararon con datos “*multiproxies*” de registros fósiles sedimentarios de otras localidades de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados.

Con posterioridad al UMG, el mejoramiento climático postglacial habría favorecido la transgresión marina holocena. En la localidad *Río Fuego*, durante el Holoceno temprano (*ca.*10.000 años cal A.P.), el desarrollo de vegetación halófila dominada por *Chenopodiaceae* acompañada de gramíneas, arbustos y hierbas característica de la vegetación de marismas costeras, y su posterior retracción, sugirieron variaciones en la línea de costa. El registro de *Myriophyllum* y algas dulceacuícolas, evidenció la presencia de cuerpos de agua dulce someros cercanos al área de estudio. La influencia marina quedó reflejada en el registro de dinoquistes y acritarcos marinos, otros palinomorfos acuáticos y en las características sedimentológicas, como la composición y

textura de los sedimentos. Un patrón similar se observó en las localidades de *Río San Martín* y *Arroyo Gamma*. Por otro lado, los intervalos palinológicos estériles identificados en los perfiles sedimentarios estudiados podrían vincularse con la fase regresiva del evento marino holoceno.

En la localidad *Río Fuego*, con posterioridad a los 1.227 años cal A.P., se registró un cambio en la vegetación, evidenciado por la expansión de pastizales (Poaceae) y hierbas (Caryophyllaceae). Estos cambios sugirieron el establecimiento de un ambiente aluvial y una configuración de la línea de costa similar a la actual. Además, la presencia de *Myriophyllum* y algas dulceacuícolas en esta localidad indicó la permanencia de cuerpos de agua dulce someros cercanos al área. Una situación similar fue registrada en la localidad *Arroyo Gamma*.

En términos generales, los cambios observados en las paleocomunidades vegetales que se desarrollaron en los tres sitios estudiados, no indicaron cambios significativos de temperatura y humedad efectiva, como se han observado en otros registros ubicados en el interior de la estepa fueguina. Esto indicaría que las condiciones paleoambientales en el área de estudio, habrían sido benignas por la acción moderadora del mar. En cuanto a las asociaciones de microplancton marino, los dinoquistes dominados principalmente por *Brigantedinium* spp., *Operculodinium centrocarpum* y *Spiniferites* spp., sugirieron un ambiente marino marginal o nerítico interno con salinidades variables y disponibilidad de nutrientes en las aguas marinas superficiales, debido probablemente al aporte de agua dulce por escorrentía superficial.

Abstract

This Doctoral Thesis aimed to contribute to the understanding of palaeoenvironmental fluctuations in relation to relative sea-level changes along the Atlantic coast of Tierra del Fuego. To achieve this, the history of coastal ecosystems since the Last Glacial Maximum (LGM; ca. 24,000 years BP) was reconstructed, assessing their evolution in response to palaeoclimatic variability. The study was based on palynological records (sporomorphs and organic-walled microplankton) obtained from three localities in the central-northern sector of the Atlantic coast of Tierra del Fuego -*Río Fuego* ($53^{\circ}58,602'$ S- $67^{\circ}32,230'$ W), *Río San Martín* ($53^{\circ}18'11,7''$ S- $68^{\circ}36'03,00''$ W), and *Arroyo Gamma* ($53^{\circ}27'46''$ S- $68^{\circ}5'21,2''$ W)-. Additionally, geomorphological, sedimentological, and geochemical analyses were carried out. The results were compared with multiproxy data from fossil sedimentary records of other sites on Isla Grande de Tierra del Fuego and Isla de los Estados.

Following the LGM, postglacial climatic improvement likely favoured the Holocene marine transgression. At the locality of *Río Fuego*, during the early Holocene (ca. 10,000 cal years BP), the development of halophilous vegetation dominated by Chenopodiaceae, accompanied by grasses, shrubs, and herbs characteristic of coastal salt marshes, and its subsequent retreat, suggested variations in the coastline. The record of *Myriophyllum* and freshwater algae indicated the presence of shallow freshwater bodies near the study area. Marine influence was reflected in the presence of dinocysts and marine acritarchs, other aquatic palynomorphs, and in the sedimentological characteristics, such as the composition and texture of the sediments. A similar pattern was observed at the *Río San Martín* and *Arroyo Gamma* localities. On the other hand, the

sterile palynological intervals identified in the studied sedimentary profiles could be linked to the regressive phase of the Holocene marine event.

At *Río Fuego*, after 1227 cal years BP, a shift in vegetation was recorded, evidenced by the expansion of grasslands (Poaceae) and herbs (Caryophyllaceae). These changes suggested the establishment of a fluvial environment and a coastline configuration similar to the present. Furthermore, the presence of *Myriophyllum* and freshwater algae in this locality indicated the persistence of shallow freshwater bodies near the area. A similar situation was recorded at *Arroyo Gamma* locality.

In general terms, the changes observed in the paleovegetal communities that developed at the three studied sites did not indicate significant changes in temperature and effective humidity, as seen in other records located inland in the Fuegian steppe. This would suggest that the paleoenvironmental conditions in the study area were mild due to the moderating influence of the sea. Regarding marine microplankton associations, the dinocysts, mainly dominated by *Brigantedinium* spp., *Operculodinium centrocarpum*, and *Spiniferites* spp., suggested a marginal or inner neritic marine environment with variable salinities and nutrient availability in the surface marine waters, likely due to the freshwater input from surface runoff.

CONTENIDO

Prefacio

Dedicatoria

Agradecimientos

Resumen

Abstract

Índice de Contenidos

Índice de Figuras y Láminas

Índice de Tablas

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

Referencias bibliográficas-Capítulo 1

Capítulo 2. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE

ESTUDIO

Referencias bibliográficas-Capítulo 2

Capítulo 3. MATERIALES Y MÉTODOS

Referencias bibliográficas-Capítulo 3

Capítulo 4. SISTEMÁTICA Y ECOLOGÍA

Referencias bibliográficas-Capítulo 4

Capítulo 5. RESULTADOS

Referencias bibliográficas-Capítulo 5

Capítulo 6. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE

EL PLEISTOCENO TARDÍO- HOLOCENO EN EL LITORAL ATLÁNTICO

FUEGUINO Y SU CORRELACIÓN CON OTRAS ÁREAS DE TIERRA DEL

FUEGO

Referencias bibliográficas-Capítulo 6

Capítulo 7. CONCLUSIONES

Portadas de cada capítulo, creadas por Leo Cuchetti con diversas técnicas artísticas para esta Tesis.

Índice de Contenidos

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANÁLISIS PALINOLÓGICO	3
1.2 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	4
1.2.1 <i>Objetivos generales</i>	4
1.2.2 <i>Objetivos específicos</i>	4
1.3 ANTECEDENTES	5
1.4 ESTRUCTURA DE LA TESIS	6
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 1	8
2. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	13
2.1 GEOLOGÍA	15
2.1.1 <i>Contexto geotectónico y estratigrafía de la IGTDF</i>	15
2.1.2 <i>Glaciaciones y Paleoambientes postglaciales</i>	23
2.1.2.1 Glaciaciones	23
2.1.2.2 Paleoambientes postglaciales en el sur de Tierra del Fuego	29
2.1.2.3 Paleoambientes postglaciales del litoral atlántico fueguino	32
2.1.3 <i>Geomorfología de la costa atlántica</i>	34
2.1.3.1 Depósitos de playa	34
2.1.3.2 Bahía San Sebastián	37
2.1.3.3 Paleobahía de las cuencas del Río Chico y del Río Grande	40
2.1.3.4 Planicie de cordones litorales de la Ensenada de la Colonia y espiga del Río Fuego	42

2.2 CIRCULACIÓN OCEÁNICA	43
2.2.1 <i>El Océano Austral</i>	43
2.2.2 <i>El Mar Patagónico</i>	45
2.2.3 <i>Régimen de Mareas</i>	47
2.3 CLIMA	48
2.4 SUELOS Y VEGETACIÓN.....	52
2.4.1 <i>Suelos</i>	52
2.4.2 <i>Vegetación</i>	55
2.4.2.1 <i>Tundra Magallánica</i>	56
2.4.2.2 <i>Bosque Perennífolio</i>	56
2.4.2.3 <i>Bosque Deciduo</i>	57
2.4.2.4 <i>Estepa Patagónica Fueguina</i>	61
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 2	66
3. MATERIALES Y MÉTODOS	78
3.1 TAREAS DE CAMPO Y LOCALIDADES ESTUDIADAS	78
3.1.1 <i>Localidad Río Fuego</i>	80
3.1.2 <i>Localidad Río San Martín</i>	82
3.1.3 <i>Localidad Arroyo Gamma</i>	83
3.2 TÉCNICAS DE LABORATORIO	86
3.2.1 <i>Palinología</i>	86
3.2.2 <i>Fechados radiocarbónicos</i>	88
3.2.3 <i>Análisis granulométrico</i>	89
3.2.4 <i>Contenido de Materia Orgánica Total</i>	89
3.2.5 <i>Tefrocronología</i>	90

3.3 TAREAS DE GABINETE	92
3.3.1 Mapeo geomorfológico	92
3.3.2 Análisis palinológico en microscopio óptico.....	92
3.3.2.1 Estudio sistemático	92
3.3.2.2 Recuentos palinológicos	94
3.3.2.3 Frecuencias relativas y absolutas	94
3.3.2.4 Estado de preservación de los palinomorfos.....	95
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 3	98
4. SISTEMÁTICA Y ECOLOGÍA.....	102
4.1 QUISTES DE DINOFLAGELADOS DE PARED ORGÁNICA	102
4.2 OTROS PALINOMORFOS ACUÁTICOS DE PARED ORGÁNICA	120
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 4	135
5. RESULTADOS.....	142
5.1 LOCALIDAD RÍO FUEGO	142
5.1.1 Geología.....	142
5.1.2 Sedimentología y Tefrocronología.....	148
5.1.3 Contenido de Materia Orgánica Total	150
5.1.4 Cronología	153
5.1.5 Análisis Palinológico	154
5.1.6 Interpretación Paleoambiental	164
5.2 LOCALIDAD RÍO SAN MARTÍN	177
5.2.1 Geología.....	177
5.2.2 Sedimentología y Tefrocronología.....	180
5.2.3 Contenido de Materia Orgánica Total	181

5.2.4 Análisis Palinológico	183
5.2.5 Interpretación Paleoambiental	187
5.3 LOCALIDAD ARROYO GAMMA.....	191
5.3.1 Geología.....	191
5.3.2 Sedimentología y Tefrocronología.....	194
5.3.3 Contenido de Materia Orgánica Total	196
5.3.4 Cronología	197
5.3.5 Análisis Palinológico	198
5.3.6 Interpretación Paleoambiental	204
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 5	209
6. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO EN EL LITORAL ATLÁNTICO FUEGUINO Y SU CORRELACIÓN CON OTRAS ÁREAS DE TIERRA DEL FUEGO	215
6.1 PLEISTOCENO	215
6.2 TARDIGLACIAL (<i>ca.</i> 19.000-11.700 años cal A.P.)	219
6.3 HOLOCENO TEMPRANO (11.700-8.200 años cal A.P.)	222
6.4 HOLOCENO MEDIO (8.200-4.200 años cal A.P.)	228
6.5 HOLOCENO TARDÍO (4.200-0 años cal A.P.)	233
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 6	241
7.CONCLUSIONES	250

Índice de Figuras y Láminas

Figura 1. Ubicación geográfica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. 14

Figura 2. Mapa geológico regional de Tierra del Fuego, destacando las principales unidades tectonoestratigráficas y los ambientes tectónicos asociados. Tomado de Torres Carbonell (2010). _____ 19

Figura 3. Mapa de las glaciaciones de Tierra del Fuego. Modificado de Coronato *et al.* (2004b)._____ 28

Figura 4. Circulación oceánica en la región de IGTDF y principales factores que afectan el clima del archipiélago fueguino. Modificado de Tuhkanen (1992). _____ 45

Figura 5. Circulación atmosférica regional. Modificado de Tuhkanen (1992). _____ 49

Figura 6. Distribución de isotermas e isoyetas en la IGTDF. Muñoz-Sabater (2019). 52

Figura 7. Distribución de las comunidades de vegetación. Modificado de Tuhkanen (1992). _____ 65

Figura 8. Localidades estudiadas: *Río Fuego* (RF), *Arroyo Gamma* (AG) y *Río San Martín* (RSM). _____ 79

Figura 9. Vista panorámica de la Localidad *Río Fuego* (Foto: P. Alli, 2019). _____ 81

Figura 10. Vista panorámica de la Localidad *Río San Martín* (Foto: P. Alli, 2022). _83

Figura 11. Vista panorámica de la localidad de *Arroyo Gamma*. En primer plano se observa la margen sur del arroyo, mientras que al fondo se distingue la margen norte del mismo (Foto: P. Alli, 2023). _____ 85

Figura 12. Secciones sedimentarias estudiadas: RF (A), RSM (B) y AG (C) (Fotos: P. Alli, 2019, 2022 y 2023, respectivamente). _____ 85

Figura 13. Detalle de muestradores metálicos con tramos sedimentarios de las secciones RSM (A) y AG (B). (Fotos: P. Alli, 2022 y 2023, respectivamente). _____ 86

Figura 14. Imagen SEM de un fragmento de vidrio volcánico pumíceo de la sección sedimentaria AG (Foto: S. Rodríguez). _____ 91

Lámina 1. Dinoquistes marinos. Número de muestra seguido por coordenadas “England Finder”. **(A)** *Brigantedinium simplex*, RF 2019-M4: V43/2; **(B)** cf. *Trinovantedinium appланatum*, RF 2019-M9: P58; **(C)** *Operculodinium centrocarpum*, RF 2019-M12a: G38; **(D)** *Operculodinium cf. centrocarpum*, RF 2019-M11: W32/3; **(E)** *Lingulodinium machaerophorum*, RF 2019-M35: P38/3; **(F)** *Spiniferites ramosus*, RF 2019-M8: W45/1; **(G)** *Spiniferites mirabilis*, RF 2019-M21: Y52; **(H)** *Spiniferites cf. mirabilis*, RF 2019-M28b: B48; **(I)** *Impagidinium aculeatum*, RF 2019-M21c: Y57/2-Y58/1. Escala 10 µm.

_____ 117

Lámina 2. Otros palinomorfos acuáticos de pared orgánica. Número de muestra seguido por coordenadas “England Finder”. **(A-B)** *Halodinium* sp., RF 2019-M4: U23; RF 2019-M10: T9; **(C-D)** *Palaeostomocystis subtilitheca*, RF 2019-M10: L1; RF 2019-M4: J491; **(E-F)** *Radiosperma corbiferum*, RF 2019-M1: Y44/4-Y45/3; RF 2019-M6: T8/2; **(G-H)** *Spirogyra* sp., RF 2019-M15: H41/2; RF 2019-M4: V52/4; **(I)** *Pediastrum* sp., RF 2019-M12b: V41/4 **(J)** Huevo de crustáceo, RF 2019-M4: O40/2; **(K)** Revestimiento orgánico de foraminífero, RF 2019-M3: J36; **(L)** Tintínido, RF 2019-M26b: H7/4. Escala 10 µm. _____ 134

Figura 15. Mapa geomorfológico del valle del Río Fuego y zona costera circundante. Tomado y modificado de Alli *et al.* (2025). (RF: sección sedimentaria Río Fuego). _____ 145

Figura 16. Vista aérea del Río Fuego con patrón serpenteante y planicie paleomareal **(A)**. Cuenca de deflación en sedimentos eólicos del Holoceno con paleosuelos **(B)**. Cuñas de hielo pleistocénicas expuestas en sedimentos glacifluviales **(C)**. Flecha litoral y canal mareal en la desembocadura del Río Fuego **(D)**. Panel fotográfico tomado y modificado de Alli *et al.* (2025). (Fotos: A. Montes). _____ 146

Figura 17. Perfil sedimentario, granulométrico y contenido de materia orgánica total de la sección sedimentaria Río Fuego (RF). _____ 151

Figura 18. Contenido total de álcali vs sílice en las dos capas de tefra de la sección sedimentaria RF en el área del Río Fuego (A). Capas de tefra de color gris claro en sedimentos limo-arenosos de color marrón oscuro, a pocos metros de la sección sedimentaria RF (B). Tomado de Alli *et al.* (2025) _____ 152

Figura 19. Diagramas de frecuencias relativas de los componentes palinológicos terrestres (A) y acuáticos (B), de la sección sedimentaria Río Fuego. _____ 162

Figura 20. Diagrama de concentraciones de los palinomorfos identificados en la sección sedimentaria Río Fuego. _____ 163

Figura 21. Gráficas de datos geoquímicos de los fragmentos de vidrio para dos capas de tefra identificadas en la sección sedimentaria RF, y su comparación con los registros del Volcán Hudson y los volcanes de la Zona Volcánica Austral. Contenido total de álcali vs sílice, mostrando la clasificación composicional de los fragmentos de vidrio (modificado de Panaretos *et al.*, 2021) (A). Campos compositionales de los volcanes de la Zona Volcánica Austral (modificado de Smith *et al.*, 2019) (B). Tomado de Alli *et al.* (2025). _____ 174

Figura 22. Mapa geomorfológico del valle del Río San Martín y zona costera circundante. Tomado y modificado de Bujalesky (2007). (RSM: sección sedimentaria Río San Martín). _____ 178

Figura 23. Imagen aérea del sector de muestreo del perfil RSM en el Río San Martín. (Foto: A. Montes). _____ 178

Figura 24. Perfil sedimentario, granulométrico y contenido de materia orgánica total de la sección sedimentaria Río San Martín (RSM). _____ 182

Figura 25. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes palinológicos terrestres y acuáticos, de la sección sedimentaria Río San Martín.	185
Figura 26. Diagrama de concentraciones de los palinomorfos identificados en la sección sedimentaria Río San Martín.	186
Figura 27. Mapa geomorfológico del valle del Arroyo Gamma y zona costera circundante. Tomado y modificado de Montes (2015). (AG: sección sedimentaria Arroyo Gamma).	192
Figura 28. Imagen de los alrededores del área de muestreo del perfil sedimentario AG en el Arroyo Gamma. (Foto: A. Montes).	193
Figura 29. Perfil sedimentario, granulométrico y contenido de materia orgánica total de la sección sedimentaria Arroyo Gamma (AG).	197
Figura 30. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes palinológicos terrestres y acuáticos, de la sección sedimentaria Arroyo Gamma.	202
Figura 31. Diagrama de concentraciones de los palinomorfos identificados en la sección sedimentaria Arroyo Gamma.	203
Lámina 3. Granos de polen y esporas. Número de muestra seguido por coordenadas “England Finder”. (A) Asteraceae subf. Asteroideae, RF 2019-M12: D37; (B) Asteraceae subf. Cichoroideae, AG 2023-M83a: K 51; (C) <i>Azolla</i> , RF 2019-M15:W37; (D) Caryophyllaceae, RF 2019-M3:R20; (E) Chenopodiaceae, RF 2019-M2: U46; (F) <i>Drymis winteri</i> , RF 2019-M1: U49/3; (G) <i>Empetrum rubrum</i> , RF 2019-M11b:X 51; (H) <i>Gunnera</i> , RF 2019-M7:F26; (I) <i>Lycopodium</i> , RF 2019-M1: U50-1; (J) <i>Myriophyllum</i> , RF 2019-M7: R54/3; (K) <i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> , RF 2019-M20b: K51/3; (L) Poaceae, RF 2019-M20b: K 51. Escala 10 µm.	208

Figura 32. Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados. En el mapa se muestran las localidades mencionadas en la discusión. **Localidades estudiadas en esta Tesis:** Río Fuego (**RF**), Río San Martín (**RSM**), Arroyo Gamma (**AG**). Localidades correlacionadas: Laguna Arturo (**LAr**) - Puerto Harberton (**PHa**) - San Pablo 1 (**SP1**) - La Correntina (**LCo**) - Terra Australis (**TA**) - Bahía Inútil (**BI**) - Onamonte (**On**) - Laguna Las Vueltas (**LV**) - Lago Lynch (**LLy**) - Bahía Lapataia (**BL**) - Aserradero - Lapataia 2 (**As-L**) - Punta Moat (**PM**) - Caleta Eugenia (**CE**) - Lago Galvarne (**LG**) - Punta Arenas (**PA**) - Albufera Lanushuaia (**AL**) - Río Varela (**RV**) - Puerto del Hambre (**PdH**) - La Misión (**LM**) - Río Ovando (**RO**) - Arroyo Baliza (**AB**) - Laguna Carmen (**LCa**) - Laguna Amalia (**LA**). 238

Figura 33. Evolución del paisaje litoral en el sector del *Río Fuego* y ubicación de la sección sedimentaria RF. Reconstrucción de la máxima transgresión holocena (en azul) (**A**). Configuración actual del paisaje, con el Lago Fuego aislado de la influencia mareal y el trazado de la ruta nacional N°3 sobre las planicies de cordones litorales (**B**). Reconstrucción de la máxima transgresión holocena (en azul) (**C**). Configuración actual del paisaje, con el lago Fuego aislado de la influencia mareal y el trazado de la ruta nacional N°3 sobre las planicies de cordones litorales (**D**). Situaciones similares pudieron suceder en las otras localidades estudiadas en esta Tesis (*Arroyo Gamma y Río San Martín*). 239

Índice de Tablas

Tabla 1. Síntesis de la estratigrafía de Tierra del Fuego.	23
Tabla 2. Resumen de las glaciaciones y sus depósitos para el norte de la IGTDF. Basado en Rabassa <i>et al.</i> (2011).	29
Tabla 3. Suelos identificados por Panigatti (2010) en Tierra del Fuego, agrupados en cinco órdenes según la clasificación de “ <i>Soil Taxonomy</i> ” (2006).	54

Tabla 4. Descripción de la sección sedimentaria en la Localidad <i>Río Fuego</i> . _____	81
Tabla 5. Descripción de la sección sedimentaria en la Localidad <i>Río San Martín</i> . _____	83
Tabla 6. Descripción de la sección sedimentaria en la Localidad <i>Arroyo Gamma</i> . _____	84
Tabla 7. Dinoquistes marinos registrados en el litoral atlántico fueguino, rangos de Temperatura (T °C), salinidad (UPS) y características ambientales. _____	119
Tabla 8. Listado de dinoquistes marinos y otros palinomorfos acuáticos de pared orgánica identificados en esta Tesis._____	133
Tabla 9. Principales características geomorfológicas y relieve en la zona del Río Fuego, según morfogénesis, tipo de sedimentos y edad estimada. Tomado y modificado de Alli <i>et al.</i> (2025)._____	147
Tabla 10. Mediciones topográficas sobre la planicie paleomareal, sobre las secciones sedimentarias del Río Fuego (RF), Río San Martín (RSM), Arroyo Gamma (AG) y en la playa norte del Lago Fuego (LF). _____	148
Tabla 11. Análisis de la composición geoquímica de los fragmentos de vidrio identificados en la sección sedimentaria RF del área del Río Fuego. Tomado de Alli <i>et al.</i> (2025)._____	152
Tabla 12. Datación por radiocarbono y edades calibradas obtenidas a partir de muestras de la sección sedimentaria RF. (*) Fecha atípica. Tomado y modificado de Alli <i>et al.</i> (2025). _____	153
Tabla 13. Principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos e interpretación paleoambiental de la sección sedimentaria RF en el área del Río Fuego. Tomado y modificado de Alli <i>et al.</i> (2025). _____	176

Tabla 14. Principales características geomorfológicas y relieve en la zona del Río San Martín, según morfogénesis, tipo de sedimentos y edad estimada. Basado en Favier Dubois y Borrero (2005) y Bujalesky (2007). _____ 179

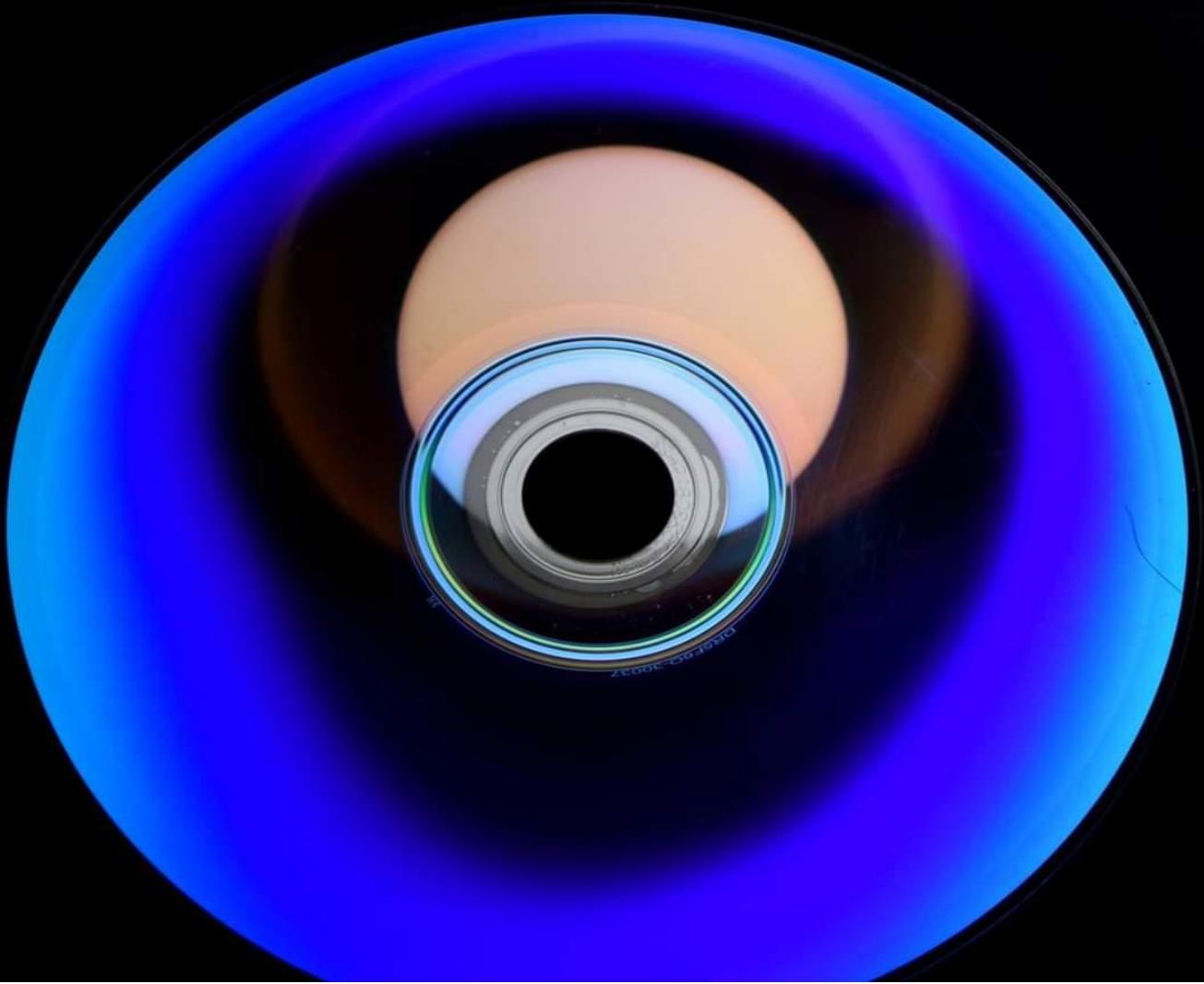
Tabla 15. Principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos e interpretación paleoambiental de la sección sedimentaria RSM en el área del Río San Martín. _____ 190

Tabla 16. Principales características geomorfológicas y relieve en la zona del Arroyo Gamma, según morfogénesis, tipo de sedimentos y edad estimada. Basado en Bujalesky (2007) y Montes (2015). _____ 194

Tabla 17. Principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos e interpretación paleoambiental de la sección sedimentaria AG en el área del Arroyo Gamma. _____ 207

Tabla 18. Correlación de las zonas palinológicas identificadas en las localidades estudiadas en esta Tesis: *Río Fuego, Arroyo Gamma y Río San Martín* (de sur a norte). _____ 240

Capítulo 1



1. INTRODUCCIÓN

La Isla Grande de Tierra del Fuego (IGTDF; 53-55°S, 66-74°O), la masa continental más austral de América del Sur, ofrece una oportunidad única para estudiar los cambios ambientales del pasado. Su clima está principalmente determinado por su posición geográfica, la cercanía a la Corriente Circumpolar Antártica y la interacción entre el Frente Polar Antártico y los Vientos del Oeste (“*Westerlies*”), además de estar moldeado por su fisiografía. Como es bien sabido, la IGTDF comprende la Cordillera Central de los Andes Fueguinos, que se extiende en dirección oeste-este con una elevación máxima de *ca.* 1.500 m s.n.m. Esta configuración genera un marcado gradiente de precipitación de sudoeste a noreste, influenciando de manera determinante los patrones actuales de vegetación (Tuhkanen, 1992; Schneider *et al.*, 2003; Garreaud *et al.*, 2013).

Se han llevado a cabo varios estudios paleoambientales del Cuaternario tardío en la IGTDF, la mayoría de ellos basados en datos palinológicos postglaciales provenientes de depósitos terrestres y marinos en el sector sur-central boscoso de la isla (Markgraf, 1993; Heusser, 1989a, 1989b, 2003; Mauquoy *et al.*, 2004; Markgraf y Huber, 2010; Borromei *et al.*, 2007, 2010, 2014, 2016; Borromei y Quattrocchio, 2008; Candel *et al.*, 2009, 2011, 2017, 2018; Waldmann *et al.*, 2014; Musotto *et al.*, 2016, 2017a, 2017b, 2022, entre otros). La evidencia sugiere que gran parte de la región, actualmente cubierta por bosques de *Nothofagus*, estaba dominada por vegetación de tundra-estepa tras el Último Máximo Glacial (UMG), hace aproximadamente 24.000 años A.P. (Ponce *et al.*, 2011). Durante el Holoceno temprano, una disminución en la intensidad de los vientos del oeste bajo condiciones cálidas y secas -conocida como “*Early Holocene Westerly Minimum*” (EHWM)-favoreció el

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

establecimiento del ecotono bosque-estepa. En contraste, hacia el Holoceno tardío, el aumento de la humedad efectiva desde el oeste facilitó la expansión y colonización de los bosques de *Nothofagus* (Coronato *et al.*, 2022).

Existen pocos registros paleoambientales del Holoceno para la región norte de Tierra del Fuego (Heusser *et al.*, 1989-1990; Heusser, 1993; Borromei *et al.*, 2018; Fernández *et al.*, 2018; Mansilla *et al.*, 2018; Laprida *et al.*, 2021; Musotto *et al.*, 2022, 2025; Alli *et al.*, 2025). Asimismo, los ambientes asociados a la transgresión marina del Holoceno en el sector centro-norte de Tierra del Fuego, han sido documentados por Auer (1959, 1974), Markgraf (1980, 1983, 1993), Porter *et al.* (1984), Bujalesky (2007), Montes *et al.* (2020), Candel *et al.* (2020) y Alli *et al.* (2025), basándose en indicadores tefrocronológicos, paleoecológicos y sedimentológicos.

Esta Tesis Doctoral analiza los registros palinológicos provenientes de tres localidades -*Río Fuego* (53°58,602'S-67°32,230'O), *Río San Martín* (53°18'11,7" S-68°36'03,00" O) y *Arroyo Gamma* (53°27'46" S-68°5'21,2" O)- ubicadas sobre la costa atlántica fueguina, con el fin de reconstruir las condiciones paleoambientales ocurridas en el Cenozoico tardío, en particular durante el Holoceno. Dichas localidades brindan la oportunidad de reconstruir las condiciones paleoambientales reinantes durante este período para un área donde la información acerca de la interacción entre el clima, la vegetación y la dinámica litoral es sumamente escasa.

Esta investigación, por lo tanto, se enfoca en el análisis palinológico como herramienta principal, centrando su atención en los cambios de las paleocomunidades vegetales y del paleomicroplancton de pared orgánica, y su relación con las fluctuaciones relativas del nivel del mar y las variaciones en la intensidad y latitud de los vientos del oeste como impulsores del cambio ambiental. Además, desde una perspectiva “multiproxy”, esta

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

Tesis combina los datos palinológicos con aquellos obtenidos a partir del análisis geomorfológico, sedimentológico y geoquímico (contenido de materia orgánica) para reconstruir los paisajes costeros y entender los patrones de vegetación y las fluctuaciones del nivel del mar durante este período.

1.1 ANÁLISIS PALINOLÓGICO

Mediante los estudios palinológicos del Cenozoico tardío, se puede obtener información valiosa sobre la variabilidad de las condiciones ambientales y el clima del pasado. Para ello, el análisis de los registros polínicos fósiles brinda las evidencias necesarias para reconstruir las comunidades vegetales de una región, lo que permite inferir los cambios en estas comunidades a diferentes escalas espaciales y temporales en respuesta a las variaciones ambientales. Asimismo, el estudio del paleomicroplancton de pared orgánica, como los quistes de dinoflagelados y otras algas, tiene especial importancia para la evaluación paleoambiental y paleoclimática. En el caso de los quistes de dinoflagelados marinos constituyen una herramienta de gran utilidad para analizar registros estratigráficos de alta resolución provenientes de áreas marinas. Asimismo, existe una estrecha relación entre las asociaciones de quistes de dinoflagelados y las condiciones del agua de mar, tales como temperatura, salinidad, disponibilidad de nutrientes, productividad primaria, profundidad de las masas de agua, estacionalidad y extensión de la cubierta de hielo marino. Las variaciones en su registro son interpretadas en función de cambios oceanográficos y atmosféricos.

1.2 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2.1 Objetivos generales

- ❖ Ampliar el conocimiento de la distribución y paleoecología de los quistes de dinoflagelados del Cuaternario tardío en el extremo austral de Sudamérica.
- ❖ Establecer la relación entre las fluctuaciones climáticas y paleoambientales con los cambios relativos del nivel del mar en el litoral atlántico de Tierra del Fuego.
- ❖ Reconstruir la historia de los ecosistemas litorales a fin de determinar la reacción de los mismos al cambio climático desde el Último Máximo Glacial (*ca.* 24.000 años A.P.).

1.2.2 Objetivos específicos

- ❖ Reconocimiento de las unidades geomorfológicas de ambientes litorales de baja energía y sus depósitos, propicios para la preservación de materia orgánica palinológica.
- ❖ Identificación de las asociaciones palinológicas (granos de polen, esporas y microplancton de pared orgánica) preservadas en los sedimentos litorales ubicados entre la Bahía San Sebastián y Punta María, en el centro-norte de Tierra del Fuego.
- ❖ Reconocimiento de las fluctuaciones relativas del nivel del mar durante la ingresión marina del Holoceno.
- ❖ Reconstrucción de las condiciones paleoambientales para el lapso geológico considerado a partir del registro de palinomorfos (granos de polen, esporas y

microplancton de pared orgánica) y del registro sedimentológico, en relación con las oscilaciones relativas del nivel del mar y los cambios paleoclimáticos.

- ❖ Comparación y correlación paleoclimática de los resultados obtenidos con otros datos “*multiproxies*” provenientes de registros fósiles sedimentarios ubicados en la estepa fueguina, Canal Beagle e Isla de los Estados.

1.3 ANTECEDENTES

Gran parte de los estudios palinológicos del Cuaternario tardío en Tierra del Fuego han sido realizados principalmente en el sector sur, a lo largo del Canal Beagle por Heusser (1989a, 1989b, 2003), Heusser y Rabassa (1987), Markgraf (1991a, 1991b, 1993) y Markgraf y Huber (2010), Borromei *et al.* (2014). En los valles tributarios interiores de los Andes Fueguinos, por Borromei (1995), Quattrocchio y Borromei (1998), Mauquoy *et al.* (2004), Borromei *et al.* (2007, 2010, 2016), Borromei y Quattrocchio (2008). Sobre depósitos marinos, Borromei y Quattrocchio (2001, 2007), Candel (2010), Candel *et al.* (2009, 2011, 2017, 2018), Markgraf y Huber (2010) y en sedimentos fluviales, Grill *et al.* (2002). Por otro lado, los estudios palinológicos en el centro y norte de Tierra del Fuego han sido realizados por Auer (1958), Markgraf (1980, 1983), Heusser (1993, 2003), Heusser y Rabassa (1995), Burry *et al.* (2006, 2007), Burry y Trivi de Mandri (2011), Waldmann *et al.* (2014), Borromei *et al.* (2018), Musotto *et al.* (2016, 2017a, 2017b, 2022, 2025), Candel *et al.* (2020) y Alli *et al.* (2025).

Varios han sido los estudios geológicos, geomorfológicos, sedimentológicos y paleoecológicos con referencia a los cambios relativos del nivel del mar en Tierra del Fuego durante el Holoceno, mencionándose a Vilas *et al.* (1999), Rabassa *et al.* (2000), Gordillo *et al.*

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

al. (2005), Bujalesky (2007), Isla y Bujalesky (2008), Montes (2015), Montes *et al.* (2018, 2020) y Bujalesky *et al.* (2021) entre otros autores.

1.4 ESTRUCTURA DE LA TESIS

La Tesis está estructurada en siete capítulos. Este primer capítulo ofrece una introducción al tema de estudio, destacando el análisis palinológico y su importancia en la obtención de información sobre la variabilidad paleoambiental y paleoclimática. Se exponen también los objetivos de la investigación y se presentan los antecedentes relevantes de estudios palinológicos, geológicos, geomorfológicos, sedimentológicos y paleoecológicos, con énfasis en los cambios relativos del nivel del mar en Tierra del Fuego durante el Holoceno.

En el capítulo dos, se presenta la ubicación del área de estudio y características generales de la IGTDF. Se abordan temas como la geología de la isla, que incluye el marco geotectónico, el contexto estratigráfico de Tierra del Fuego, las glaciaciones que ocurrieron en la región, los paleoambientes postglaciales, y la geomorfología del litoral atlántico fueguino. Además, se desarrollan otros aspectos como la circulación oceánica, el clima, los suelos y la vegetación.

El capítulo tres proporciona el marco necesario para comprender los procedimientos y técnicas aplicadas en cada etapa de la investigación.

En el capítulo cuatro se presentan las descripciones sistemáticas y la ecología de los quistes de dinoflagelados y de otros palinomorfos acuáticos de pared orgánica identificados en esta Tesis.

El capítulo cinco presenta los resultados obtenidos mediante estudios geológicos y geomorfológicos, análisis granulométricos y determinaciones de contenido de materia

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

orgánica total. También se incluyen resultados preliminares de tefrocronología y dataciones radiocarbónicas. Estos estudios complementan y fortalecen los hallazgos derivados del análisis palinológico, que constituye el eje central de esta Tesis y aporta información clave para comprender los cambios paleoambientales en el área de estudio.

En el capítulo seis se presenta la evaluación paleoambiental y paleoclimática durante el Pleistoceno tardío-Holoceno en el litoral atlántico fueguino y su correlación con otras áreas costeras e internas de la IGTDF.

Por último, en el capítulo siete, se exponen las conclusiones finales de esta Tesis, donde se sintetizan los hallazgos principales y se destaca su importancia tanto para el área de estudio como en un contexto regional.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 1

- Alli, P., Montes, A., Candel, S., Borromei, A. M., Rodríguez, S., Coronato, A., López, R., 2025. Late Quaternary palaeoenvironmental and palaeogeographic evolution in the Fuego river valley, central Tierra del Fuego, southern South America. *Quat. Int.* 720, 109683.2025. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2025.109683>.
- Auer, V., 1958. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part II: The History of Flora and Vegetation. *Annales Academiae Scie. Fennicae. Series AIII. Geologica-Geographica*, vol. 50, Helsinki, Finland, 1–239 p.
- Auer, V., 1959. The Pleistocene of fuego-patagonia. Part III: shoreline displacements. In: *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A III Geologica-Geographica*, 60. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Helsingiensis*, Helsinki.
- Auer, V., 1974. The isorythmicity subsequent to the Fuego-Patagonian and Fennoscandian ocean level transgressions and recessions of the Last Glaciation. The significance of tephrochronology, C-14 dating and micropaleontology for Quaternary Research. In: *Annales Academiae Scie. Fennicae, Series A III, Geologica- Geographica*, vol. 115. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Helsingiensis*, Helsinki, pp. 1–98.
- Borromei, A.M., 1995. Análisis polínico de una turbera holocénica en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. Chil. de Hist. Nat.* 68: 311–319.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2001. Palynological study of Holocene marine sediments from Bahía Lapataia, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. esp. micropaleontol.* 33 (1): 61–70.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2007. Holocene sea-level change and marine Palynology of the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 44: 161–171.
- Borromei, A. M., Quattrocchio, M., 2008. Late and Postglacial Paleoenvironments of Tierra del Fuego: terrestrial and marine palynological evidence. In: J. Rabassa (Ed.) *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences*, vol. 11, Chapter 18: 369–381. Elsevier Science Ltd.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C., 2007. Late Pleistocene - Holocene environments in Valle Carabajal, Fuegian Andes valley, southern South America. *J South Am Earth Sci.* 23 (4): 321–335.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Franzén, L., Ponce, J.P., López Sáez, J.A., Maidana, N., Rabassa, J., Candel, M.S., 2010. Multiproxy record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 286: 1-16.
- Borromei, A.M., Ponce, J.F., Coronato, A., Candel, M.S., Olivera, D., Okuda, M., 2014. Reconstrucción de la vegetación postglacial y su relación con el ascenso relativo del nivel del mar en el extremo SE del Canal Beagle, Tierra del Fuego. *Andean Geol.* 41 (2), 362–379.
- Borromei, A.M., Musotto, L.L., Coronato, A., Ponce, J.F., Pontevedra-Pombal, X., 2016. Postglacial vegetation and climate changes inferred from a peat pollen record in the Río Pipo valley, southern Tierra del Fuego. *(PE-APA)* 16 (2), 168–183
- Borromei, A.M., Candel, M.S., Musotto, L.L., Cusinsky, G., Martínez, M.A., Coviglia, C.A., Ponce, J.F., Coronato, A., 2018. Late Holocene wet/dry intervals from Fuegian steppe at Laguna Carmen, southern Argentina, based on a multiproxy record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 499, 56–71.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

Bujalesky, G., 2007. Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Acta Geológica* 5 (4), 337-362.

Bujalesky, G., Isla, F. I., Montes, A., 2021. Differential uplifting rates across the Magellan Fault: Interactions between South American and Scotia plates. *Geological Resources of Tierra del Fuego*, 281-301.

Burry, L.S., Trivi de Mandri, M.E., D'Antoni, H.L., 2006. Paleocomunidades vegetales del centro de Tierra del Fuego durante el Holoceno temprano y tardío. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* n.s. 8 (2): 127–133.

Burry, L.S., Trivi de Mandri, M.E., D'Antoni, H.L., 2007. Modern analogues and past environments in central Tierra del fuego, Argentina. *Anales Instituto Patagonia (Chile)* 35 (2): 5–14.

Burry, L.S., Trivi de Mandri, M.E., 2011. Historia del bosque en el centro de Tierra delFuego, Argentina. *Rev. mex. cienc. forestales* 2 (3): 25–36.

Candel, M.S., 2010. Cambios relativos del nivel del mar en el Canal Beagle, Tierra del Fuego (Cenozoico tardío), en base al análisis palinológico. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

Candel, M.S., Borromei, A.M., Martínez M.A., Gordillo S., Quattrocchio M., Rabassa J., 2009. Middle–Late Holocene palynology and marine mollusks from Archipiélago Cormoranes area, Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 273: 111-122.

Candel, M.S., Martínez, M.A., Borromei, A.M., 2011. Palinología y palinofacies de una secuencia marina del Holoceno medio-tardío: albufera Lanushuaia, Canal Beagle, Tierra de Fuego, Argentina. *Rev. Bras. Paleontol.* 14: 297-310.

Candel, M.S., Louwye, S., Borromei, A.M., 2017. Reconstruction of the late Holocene paleoenvironment of the western Beagle

Channel (Argentina) based on a palynological analysis. *Quat. Int.* 44 (PartA), 2–12.

Candel, M.S., Borromei, A.M., Louwye, S., 2018. Early to middle Holocene palaeoenvironmental reconstruction of the Beagle Channel (southernmost Argentina) based on terrestrial and marine palynomorphs. *Boreas* 47, 1072– 1083.

Candel, M. S., Díaz, P. E., Borromei, A. M., Fernández, M., Montes, A., Santiago, F. C., 2020. Multiproxy analysis of a Lateglacial-Holocene sedimentary section in the Fuegian steppe (northern Tierra del Fuego, Argentina): Implications for coastal landscape evolution in relation to climatic variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 557, 109941

Coronato, A., Borromei, A. M., Ponce, J. F., Candel, S., Musotto, L., Fernández, M., Laprida, C., Mehl, A., Montes, A., San Martín, C., Savoretti, A., Cusminsky, G., Gordillo, S., Orgeira, M.J., López, R., Alli, P., Quiroga, D., 2022. Holocene environmental changes in the fuegian forest and steppe, Argentina. *J South Am Earth Sci.* 119, 103952. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103952>

Fernández, M., Maidana, N.I., Ponce, J.F., Oría,J., Salemme, M., Coronato, A., 2018. Palaeoenvironmental conditions for human settlement at the Fuegian steppe (Argentina) based on diatom analysis. *Lake Arturo as a case study. J. Archaeol. Sci. Report*, 18 (2018), pp. 775-781

Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., Rojas, M., 2013. Large-scale control on the Patagonian climate. *J. Clim.* 26, 215–230.

Gordillo, S., Coronato, A., Rabassa, J., 2005. Quaternary molluscan faunas from the island of Tierra del Fuego after the Last Glacial Maximum. *Scientia Marina* 69 (Supl. 2): 337-348.

Grill, S., Borromei, A.M., Quattrocchio, M., Coronato, A., Bujalesky, G., Rabassa, J., 2002. Palynological and sedimentological analysis of Recent sediments from Río Varela, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. esp. micropaleontol.* 34 (2): 145-161.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

- Heusser, C. J., 1989a. Late Quaternary Vegetation and Climate of Southern Tierra del Fuego. *Quat Res.* 31: 396-406.
- Heusser, C.J., 1989b. Climate and chronology of Antarctica 764 and adjacent South America over the past 30,000 yr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 76: 31–37.
- Heusser, C.J., 1993. Late Quaternary forest-steppe contact zone, Isla Grande de Tierra del Fuego, subantarctic South America. *Quat Sci Rev.* 12: 169–177.
- Heusser, C.J., 2003. Ice age southern Andes - A chronicle of paleoecological events. *Developments in Quaternary Science* 3 (Series editor: J. Rose). Elsevier. 240 pp.
- Heusser, C.J., Rabassa, J., 1987. Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature* 328: 609-611.
- Heusser, C.J., Rabassa J., 1995. Late Holocene forest-steppe interaction at Cabo San Pablo, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 9: 179–188. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Hauser, A., 1989–1990. A 12,000 yr B.P. tephra layer at Bahía Inútil (Tierra del Fuego, Chile). *Anal. Inst. Patagon.* 19, 39–49.
- Isla, F.I., Bujalesky, G., 2008. Coastal geology and morphology of Patagonia and the Fuegian Archipelago. En: Rabassa, J. (Ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego: Developments in Quaternary Sciences*, vol. 11, pp. 227–239.
- Laprida, C., Orgeira, M.J., Fernández, M., Tófalo, R., Ramón Mercau, M.J., Silvestri, G., Berman, A.L., García Chaporí, N., Plastani, M.S., Alonso, S., 2021. The role of southern Hemispheric Westerlies for Holocene hydroclimatic changes in Tierra del Fuego (Argentina) and the role of the South Westerly Winds. *Quat. Int.* 571, 11–25.
- Mansilla, C. A., McCulloch, R. D., Morello, F., 2018. The vulnerability of the Nothofagus forest-steppe ecotone to climate change: Palaeoecological evidence from Tierra del Fuego (~ 53 S). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 508, 59-70.
- Markgraf, V., 1980. New data on the late and post glacial vegetational history of La Misión, Tierra del Fuego, Argentina. IV International Palynological Conference 3: 68-74.
- Markgraf, V., 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate, and arid environments of Argentina. *Palynology* 7: 43-70.
- Markgraf, V., 1991a. Late Pleistocene environmental and climatic evolution in southern South America. *Bamberger Geographische Schriften* 11: 271–281.
- Markgraf, V., 1991b. Younger Dryas in South America? *Boreas* 20: 63-69.
- Markgraf, V., 1993. Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 102, 53–68.
- Markgraf, V., Huber, U.M., 2010. Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 297, 351–366.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., Van Geel, B., Borromei, A., Quattrochio, M., Chambers, F.M., Possnert, Goran., 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quat Res* .61: 148-158.
- Montes, A., 2015. Morfología y evolución de depósitos litorales en la zona del río Chico, Tierra del Fuego. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Argentina.
- Montes, A., Bujalesky, G.G., Paredes, J.M., 2018. Geomorphology and internal architecture of Holocene sandy-gravel beach ridge plain and barrier spits at Rio Chicoarea, Tierra del Fuego, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 84, 172–183.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

- Montes, A., Santiago, F., Salemme, M., López, R., 2020. Late Pleistocene and Holocene geomorphologic evolution of Laguna Las Vueltas area, Tierra del Fuego (Argentina). *Andean Geol.* 47 (1):61-76.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R., 2016. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental changes in Central Tierra del Fuego (~54°S) inferred from pollen analysis. *Veg. Hist. Archaeobot.* 25, 117–130.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., 2017a. Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction of Central Tierra del Fuego (Argentina) based on pollen and fungi. *Quat. Int.* 442, 13–25.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R., 2017b. Postglacial environments in the southern coast of Lago Fagnano, Central Tierra del Fuego, Argentina, based on pollen and fungal microfossils analyses. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 238, 43–54.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Candel, M.S., Mehl, A., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., 2022. Middle to late Holocene environmental conditions inferred from paleosols at the perched dune in the Laguna Arturo, Fuegian steppe, southern Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 588, 1– 15. [https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110806, 110806.](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110806)
- Musotto, L. L., Fernández, M., Borromei, A. M., Ponce, J. F., Coronato, A., Rydberg, J., 2025. Hydrological evolution of a shallow lake in the semiarid Fuegian steppe, southern Argentina, during the last~ 7000 years based on multiproxy data. *The Holocene*, 09596836251313636.
- Ponce, J.F., Rabassa, R., Coronato, A., Borromei, A.M., 2011. Paleogeographic evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia since the Last Glacial Maximum to the Middle Holocene. *Biol. J. Linn. Soc. Lond.* 103: 363-379.
- Porter, S., Stuiver, M., Heusser, C.J., 1984. Holocene sea- level changes along the strait of magellan and Beagle channel, southermost south America. *Quat. Res.* 22, 59–67.
- Rabassa, J., 2000. Las turberas como fuente de información paleoambiental. En: Coronato, A. y C. Roig (eds.): *Memorias del Curso-taller Conservación de ecosistemas a nivel mundial, con énfasis en las turberas de Tierra del Fuego:* 69–79. Ushuaia, Argentina.
- Quattrocchio, M., Borromei, A.M., 1998. Paleovegetational and paleoclimatic changes during the late Quaternary in southwestern Buenos Aires Province and southern Tierra del Fuego (Argentina). *Palynology* 22: 67-82.
- Schneider, C., Glaser, M., Kilian, R., Santana, A., Butorovic, N., Casassa, G., 2003. Weather observations across the southern Andes at 53°S. *Phys. Geogr.* 24, 97–119.
- Tuhkanen, S., 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botánica Fennica* 125: 4-17.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., Isla, F., 1999. Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Mar. Geol.*,160(3-4), 301-326.
- Waldmann, N., Borromei, A.M., Recasens, C., Olivera, D., Martínez, M.A., Maidana, N.I., Ariztegui, D., Austin Jr., J.A., Anselmetti, F.S., Moy, C.M., 2014. Integrated reconstruction of Holocene millennial-scale environmental changes in Tierra del Fuego, southernmost South America. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 399, 294–309.

Capítulo 2



2. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

La IGTDF, la más extensa del Archipiélago Fueguino, se encuentra en el extremo austral de Sudamérica, entre los 53-55°S y los 66-74°O. El Estrecho de Magallanes la separa de la Patagonia continental al norte y de parte del archipiélago fueguino chileno al oeste. Hacia el sur, el Canal Beagle la delimita de las islas fueguinas chilenas, que se extienden en esa dirección. Al este, se encuentran el Océano Atlántico Sur y la Isla de los Estados (54°42'S-54°45'S y 63°47'O-64°45'O), separada de la IGTDF por el Estrecho de Le Maire. El sector argentino de la IGTDF se ubica entre los 52°39'S-55°03'S y los 65°07'O-68°36'O. En el noreste, sobre el litoral atlántico, se encuentra el área de estudio que comprende la franja costera entre la Bahía San Sebastián (53°20'S-68°08'O) al norte y el Cabo Ewan al sur de Punta María (54°6,75'S-67°9,5'O) al sur (Figura 1).

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

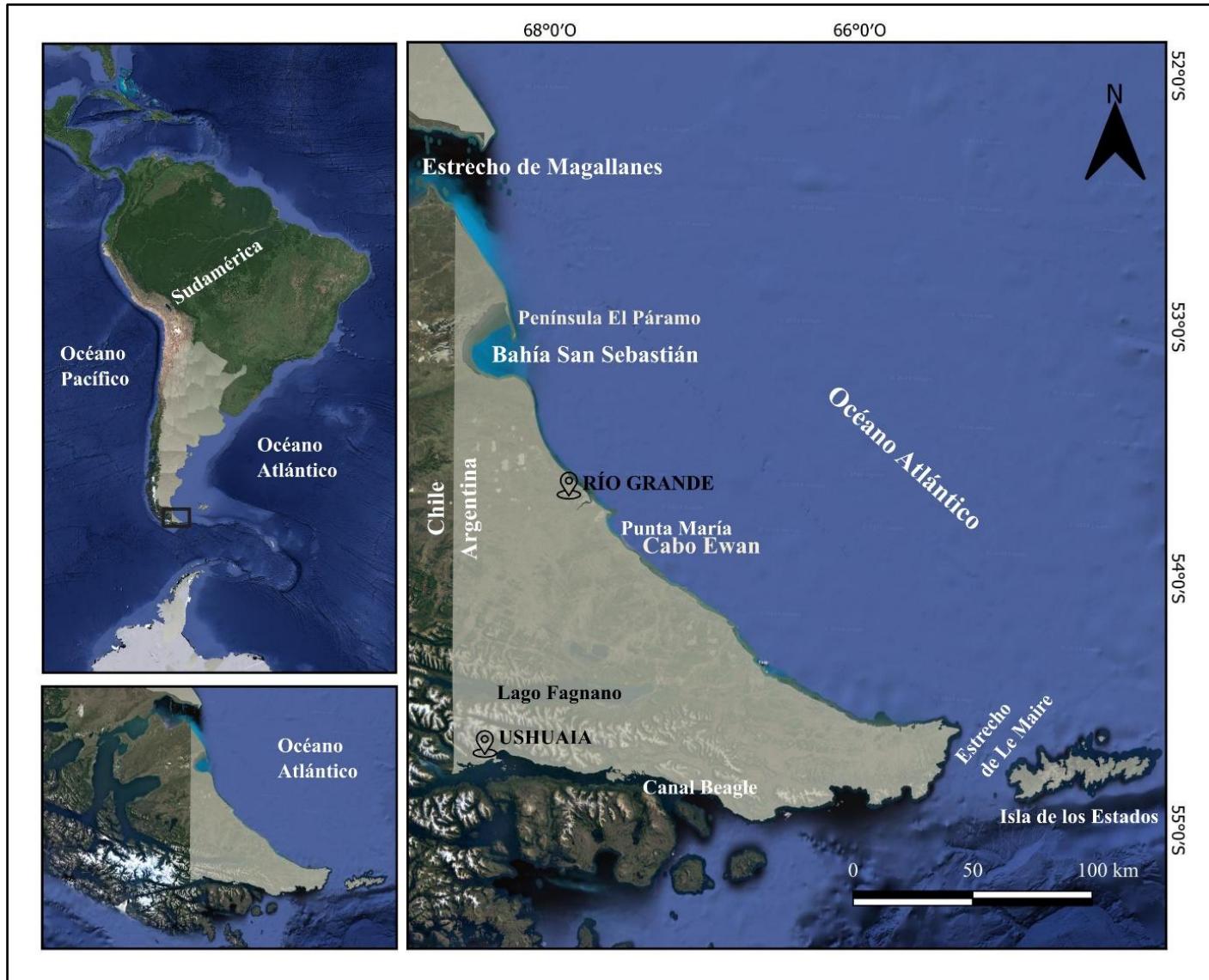


Figura 1. Ubicación geográfica de la Isla Grande de Tierra del Fuego.

2.1 GEOLOGÍA

2.1.1 Contexto geotectónico y estratigrafía de la IGTDF

De acuerdo con Dalziel (1989), el sector sur de la IGTDF se encuentra dentro del ambiente tectónico de la Cordillera de los Andes. Sin embargo, la zona de estudio ubicada en el noreste del litoral atlántico fueguino se localiza sobre una plataforma estable, alejada de la faja corrida y plegada de los Andes (51-54°S) y eventualmente desprovista de los efectos del levantamiento tectónico del Holoceno (Codignotto y Malumián, 1981). Asimismo, forma parte de la región meridional de la Cuenca Austral o Magallánica. Según diversos autores, incluyendo a Biddle *et al.* (1986) y Aramendía *et al.* (2018), la cuenca abarca las provincias argentinas de Santa Cruz y Tierra del Fuego, una porción de la plataforma continental argentina, el Estrecho de Magallanes y la región chilena de Magallanes. Tiene una superficie aproximada de 146.000 km² y un espesor sedimentario superior a 7 km. Hacia el norte y noreste, la cuenca limita con el Macizo del Deseado, una elevación estructural ubicada en el centro-norte de la provincia de Santa Cruz, hacia el oeste la cuenca está limitada por los Andes Patagónicos Australes, mientras que su límite sur se define por procesos de acortamiento y deformación de rumbo. La Cuenca Austral, tuvo su desarrollo sobre el borde sur de la placa Sudamericana y su compleja evolución geológica comprende tres fases tectónicas sucesivas principales: fase extensional o “*Rift*”, hundimiento térmico o “*Sag*” y estadio de cuenca de antepaís o “*foreland basin*”, desarrollados entre el Jurásico y el Neógeno (Ponce, 2009). La fase de “*Rift*” inicial se caracteriza por un vulcanismo bimodal extendido, representado por la **Formación Lemaire**, informalmente conocida como “Serie Tobífera” (Thomas, 1949) del Jurásico superior, que yace de manera discordante sobre rocas paleozoicas (Kranck, 1932; Olivero y Martinioni, 2001). Dicha Formación, fue descrita para

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

el subsuelo del área de estudio mediante estudios sísmicos y perforaciones hidrocarburíferas (Rosello *et al.*, 2008). Asimismo, esta extensión prolongada dio lugar a la Cuenca Marginal de Rocas Verdes, la cual fue parcialmente cubierta por ofiolitas (Dalziel *et al.*, 1974; Figura 2). Esta cuenca, situada entre el arco volcánico del Pacífico al sur y el margen cratónico de Sudamérica al norte, se llenó con turbiditas cuencales marinas profundas de la **Formación Yahgan** y pelitas de talud y de plataforma de la **Formación Beauvoir** en el Aptiano-Albiano (Olivero y Martinioni, 2001; Martinioni y Olivero, 2008; Olivero y Malumián, 2008; y referencias allí citadas). Las unidades del Cretácico inferior se correlacionan en subsuelo de Cuenca Austral con intervalos ricos en materia orgánica, que constituyen las rocas madres de dos sistemas petroleros de gran importancia: **Inoceramus Inferior-Springhill** y **Margas Verdes-Magallanes**, ambos con recursos comprobados de hidrocarburos desde la década del '40 del siglo XX (Rosello *et al.*, 2008).

Durante la etapa de “Sag” desarrollada entre el Jurásico tardío-Cretácico temprano, el enfriamiento de la corteza provocó una intensa subsidencia térmica, lo que resultó en la máxima expansión marina dentro de la cuenca. Este proceso ha sido documentado por Biddle *et al.* (1986), Robbiano *et al.* (1996), Galeazzi (1998), entre otros autores. Durante esta fase, se desarrollaron las secuencias transgresivas de la **Formación Springhill** compuesta por rocas sedimentarias no deformadas al norte de la cuenca (Kranck, 1932; Thomas, 1949; Borrello, 1969; Robbiano *et al.*, 1996; Tomas y Acuña, 2022). Ghiglione y Ramos (2005) señalan que estos depósitos marinos están vinculados a la extensión cortical resultante de la fragmentación de Gondwana. A finales del Cretácico temprano, se inicia un régimen tectónico compresivo que provoca el cierre y la inversión tectónica de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes (Olivero y Martinioni, 2001). Hacia el Campaniano tardío (Olivero *et al.*, 2003), la continuidad del régimen compresivo llevó al levantamiento de los Andes Fueguinos y a la formación subsecuente de las Cuencas de Antepaís Austral y Malvinas (Biddle *et al.*,

1986). La propagación hacia el norte de la deformación compresiva dio lugar a una serie de sucesiones clásticas asimétricas que abarcan desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno temprano, el Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano, el Eoceno medio tardío hasta el Eoceno tardío, y el Oligoceno-Mioceno (Olivero y Malumián, 2002, 2008).

El episodio de deformación y acortamiento del Eoceno medio a superior, se registró en la costa atlántica fueguina, la presencia de estratos de crecimiento ofrece evidencia sólida de este fenómeno (Olivero y Malumián, 1999; Ghiglione *et al.*, 2000). Como señalan Ramos y Aleman (2000), este proceso de deformación paleógena se asocia con un evento geológico de relevancia, la orogenia Incaica, que tiene un amplio desarrollo en la cordillera Fueguina (Galeazzi, 1996). Diraison *et al.* (1996, 2000) interpretan que, desde el Oligoceno, la formación del Estrecho de Magallanes fue resultado de un sistema de “*rift*” oblicuo con orientación noreste y un componente de rumbo sinestral. Los estudios estructurales y los indicadores cinemáticos en las cordilleras Patagónica y Fueguina confirman la importancia de los desplazamientos de rumbo en este proceso.

Desde el Mioceno temprano, la sedimentación marina está representada por sucesiones que se acumularon tras el cese de la deformación compresiva. Estos sedimentos marinos, menos deformados, están principalmente incluidos en el **Grupo Cabo Domingo** (Malumián, 1999), que se depositó en su mayor parte después del pico de compresión tectónica ocurrido hace 42,5 Ma (Galeazzi, 1998). Este grupo, de edad Oligoceno-Mioceno medio (Olivero y Torres Carbonell, 2021), presenta un espesor de al menos 1.000 m y está compuesto por sedimentitas marinas que gradualmente pasan de marinas a marinas-marginales y a sucesiones continentales hacia el noroeste (Olivero y Malumián, 2008). Los estratos más jóvenes del “*foredeep*” de la Cuenca Austral presentan paquetes más espesos y un registro más completo cerca del orógeno y se adelgazan hacia el antepaís, reflejando la

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

típica geometría de una cuenca de antepaís afectada por flexuramiento tectónico (Allen y Allen, 1995, citado en Ponce, 2009).

Con posterioridad al Mioceno tardío, se instauró un régimen tectónico de rumbo sinestral que originó el sistema de fallas transformante Magallanes-Fagnano (Mosqueira, 2023). El rechazo de rumbo a lo largo de este sistema de fallas, estimado en 48 km, sugiere que la transcurriencia se inició hace *ca.* 7-11 Ma (Torres Carbonell *et al.*, 2008).

Los depósitos del **Grupo Cabo Domingo**, que se encuentran ampliamente distribuidos en la zona de estudio, fueron cubiertos por depósitos glaciales del Plioceno-Pleistoceno. Estos depósitos han dado lugar a la formación de acantilados costeros de hasta 90 m de altura en Cabo Espíritu Santo, en la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego (Rabassa y Clapperton, 1990). Finalmente, Codignotto (1969) menciona que la **Formación San Sebastián**, compuesta por depósitos marinos del Holoceno, se encuentra en el sector noreste de Tierra del Fuego.

En la Tabla 1 se presenta un resumen de la estratigrafía de Tierra del Fuego junto con sus edades y sus respectivos ambientes de deposición.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

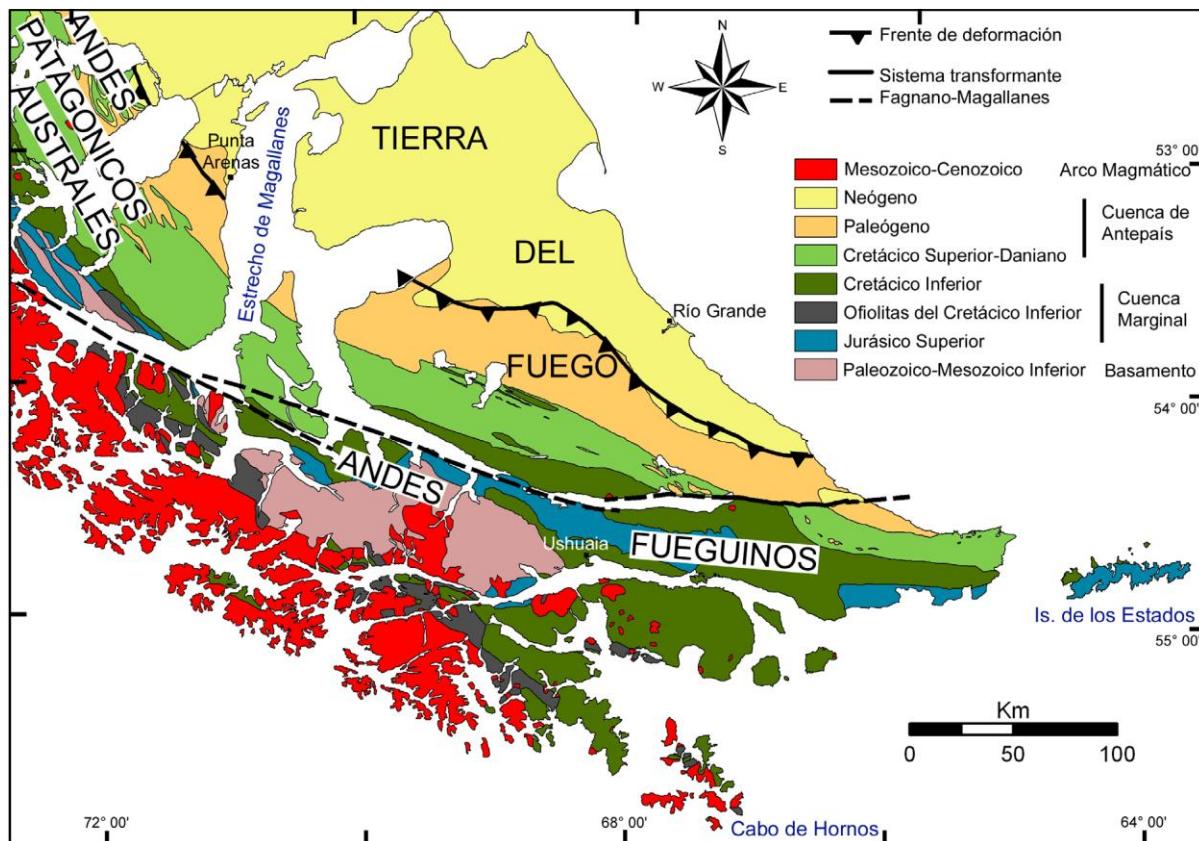


Figura 2. Mapa geológico regional de Tierra del Fuego, destacando las principales unidades tectonoestratigráficas y los ambientes tectónicos asociados. Tomado de Torres Carbonell (2010).

BASAMENTO PRE-JURÁSICO TARDÍO DE LAS CUENCAS MARINAS MESOZOICAS-PALEÓGENAS DEL EXTREMO AUSTRAL DE SUDAMÉRICA		
Complejo metamórfico de rocas deformadas y acrecionadas a lo largo del margen pacífico de Gondwana ¹ . Los autores ^{2,3} identifican circones en estas rocas con edades de cristalización cámbricas. Este basamento aflora principalmente en la Cordillera Darwin, en la IGTDF, donde se encuentran los mayores grados de metamorfismo, que decrecen hacia el noreste y el oeste ^{4,5,6,7} .		
CUENCA MARGINAL DE ROCAS VERDES		
Formación Lemaire (Jurásico tardío)	Complejo volcánico-sedimentario submarino que incluye rocas epiclásticas, volcanoclásticas y volcánicas ácidas, como turbiditas, conglomerados, <i>chert</i> , fangolitas carbonáticas, riolitas, flujos piroclásticos, brechas y rocas basálticas ⁸ . Estas sedimentitas se acumularon en “ <i>grabens</i> ” y “ <i>hemigrabens</i> ” generados por el evento extensional que abrió la cuenca marginal de Rocas Verdes hacia el sudoeste, facilitando el desarrollo parcial de corteza oceánica ^{1,9,10} .	
Formación Yahgan (Jurásico tardío alto? - Cretácico temprano)	Definida por ⁴ está conformada por areniscas volcanoclásticas, turbiditas arenosas-fangosas y tobas de edad Aptiano-Albiano, interpretadas como depósitos de abanicos submarinos ¹¹ .	
Formación Beauvoir (Cretácico temprano)	Unidad compuesta por pizarras oscuras y tobas grisáceas, con niveles rítmicos de areniscas y fangolitas ¹² . Las fangolitas negras de la Formación representan depósitos de plataforma externa, situados por debajo del nivel de base de ola en el norte de Tierra del Fuego, y ambientes más profundos de talud y planicie abisal hacia el sur, que gradan lateralmente hacia los depósitos de la Formación Yahgan ^{13,11,12} .	
EVOLUCIÓN HACIA CUENCA DE ANTEPAÍS		
Estratos de Buen Suceso (Turoniano - Campaniano inferior)	Estratos compuestos por calizas micríticas pizarrosas y fangolitas margosas, contienen abundantes ejemplares de <i>Inoceramus madagascariensis</i> acumulados durante el Turoniano-Coniaciano ¹⁴ . Además, incluyen fangolitas negras bien estratificadas con <i>Inoceramus</i> : <i>Platyceramus</i> sp. y <i>Sphenoceramus</i> sp., junto con tobas grises y areniscas finas del Santoniano-Campaniano inferior ¹⁵ . Se originaron en un ambiente de plataforma exterior, principalmente durante la fase final de la evolución de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes o, posiblemente, al inicio de la fase de cuenca del antepaís ¹⁶ .	
CUENCA DE ANTEPAÍS-FAJA PLEGADA INTERNA		
Formación Bahía Thetis (Campaniano tardío?- Maastrichtiano temprano)	Según la descripción del perfil tipo de ¹⁷ , comprende tres litofacies depositadas en ambientes disaeróbicos-anóxicos. La asociación fangolita-toba, la asociación conglomerado-arenisca-fangolita y la asociación arenisca-fangolita que incluye turbiditas arenosas y fangolitas cizalladas. ¹⁶ , interpretan estos depósitos como sistemas de canal-albardón turbidíticos acumulados en ambientes marinos profundos, y fangolitas laminadas anóxicas de planicie abisal.	
Formación Policarpo (Maastrichtiano - Daniano)	Compuesta por tobas y limolitas arenosas bioturbadas de color gris oscuras, con abundante materia orgánica ¹⁶ . Corresponde a depósitos de sistemas turbidíticos de aguas profundas ^{18,19} . En estos estratos se han documentado amonites, equinoideos, gastrópodos, bivalvos, trazas fósiles, así como dinoflagelados y foraminíferos del	

	Maastrichtiano-Daniano ^{17,16} .
Formación Tres Amigos (Paleoceno)	Sucesión de conglomerados grises y areniscas gruesas poco consolidadas que alternan con areniscas finas y lutitas. Presenta palinomorfos y foraminíferos del Paleoceno tardío ^{17,16} . De acuerdo con ^{14,19} , esta unidad representa depósitos de canal y albardones formados por flujos gravitatorios submarinos en una rampa adyacente al frente orogénico.
CUENCA DE ANTEPAÍS-FAJA PLEGADA CENTRAL	
Grupo Río Claro (Paleoceno superior - Eoceno inferior)	Formaciones que afloran a lo largo de la costa atlántica fueguina, entre el Río Bueno y el Cabo Irigoyen están agrupadas en el Grupo Río Claro ^{20,17,21,16} , el cual constituye una megasecuencia regresiva que incluye depósitos turbidíticos en su base y facies más someras hacia el techo ¹⁶ . Constituido principalmente por depósitos de flujos gravitatorios de conglomerados, areniscas, limolitas negras y abundante material piroclástico, que indicaría la significativa actividad volcánica durante la depositación del Grupo ²² . La presencia abundante de ostrácodos y materia orgánica sugiere un ambiente estuarino ¹⁶ .
CUENCA DE ANTEPAÍS-FAJA PLEGADA EXTERNA	
Grupo La Despedida (Eoceno medio superior-Oligoceno)	Sus rocas se encuentran fuertemente plegadas, se compone principalmente de areniscas líticas y glauconíticas de tonalidades gris verdosas, tobas, conglomerados de grano fino y limolitas grises ¹⁶ . La base del Grupo muestra una discordancia angular con las rocas del Eoceno inferior infrayacentes ^{23, 24} . Hacia el techo, el Grupo también se presenta en discordancia con las arenas y conglomerados del Grupo Cabo Domingo ^{25, 26} .
ESTRATOS SUBHORIZONTALES DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS	
Grupo Cabo Domingo (Oligoceno-Mioceno medio)	El Grupo descansa sobre una discordancia de la orogenia Incaica, separa grandes ciclos sedimentarios en la Patagonia ^{27,26} . Sus bancos subhorizontales se extienden a lo largo del litoral atlántico fueguino entre los cabos San Pablo y Domingo, al norte de la faja corrida y plegada fueguina. La parte inferior incluye capas con variado plegamiento, como el Conglomerado Tchat-Chii y las capas de Estancia María Cristina y Puesto Herminita , con estratos del Eoceno tardío-Oligoceno tardío que contienen conglomerados, areniscas y fangolitas, y niveles con foraminíferos. En el Mioceno inferior, la parte media está formada por capas subhorizontales de conglomerados, areniscas y fangolitas en ambientes marinos profundos, como la Formación Desdémona y las Capas de Cabo Ladrillero y Cabo San Pablo , además de diques clásticos ^{28, 26} . La parte superior incluye las Formaciones Carmen Silva y Cerro Castillo . La Formación Carmen Silva (Mioceno inferior-medio), compuesta por arcillitas, limos areniscosos y conglomerados con invertebrados fósiles y foraminíferos, se observa al noroeste de Río Grande, cerca de la Estancia San Julio, y alcanza 250 m de espesor ^{29, 26} . La Formación Cerro Castillo (Mioceno medio) sobreyace a la Formación Carmen Silva y consiste en sedimentitas marinas a continentales, diferenciada por la ausencia de restos de invertebrados marinos en el último nivel fosilífero, con afloramientos entre las estancias San Julio y El Salvador y espesores de 20 a 50 m ^{30, 26} .
FORMACIONES CORRESPONDIENTES A LA CUENCA DE “PULL-APART” (MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO)	
Formación Punta Basílica	Aflora en el sudeste de la Bahía San Sebastián en forma de un paquete sedimentario horizontal de hasta 6 m de espesor. Está constituida por areniscas limosas, verde grisáceas; corresponde a la última ingresión marina del Mioceno medio ³² .
Formación Cullen	Al igual que la Formación anterior, representaría la cuarta transgresión precuaternaria. Está constituida por estratos limosos y arenosos con presencia de restos vegetales de <i>Nothofagus</i> , y presenta niveles tobáceos que evidencian

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

	actividad volcánica durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano ^{32,33} .
Estratos de la María Luisa	Estos estratos se apoyan en discordancia sobre niveles del Oligoceno al sur del Cerro Colorado; consisten en conglomerados finos y areniscas gruesas, con microfósiles del Eoceno reelaborados, seguidos de arcillas carbonáceas de color pardo, con unos pocos foraminíferos planctónicos ¹⁶ . Esta unidad, contiene dientes de pez, espículas de esponjas, diatomeas piritizadas, radiolarios (<i>Cibicidoides mundulus</i>) y foraminíferos planctónicos (<i>Globigerina bulloides</i> y <i>Neogloboquadrina pachyderma</i>) del Mioceno tardío?-Plioceno. En discordancia sobre los estratos, yace la Formación Irigoyen ³¹ .
Formación Irigoyen	Areniscas finas glauconíticas, areniscas y limolitas intercaladas y canalizadas, conglomerados fosilíferos. Alberga abundante fauna marina (gasterópodos, bivalvos y equinodermos) además de microfauna caracterizada por la presencia de foraminíferos bentónicos del Pacífico. El paleoambiente de deposición es marino poco profundo de circulación restringida a estuarino ¹⁶ .
	Los depósitos del Cuaternario están ampliamente distribuidos en toda la IGTDF, abarcando desde depósitos glaciales y glacifluviales hasta suelos y sedimentos modernos no diferenciados. Varias de estas litologías, como las Formaciones La Sara y San Sebastián , han sido descritas en el sector argentino de IGTDF ³² .

1. Biddle <i>et al.</i> (1986)	13. Olivero y Martinioni (1996a)	24. Torres Carbonell <i>et al.</i> (2008)
2. Hervé <i>et al.</i> (2010a)	14. Martinioni (2010)	25. Malumián (1988)
3. Hervé <i>et al.</i> (2010b)	15. Olivero y Medina (2001)	26. Malumián y Olivero (2006)
4. Kranck (1932)	16. Olivero y Malumián (2008)	27. Malumián (1999)
5. Klepeis (1994)	17. Olivero <i>et al.</i> (2003)	28. Ponce <i>et al.</i> (2008)
6. Olivero y Martinioni (2001)	18. Martinioni <i>et al.</i> (2013)	29. Nordenskjöld (1897)
7. Ponce (2009)	19. Torres Carbonell y Olivero (2019)	30. De Ferrariis (1938)
8. Hanson y Wilson (1991)	20. Olivero <i>et al.</i> (2002)	31. Olivero y Malumián (2005)
9. Dalziel <i>et al.</i> (1974)	21. Olivero <i>et al.</i> (2007)	32. Codignotto y Malumián (1981)
10. Dalziel (1981)	22. Olivero (2002)	33. Olivero <i>et al.</i> (1999)
11. Olivero y Martinioni (1996b)	23. Ghiglione <i>et al.</i> (2002)	
12. Martinioni y Olivero (2008)		

Tabla 1. Síntesis de la estratigrafía de Tierra del Fuego.

2.1.2 Glaciaciones y Paleoambientes postglaciales

2.1.2.1 Glaciaciones

Durante el Cenozoico tardío, la zona de estudio fue modelada por una sucesión de avances glaciales y transgresiones marinas durante los períodos interglaciales. Las glaciaciones en la IGTDF han sido estudiadas por numerosos autores. Caldenius (1932),

siguiendo la metodología establecida por su asesor académico en la Universidad de Estocolmo, el geólogo Gerard De Geer, identificó morenas asociadas con cuatro eventos glaciales, a los que denominó “*Initioglacial*”, “*Daniglacial*”, “*Gotiglacial*” y “*Finiglacial*”, asumiendo una correlación directa con el modelo glacial escandinavo. Caldenius consideró estas unidades como fases sucesivas de la Última Glaciación y observó, además, la existencia de cinturones morénicos internos, más jóvenes que el Último Máximo Glacial (UMG; *ca.* 24.000 años A.P., Ponce *et al.*, 2011), a los que denominó avances “*post-Finiglaciales*” (Coronato *et al.*, 2004a; Rabassa *et al.*, 2008). Desde entonces, varios autores, Feruglio (1950), Auer (1956), Flint y Fidalgo (1964, 1969), Mercer (1976), Codignotto y Malumián (1981), Porter (1989), Rabassa *et al.* (1988, 1989, 1992, 2000), Meglioli *et al.* (1990), Rabassa y Clapperton (1990), McCulloch y Bentley (1998), Coronato *et al.* (1999, 2004a, 2004b), Rabassa (2008), Quiroga *et al.* (2017) y Díaz Balocchi *et al.* (2020) han estudiado y descrito las glaciaciones del Plioceno y Cuaternario en Patagonia continental y en la IGTDF.

Reiteradas reducciones en la radiación solar recibida por nuestro planeta, provocadas por causas extraplanetarias generaron un enfriamiento en la atmósfera. A la par, los vientos húmedos del Anticiclón del Pacífico Sur y el levantamiento tectónico de la Cordillera de los Andes contribuyeron a la acumulación de hielo en las cumbres patagónicas, interrumpiendo el ciclo hidrológico y dando origen a mantos de hielo de montaña con glaciares de descarga hacia ambas vertientes (Coronato *et al.*, 2007). De acuerdo con Rabassa *et al.* (2005), dieciséis avances glaciales o períodos de fuerte enfriamiento han sido detectados en el extremo sur de Patagonia en los últimos dos millones de años. En el estudio sobre las glaciaciones patagónicas de Coronato *et al.* (2004a), los autores propusieron que la “Gran Glaciación Patagónica” (GGP; Mercer, 1976) se desarrolló hace *ca.* 1 Ma (Figura 3). Asimismo, identificaron (1) varios períodos fríos Pre-GGP entre 7 y 2 Ma; (2) tres glaciaciones principales Post-GGP a lo largo del Pleistoceno temprano y medio; (3) la última

gran glaciaciόn del Pleistoceno tardío; y (4) al menos dos eventos de estabilización glacial durante el Tardiglacial (15.000-10.000 años C¹⁴ A.P.), momento en el cual se produjo el retroceso definitivo del frente de hielo y la desaparición de los glaciares en las zonas bajas, quedando restringidos exclusivamente a las regiones montañosas. Durante las glaciaciones cuaternarias, los glaciares fluyeron desde el manto de hielo de montaña instalado en la Cordillera Darwin (*ca.* 2.000 m s.n.m; 55°S-69°O) hacia el norte y el este a lo largo de amplios y profundos valles, conocidos en la actualidad como el Estrecho de Magallanes, Bahía Inútil-Bahía San Sebastián, Lago Fagnano, Valle Carbajal- Lasifashaj y Canal Beagle hasta llegar por primera vez en el Cenozoico a la costa atlántica extendiéndose hacia el norte del Estrecho de Magallanes y hacia el sur del valle del Río Gallegos (Rabassa *et al.*, 2008).

La evidencia de la glaciaciόn más antigua, en la zona de la ciudad de Río Grande y en el valle del Río Chico, está representada por el “*Drift*” Río Grande con una edad pliocena tardía (2,05 y 1,86 Ma). Meglioli (1992) ha identificado bloques erráticos aislados, así como “*till*” meteorizado. Por otro lado, Coronato *et al.* (1999) en la zona sur de la Laguna O’Connor han encontrado remanentes de esa glaciaciόn por lo que proponen que el “*Drift*” podría haber cubierto toda el área, y que luego fue erosionado por las corrientes glacifluviales de las posteriores glaciaciones. De acuerdo con Meglioli (1992), la glaciaciόn Pampa de Beta del Pleistocena temprano (“*Drift*” Sierra de los Frailes; 1,1-1,0 Ma), habría alcanzado la margen norte del Río Chico esto se fundamenta en el registro de una capa fina de “*till*” con matriz de grano grueso y predominantemente clastos de metamorfitas.

Frente a la Bahía San Sebastián, Isla y Schnack (1995) identificaron bloques erráticos, hallazgo que fue retomado posteriormente por Mouzo (2005a, b). Las mayores concentraciones de estos bloques están en la plataforma continental interna, alcanzando hasta 95 km frente a la costa, donde se encuentran a 90 m de profundidad. Los registros de estudios sísmicos del subsuelo mostraron, además, depósitos glacigénicos del Pleistoceno. Estos datos

son coherentes con los límites de las glaciaciones más antiguas descritas por Caldenius (1932). Asimismo, en el norte de Tierra del Fuego, Meglioli (1992) asignó una edad de Pleistoceno medio a las morenas de la porción media de la depresión Bahía Inútil-Bahía San Sebastián. Allí mismo, se evidencia un avance post-GGP en ambos márgenes, representado por las morenas del Río Cullen, con orientación sudoeste-noreste. En el margen sur, depósitos del “*Drift*” del Río Cullen cubren las laderas de las Sierras de Carmen Silva (350 m s.n.m.) en el norte de Tierra del Fuego, extendiéndose hacia el Océano Atlántico en forma de una morena plana, con crestas alargadas formadas por depósitos glacifluviales y un extenso campo de bloques erráticos en Punta Sinaí (Coronato *et al.*, 1999). Las dos glaciaciones posteriores no cubrieron la totalidad de la depresión entre las bahías Inútil y San Sebastián. La Glaciación Lagunas Secas (“*Drift*” Primera Angostura; Meglioli, 1992) del Pleistoceno medio-superior depositó morenas frontales a una altura de 170 m s.n.m. actual, en el interior del pasaje entre las dos bahías, mientras que la Glaciación Bahía Inútil (“*Drift*” Segunda Angostura; Meglioli, 1992) del Pleistoceno superior, formó arcos morénicos frontales en la cabecera de la bahía a una altura de 100 m s.n.m.

Por otro lado, la glaciación más antigua que se reconoce en las áreas montañosas de Tierra del Fuego es la denominada Glaciación Sloggett (equivalente a la Glaciación “*Illinois*” de América del Norte), Estadio Isotópico Oxígeno¹⁸ (en adelante, EIO) 6 o anterior. En aquel momento, el hielo se extendió por todo el Canal Beagle en dirección al este hasta alcanzar Bahía Sloggett y las islas Nueva y Lennox. La Última Glaciación se ve evidenciada en el Canal Beagle por un complejo sistema de morenas terminales que se ubica en Punta Moat y sus cercanías. Estas morenas representan diferentes episodios en el proceso de retroceso glacial después del UMG. Este evento ha sido denominado localmente como la Glaciación Moat (equivalente a la Glaciación “*Wisconsin*” de América del Norte; Rabassa *et al.*, 1990). Rabassa *et al.* (2005) describieron el proceso de deglaciación mediante fechados

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

radiocarbónicos en la base de las turberas de Harberton (14.600 años C¹⁴ A.P.), indicando el retroceso de los glaciares y la formación de ambientes lacustres en el valle que hoy ocupa el Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 2000). Hacia los 10.000 años, el retroceso fue definitivo, evidenciado por dataciones radiocarbónicas realizadas en las capas de turba basal de Punta Pingüinos en Ushuaia (20 m s.n.m.) y Lapataia (20 km al oeste; 18 m s.n.m) (Rabassa *et al.*, 1986; Heusser y Rabassa, 1987).

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

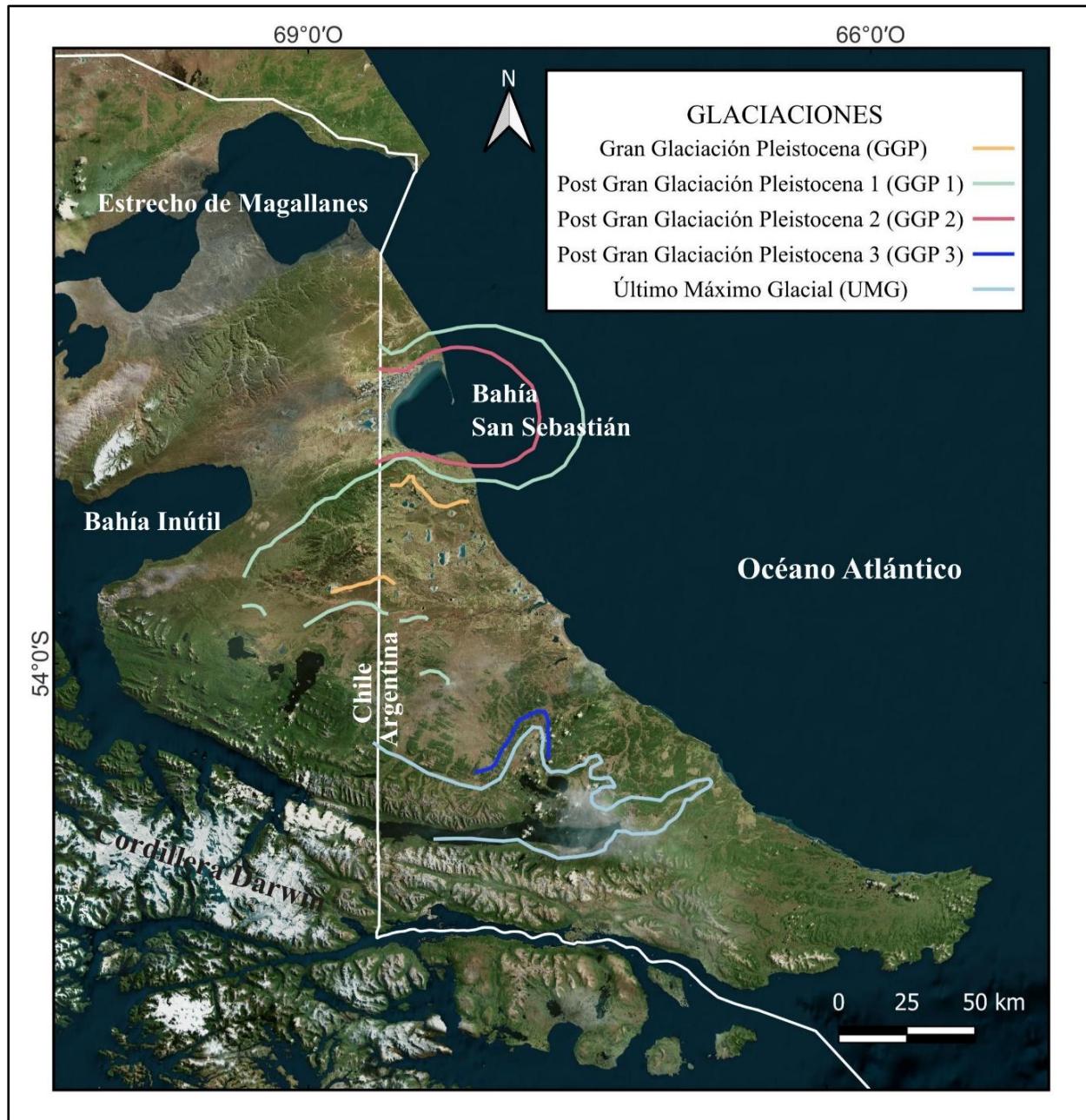


Figura 3. Mapa de las glaciaciones de Tierra del Fuego. Modificado de Coronato *et al.* (2004b).

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

A continuación, en la Tabla 2 se presenta un resumen de las glaciaciones para el norte de la IGTDF.

GLACIACIONES		DEPÓSITOS GLACIALES		CRONOLOGÍA	
Coronato <i>et al.</i> (2004 b)	Caldenius (1932)	Meglioli (1992)			
		Lóbulo Magallanes	Lóbulo Bahía Inútil - Bahía San Sebastián		
UMG	“Finiglacial”	“Drift” Segunda Angostura	“Drift” Bahía Inútil	Pleistoceno tardío	
Post GGP III	“Gotiglacial”	“Drift” Primera Angostura	“Drift” Lagunas Secas	Pleistoceno medio-tardío	
Post GGGP II	“Daniglacial”	“Drift” Punta Delgada	“Drift” Serranías de San Sebastián	Pleistoceno medio	
Post GGP I		“Drift” Cabo Vírgenes	“Drift” Río Cullen	Pleistoceno temprano-medio	
GGP	“Initioglacial”	“Drift” Sierra de los Frailes	“Drift” Pampa de Beta	Pleistoceno temprano	
Pre-GGP		“Drift” Río Grande	“Drift” Río Grande	Plioceno tardío	

Tabla 2. Resumen de las glaciaciones y sus depósitos para el norte de la IGTDF. Basado en Rabassa *et al.* (2011).

2.1.2.2 Paleoambientes postglaciales en el sur de Tierra del Fuego

Hace 24.000 años A.P., durante el UMG, el nivel del mar se encontraba *ca.* entre los 120-140 m por debajo del nivel del mar actual, y la Plataforma Continental Atlántica estaba expuesta hasta unos 450 km al este de la costa actual formando parte de un desierto helado con permafrost (Coronato *et al.*, 2004c; Ponce *et al.*, 2011; Violante *et al.*, 2014). Los relictos de suelos poligonales, formados en esos ambientes, se encuentran actualmente en la estepa fueguina, a 180 km al norte de las morenas frontales de la Última Glaciación. En las zonas

más templadas, próximas a la paleocosta, se habría resguardado el bosque de *Nothofagus* que hoy domina la región (Coronato *et al.*, 2004c).

En el Pleistoceno tardío (*ca.* 19.000-11.700 años cal A.P.), durante el Tardiglacial, los registros polínicos de esa época indican una vegetación de estepa-tundra, lo que sugiere un clima más frío y seco que el actual. Entre los 11.700 y 9.000 años C¹⁴ A.P., se evidencia una expansión progresiva del bosque de *Nothofagus* en el paisaje, bajo condiciones climáticas más benignas (Coronato *et al.*, 2007). Sin embargo, según Heusser (2003), dos eventos de enfriamiento interrumpieron su avance, el “*Antarctic Cold Reversal*” (ACR) ocurrido hacia los 12.700 años C¹⁴ A.P. y el “*Younger Dryas*” (YD) entre los 11.000 y 10.000 años C¹⁴ A.P. Para este último evento, se estima que las temperaturas estivales en Ushuaia fueron aproximadamente 3 °C más bajas que las actuales, acompañadas por una reducción en las precipitaciones del orden de los 200 mm anuales (Heusser y Rabassa, 1987; Heusser, 1998). Este episodio frío ha sido identificado no sólo a lo largo del Canal Beagle, sino también en los valles interiores de Tierra del Fuego (Borromei *et al.*, 2007; Borromei y Quattrocchio, 2008).

De acuerdo con Coronato *et al.* (2007), hacia fines del Tardiglacial e inicios del Holoceno, la abundancia de agua de fusión proveniente del retroceso glacial generó ambientes lacustres someros en los fondos de valle, donde hoy se reconocen turberas.

El mejoramiento climático del Holoceno temprano habría favorecido la transgresión marina en el Canal Beagle, alrededor de los 8.000 años C¹⁴ A.P. El ingreso de agua marina inundó el área del Lago Acigami-Bahía Lapataia, formando un fiordo profundo y angosto con un intrincado sistema de archipiélagos (Gordillo *et al.*, 1993). En las tierras bajas sobre el Canal Beagle, el paisaje estuvo dominado por un ecotono bosque-estepa, mientras que en los valles interiores de la isla se desarrolló una vegetación abierta de pastizales y arbustos. En las zonas de mayor altitud, el hielo persistía sobre los valles colgantes. (Borromei *et al.*, 2007;

Borromei y Quattrocchio, 2008). En el Río Varela, Canal Beagle, a 70 km al este de Ushuaia, se observó un patrón similar de vegetación, en niveles marinos hacia los 6.240 y 6.060 años C¹⁴ A.P. (Grill *et al.*, 2002). Por otro lado, las asociaciones de palinomorfos marinos indican ambientes estuarinos internos caracterizados por aguas de mar templado-frías, salinidades bajas y fluctuantes, alta turbulencia y una elevada disponibilidad de nutrientes disueltos, influenciados por el aporte de agua dulce proveniente de la escorrentía superficial (Borromei y Quattrocchio, 2007; Candel *et al.*, 2018).

Alrededor de 5.000 años C¹⁴A.P., comenzó una fase regresiva que llevó el nivel del mar a su posición actual, como lo documenta la secuencia de playas marinas elevadas a lo largo de la costa del Canal Beagle (Bujalesky, 1998; Gordillo, 1993; Rabassa *et al.*, 2000, 2004; Ponce *et al.*, 2011).

A partir del Holoceno medio, las condiciones paleoambientales en el sur de Tierra del Fuego se habrían tornado más rigurosas, con disminución de la temperatura e incremento en las precipitaciones y como consecuencia, la expansión del bosque de *Nothofagus* acompañado por el desarrollo de turberas (Heusser, 2003; Borromei *et al.*, 2007).

Según Coronato *et al.* (2007), estudios geomorfológicos y sedimentológicos identificaron en el sector occidental de la isla, tres avances glaciales en los últimos 3.000 años, antes de 3.060 años C¹⁴ A.P., antes de 940 años C¹⁴ A.P., y entre los 940 y 675 años C¹⁴ A.P, sugiriendo que estos glaciares retrocedieron hasta sus posiciones actuales después de 675 años C¹⁴ A.P. o 1200 AD (Kuylenstierna *et al.*, 1996). En el valle interior de Andorra, Mauquoy *et al.* (2004), a partir de registros “multiproxy” identificaron dos períodos fríos y/o húmedos con posterioridad a los ca. 975 años C¹⁴ A.P. (ca. 1.030-1.100 AD) y los 350 años C¹⁴ A.P. (ca. 1.800-1.930 AD). Por otro lado, se registraron condiciones más secas y cálidas, incluyendo un período de sequía local entre los 1.170-980 años C¹⁴ A.P. (1.020-960 AD). Estas evidencias indican la influencia del Período Cálido Medieval (PCM) y la Pequeña Edad

del Hielo (PEH), respectivamente, en las tierras bajas y, en consecuencia, en las comunidades de pobladores nativos establecidos en esas áreas (Coronato *et al.*, 2007). Asimismo, Ponce *et al.* (2017) documentaron estas condiciones en turberas del sector occidental de la Isla de los Estados.

2.1.2.3 Paleoambientes postglaciales del litoral atlántico fueguino

La costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego, se extiende en dirección noroeste-sudeste a lo largo de *ca.* 300 km. Esta región ha sido influenciada por procesos asociados a las glaciaciones cuaternarias y a las transgresiones marinas (Bujalesky e Isla, 2006; Bujalesky, 2007). De acuerdo con Bujalesky (2002), el litoral atlántico fueguino presenta extensas y amplias geoformas litorales constituidas principalmente por grava y arena gruesa, formadas a partir de la erosión y el retrabajo de sedimentos cenozoicos y depósitos de origen glacial. Sin embargo, en algunos sectores, se preservan depósitos de ambientes intermareales, marismas o albuferas. En particular, la Bahía San Sebastián, presenta una extensa planicie de mareas de unos 10 km de extensión que se encuentra parcialmente cerrada por una espiga de grava conocida como Península el Páramo (Bujalesky, 2007). Dicha bahía se encuentra en un extenso valle esculpido por glaciares durante el Pleistoceno y posteriormente modificado por la acción marina durante la transgresión del Holoceno, mostrando una variedad de paleoambientes litorales. La sedimentación holocena en el área, tuvo lugar luego del ascenso y posterior estabilización del nivel del mar postglacial (Bujalesky, 2002). El inicio de esta secuencia holocena no se ha datado con precisión, sin embargo, un fechado radiocarbónico sugiere una edad mínima de 5.270 ± 190 años C¹⁴ A.P. (Vilas *et al.*, 1987; Ferrero *et al.*, 1989; Isla *et al.*, 1991; Vilas *et al.*, 1999). Por otro lado, las olas que ingresan a la bahía tienen la fuerza suficiente para transportar gravas y arenas

gruesas a lo largo de la costa sur. Las olas, al acercarse de forma oblicua, causan una deriva de la playa de grava hacia el noroeste, extendiéndose hasta la desembocadura del Río San Martín, que marca el límite septentrional de estos depósitos (Bujalesky, 2007). Al norte de este río, Ferrero (1996) obtuvo dataciones en doce puntos ubicados a lo largo de dos líneas perpendiculares a la costa de la Bahía San Sebastián. Las muestras corresponden a bivalvos recuperados en lagunas someras alineadas, que en muchos casos coinciden con *cheniers* fósiles. A una distancia de la costa de 3.430 m un fechado radiocarbónico sugiere una edad mínima de 4.070 ± 90 años C¹⁴ A.P.

Asimismo, la cuenca del Río Chico, situada entre los cabos San Sebastián ($53^{\circ}20'S$ - $68^{\circ}08'W$) y Domingo ($53^{\circ}41'S$ - $67^{\circ}50'W$), también estuvo sometida a procesos vinculados a glaciaciones y transgresiones ocurridas durante el Cuaternario (Bujalesky *et al.*, 2001).

El ascenso del nivel del mar generado por el derretimiento de los glaciares alcanzó su máximo durante el Holoceno medio, *ca.* 6.000 años C¹⁴ A.P. A partir de la transgresión marina se desarrollaron ambientes de bahía donde el mar se adentró profundamente debido a la gran extensión de terreno deprimido entre los depósitos glacigénicos de Punta Sinaí ($53^{\circ}24'S$ - $68^{\circ}05'W$) al norte y las sedimentitas cenozoicas emergidas en Cabo Domingo al sur. Montes (2015) señala que geomorfológicamente, esta transgresión se refleja en la presencia de paleoacantilados de sedimentitas cenozoicas del Grupo Cabo Domingo, que en ciertos sitios están cubiertos por depósitos litorales del Pleistoceno. Asimismo, inmediatamente al sur de los acantilados de Punta Sinaí, se reconoce una barrera litoral de *ca.* 5 km de longitud que se extiende desde dichos acantilados hasta la planicie de cordones litorales holocenos, cerrando de manera intermitente el canal mareal principal de la albufera ubicada en la zona de desembocadura del Arroyo Gamma. Hacia el sur, en la Laguna Las Vueltas y en la llanura aluvial del Arroyo La Misión, situadas *ca.* a 24 km y 10 km, respectivamente, al norte de la ciudad de Río Grande, ambientes asociados a la transgresión

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

marina del Holoceno también fueron registrados por Auer (1959, 1974), Markgraf (1980), Porter *et al.* (1984), Montes *et al.* (2020) y Candel *et al.* (2020) con base en indicadores tefrocronológicos, paleoecológicos y sedimentológicos.

Entre el Cabo Peñas ($53^{\circ}50'S$ - $67^{\circ}32'W$) y Punta María ($53^{\circ}56'34''S$ - $67^{\circ}29'35''W$) se encuentra la Ensenada de la Colonia (Bujalesky, 2012). En el sector septentrional y al oeste de la planicie de cordones litorales presentes en dicha ensenada se encuentra la Laguna Cabo Peñas, de tipo estacional y con un lecho fangoso que se ubica 1,5 m por debajo de la berma de tormenta actual. Este ambiente conformó una amplia laguna costera durante la máxima transgresión holocena. Hacia el sur de la ensenada, se desarrolla una antigua entrante costera actualmente colmada de sedimentos litorales y, en menor proporción, fluviales. En este ambiente fluye el Río Fuego que evidenció una migración de su desembocadura hacia el sur, debido a la progradación de cordones litorales de grava. La planicie de cordones de este río finaliza en una espiga solitaria de 4 km de longitud, con sentido de avance hacia el sur (Bujalesky, 2007).

2.1.3 Geomorfología de la costa atlántica

2.1.3.1 Depósitos de playa

De acuerdo con Bujalesky (2007), los depósitos de playa del Plioceno-Pleistoceno más australes de América del Sur se encuentran ubicados en el noreste del litoral atlántico fueguino, a lo largo de 100 km entre Punta Sinaí ($53^{\circ}24'21''S$ - $68^{\circ}04'38''W$) y el Cabo Ewan ($54^{\circ}06'53''S$ - $67^{\circ}09'35''W$). Representan el equivalente en el hemisferio sur de los ambientes sedimentarios costeros “paraglaciales” de las latitudes medias y altas de Canadá y el noroeste de Europa. Según Carter *et al.* (1987) el término “paraglacial” se refiere a los procesos

postglaciales que han sido fuertemente influenciados por los efectos de glaciaciones pasadas y a los períodos en los que dichos procesos ocurrieron. Por otro lado, es importante tener en cuenta la gran diferencia en cuanto a la extensión y el espesor de las glaciaciones cuaternarias más recientes, que se expresaron como enormes capas de hielo continentales en el hemisferio norte, mientras que en Tierra del Fuego y el sur de la Patagonia se limitaron a valles glaciales y capas de hielo más reducidas (Bujalesky *et al.*, 2021). En definitiva, el rebote isostático postglacial fue considerable en el hemisferio norte, mientras que en el archipiélago fueguino fue prácticamente inexistente (Mörner, 1991). Sin embargo, de acuerdo con Bujalesky *et al.* (2021), es relevante considerar el notable levantamiento sismotectónico de la IGTDF, al menos durante el Holoceno.

La playa de grava elevada más antigua encontrada hasta el momento en la costa atlántica septentrional fueguina, se encuentra a unos 30 km al norte de la ciudad de Río Grande, coronando el cerro La Arcillosa ($53^{\circ}34,842'S$ - $68^{\circ}01,989'W$) a unos 85 m s.n.m. (79 m sobre la berma de tormenta actual, en adelante s.b.t.a.). Esta playa fósil constituye un depósito de facies de berma de tormenta, donde se han encontrado escasos fragmentos de valvas de moluscos bivalvos como *Cyclocardia velutina* (Smith, 1881), actualmente presente en el litoral de la IGTDF (Bujalesky e Isla, 2006; Bujalesky, 2007). Esta unidad ha sido asignada al Plioceno medio, entre los estadios isotópicos M2/M1 y G19/G18 (3,29 Ma a 2,97 Ma A.P.; Shackleton, 1995). Durante este período, el clima era más cálido y estable, lo que resultó en una significativa reducción del hielo en ambos hemisferios. El nivel del mar se elevó 25 m por encima del nivel del mar actual, y la temperatura marina superficial aumentó ligeramente en las altas latitudes, permaneciendo sin cambios en las bajas. El calentamiento fue más pronunciado en el noreste del Atlántico Norte (Dowsett *et al.*, 1999). Esta playa elevada, de acuerdo con Bujalesky e Isla (2006) se correlacionaría con la terraza de 131 a 138 m s.n.m. de Cabo Buen Tiempo, al norte de la desembocadura del Río Gallegos, descrita por

Feruglio (1950). Además, según Bujalesky (2007), seis niveles de playas de arena y grava en el norte de la IGTDF fueron atribuidos al Pleistoceno. Teniendo en cuenta sus alturas relativas, las diversas dataciones absolutas llevadas a cabo en las valvas de moluscos (análisis de series de Uranio, Rutter *et al.*, 1989) y la comparación con sus contrapartes en la costa atlántica de la Patagonia (Feruglio, 1950; Schellmann, 1998; Schellmann y Radtke, 2003), estas playas gravoarenosas se asignaron a varios EIO (Bujalesky *et al.*, 2001; Bujalesky e Isla, 2006). Sin embargo, la escasa presencia de fósiles de moluscos en estos depósitos impide inferir si las condiciones ambientales diferían de las actuales (Bujalesky, 2007). Asimismo, Bujalesky *et al.* (2001), en cercanías de la confluencia de los ríos Chico y Avilés, describen depósitos litorales elevados del Pleistoceno medio correspondientes a la **Formación Laguna Arcillosa**. Además, en las proximidades de esta playa elevada, estos autores reconocen depósitos litorales a 25 m s.n.m., que asignan al Pleistoceno medio y definen como **Formación Las Vueltas**. En su mayor parte, estos depósitos están constituidos por grava mediana a gruesa, con restos muy fragmentados de valvas de *Eurhomalea exalbida*.

Los depósitos de la **Formación La Sara** corresponden al último período interglacial (Codignotto 1969; Codignotto y Malumián, 1981), están presentes desde Estancia la Sara (50 km al noroeste de Río Grande) hasta la Estancia Viamonte (30 km al sureste de Río Grande). En las proximidades del casco de la Estancia la Sara, se desarrolla un depósito elongado de unos 14 km de largo por 2 km de ancho, con dirección noroeste, constituido por playas de grava del Pleistoceno con fragmentos de valvas. Presenta una altura geoidal de 14,337 m y un desnivel respecto a la berma de tormenta actual de 8,630 m. En la zona central de la Ensenada de la Colonia estos depósitos litorales fósiles conforman una amplia planicie de cordones litorales de grava de 2,6 km de ancho (Codignotto y Malumián, 1981; Bujalesky *et al.*, 2001; Bujalesky e Isla, 2006).

Por otro lado, entre los cabos Peñas y Ewan se han reconocido cuatro niveles de playas fósiles del Pleistoceno. El nivel de más amplia distribución es el de la **Formación La Sara**. Los otros tres niveles han sido denominados como **Formación Shaiwaal** (12 m s.b.t.a.), **Formación Viamonte** (38 m s.b.t.a.) y **Formación Najmishk** (53 m s.b.t.a.) (Bujalesky e Isla, 2006). La cronología relativa de estas paleoplayas se ha podido definir en base a sus relaciones altimétricas y a la comparación con las playas elevadas del Pleistoceno medio de la región del Río Chico. De acuerdo con Bujalesky (2007), los depósitos litorales del Pleistoceno no se extienden más allá de la latitud 54° 07'S.

2.1.3.2 Bahía San Sebastián

La Bahía San Sebastián se encuentra dentro de un extenso valle de origen tectónico (Diraison *et al.*, 2000). Esta bahía fue esculpida por glaciares durante el Pleistoceno y modelado por el mar durante la transgresión holocena. Según Bujalesky (2007), alberga diversos ambientes como -marisma fósil, marisma alta, cordones litorales de grava, *cheniers*, planicie de marea y canales de marea-. La marisma fósil es una superficie plana que, en el pasado, era inundada estacionalmente por el mar. Los limos de esta marisma fósil constituyen una fuente importante de sedimentos para la marisma y la planicie de mareas actual. La marisma alta, está controlada por procesos de deflación. Sobre la planicie fangosa se desarrollan rodales circulares de *Salicornia* sp., de unos 2 m de diámetro que evolucionan según la dirección del viento. Por otra parte, las olas ingresan a la bahía de forma oblicua, con suficiente fuerza para transportar gravas a lo largo de la costa sur, lo que desplaza la playa de grava hacia el noroeste. La desembocadura del Río San Martín, marca el límite norte de estos cordones de grava y arena. Al norte de este río, los procesos litorales han retrabajado y acumulado restos de conchillas de moluscos y arenas, formando *cheniers* sobre la planicie

fangosa. Dentro de la planicie mareal, las mareas se mueven en el sentido horario y el tamaño de los granos disminuye progresivamente en la misma dirección. Se observa una transición de planicie arenosa a fangosa de sur a norte y un incremento de la arena hacia los niveles más bajos de la planicie debido a que allí es más persistente la acción de las olas. La planicie de arena se extiende frente a los cordones litorales de grava y presenta una monótona superficie plana o con ondulas, sin canales de marea. La llanura mixta, por otro lado, se extiende desde el paraje de San Sebastián hasta la desembocadura del Río San Martín. La marisma ocupa el área más ancha de la llanura intermareal, y comprende una zona superior muy llana y uniforme, y una zona inferior, donde los canales de marea meandriformes son más frecuentes. La planicie fangosa posee un drenaje integrado por canales de mareas meandrosos que alcanzan los 3 m de profundidad y unos 50 m de ancho.

Dentro de la marisma fósil, conformada por sedimentos finos intermareales y supramareales (Arche y Vilas, 2001), se desarrollan cuencas de deflación. Estas cuencas, denominadas “*pans*” por Goudie y Wells (1995, en Villareal y Coronato, 2017), son depresiones someras, formadas por la acción combinada de la deflación eólica y la meteorización salina, impulsadas por una alta tasa de evapotranspiración. Generalmente poseen 1 m de profundidad, en algunos casos presentan márgenes difíciles de delimitar debido a la interconexión entre varios de ellos o bien por la presencia de corrientes de escurreimiento superficial. Su tamaño y tipo de agrupamiento varían considerablemente según el tipo de sedimentos y geoformas sobre los que se han formado. En la Bahía San Sebastián, estas autoras identifican tres grupos de “*pans*” de acuerdo a su localización -en marisma, en *cheniers* y en cordones litorales de grava-. Los “*pans*” de marisma y *cheniers*, están sujetos a un alto dinamismo debido a la mayor proporción de material suelto. Sin embargo, las depresiones localizadas en el sector de cordones litorales, al sur del Río San Martín, se asemejan más a las formas de los “*pans*” del área de los ríos Chico y Grande. Asociados a

estas cuencas de deflación, se desarrollan en la bahía, de acuerdo con Arche y Vilas (2001), “*megaripples*” sobre el margen este, originando dunas trepadoras o “*climbing dunes*”. Las geoformas más frecuentes asociadas a los “*pans*”, y con mayor potencial de fosilización, son las dunas fitogenéticas o *nebkhas* que se originan cuando los sedimentos transportados por el viento son retenidos por la vegetación. Otras geoformas de acumulación frecuentes en la zona son las dunas de arcilla, lunetas o *lunettes* compuestas principalmente de arcillas, limos y arenas (Villareal y Coronato, 2017). Además, suelen desarrollarse mantos eólicos, depósitos limo-arcillosos o arenos limosos que cubren la morfología existente sin crear un relieve propio. Estos suelen tener un espesor de 5 a 10 cm, aunque en algunos casos alcanzan hasta 4 m de espesor (Villareal *et al.*, 2014; Villareal y Coronato, 2017).

Por otra parte, los acantilados, que se extienden a lo largo de 40 km desde Cabo Nombre (10 m de altura) hasta Cabo Espíritu Santo (90 m de altura) en el norte de Tierra del Fuego, están formados por depósitos glaciales (“*Drift*” Tapera Sur (Codignotto y Malumián, 1981) anteriores al Illinoiense (más de 400.000 años A.P.; “*Drift*” Pampa de Beta, “*Drift*” Río Cullen y “*Drift*” Serranías de San Sebastián (Meglioli *et al.*, 1990; Meglioli, 1992, 1994). También se identifican depósitos continentales limo-arenosos del Mioceno superior-Plioceno inferior (**Formación Cullen**; Petersen y Methol, 1948; Codignotto y Malumián, 1981). Estos acantilados, afectados por una rápida erosión, retroceden efectivamente debido a eventos episódicos, aunque la percolación, congelación y fusión también contribuyen de manera continua, dado lo débiles que son estos depósitos. Estos acantilados han suministrado parte de las gravas que han formado la Península El Páramo (Bujalesky, 2007). Esta espiga de grava, de ca. 20 km de longitud y entre 0,2 y 1,2 km de ancho (Codignotto, 1990), está formada por depósitos que cierran parcialmente el noreste de la Bahía San Sebastián por el este y finaliza en un canal de 36 m de profundidad (Bujalesky, 2007). La fuente de sedimentos que favorecen el crecimiento de la península, son proporcionados por los acantilados que se

encuentran al norte del Cabo Nombre (Bujalesky, 1998). De acuerdo con Bujalesky (2007), esta espiga se expandió longitudinalmente hacia el sur y, al mismo tiempo, se desplazó hacia el oeste sobre la planicie de mareas. Este comportamiento transgresivo, que ha caracterizado el crecimiento de la espiga desde el Holoceno tardío hasta la actualidad, estaría influenciado por la presencia de un canal de origen glacifluvial. En el sector septentrional de la espiga, se observa una planicie de cordones litorales. Los cordones más antiguos son paralelos a un paleoacantilado con orientación oeste-este, mientras que los más recientes presentan una línea de costa cóncava. Hacia el sur, una planicie de unos 200 cordones litorales, de 1.200 m de ancho y 8 km de largo, muestra un lineamiento con dirección norte-sur y un flanco interno con una línea de costa convexa.

2.1.3.3 Paleobahía de las cuencas del Río Chico y del Río Grande

De acuerdo con Villareal y Coronato (2017), el área entre los ríos Chico y Grande presenta un relieve serrano de baja altitud (150-300 m s.n.m.) con fuerte disección fluvial y cumbres subhorizontales, compuesto por sedimentitas marinas y continentales del Mioceno. Entre los sistemas serranos se encuentran cuencas endorreicas, algunas cerradas, con lagunas someras efímeras. En el sector norte del interfluvio, los abanicos glacifluviales se originan en el valle superior del Río Chico, formando terrenos de baja pendiente que llegan a la zona costera actual. El desarrollo de cuencas de deflación en el área se clasifica en tres grupos - “pans” del abanico glacifluvial, “pans” de paleodrenaje y “pans” de paleobahía-. Asociadas a los *pans* se desarrollan además otras geoformas como las dunas “*perched*”, *nebkhas* y mantos eólicos (Coronato y Villarreal, 2014; Villarreal *et al.*, 2014; Villarreal y Coronato, 2017). Las dunas “*perched*” se encuentran principalmente en el grupo de paleodrenaje, en general a sotavento de las depresiones, sobre rocas sedimentarias que forman acantilados debido a la

erosión causada por el oleaje y la acción eólica. Las partículas removidas de las rocas, así como del fondo seco de las cuencas de deflación representan el material fuente de estas dunas (Villareal y Coronato, 2017).

En el Cabo Domingo, Montes (2015) describe depósitos eólicos modernos con crestas longitudinales orientadas de oeste a este, alineadas con los vientos predominantes. También identifica depósitos de arena en la cima de los acantilados, no más de 4 m de espesor. Estos depósitos, inactivos y cubiertos por suelo y vegetación, son interpretados como evidencia de condiciones más áridas en el pasado.

En el área del Río Chico, Bujalesky (2007) reconoce varios ambientes costeros del Pleistoceno y del Holoceno. La cuenca de dicho río, que está a una altitud relativamente mayor que las zonas circundantes (Bahía San Sebastián al norte y Río Grande al sur), también fue influenciada durante el Cuaternario por las glaciaciones y transgresiones. Esta cuenca se mantuvo libre de hielo desde hace 1,8 Ma, durante las últimas cuatro o cinco glaciaciones (Porter, 1989; Rabassa y Clapperton, 1990; Meglioli, 1992, 1994). Aunque las corrientes de agua de deshielo generaron abanicos aluviales de grava, durante EIO 5e, estos sedimentos fueron retrabajados por procesos costeros que los redistribuyeron en planicies de cordones litorales (**Formación La Sara**). La ubicación interlobular de la zona durante las glaciaciones recientes favoreció la preservación de lechos glacifluviales, que solo fueron alterados por procesos glacifluviales locales menores, erosión litoral en su flanco oriental y depósitos litorales interglaciales (Bujalesky, 2007). La espiga del Río Chico, de 10,83 km de longitud y elongada hacia el sur se desprende desde el sector circundante al Puesto El Chorrillo y se extiende hasta Cabo Domingo, donde sus depósitos condicionan la desembocadura del río. La espiga o flecha, está formada por sedimentos gravo-arenosos producto de la erosión de los sedimentos que constituyen la planicie de cordones litorales al norte, y el retransporte de los mismos debido a la deriva litoral (Bujalesky, 1997). En la zona de desembocadura del Río

Chico, detrás de la espiga, se encuentra un ambiente de oleaje restringido, donde la marea provoca la formación de barras móviles que migran hacia el mar. Durante la bajamar, las barras de composición gravo-arenosa quedan expuestas. Al sur de los acantilados de Punta Sinaí, se desarrolla una barrera costera que se extiende hasta la planicie de cordones litorales holocenos, interrumpiendo de manera intermitente el canal mareal principal de la albufera situada en la desembocadura del Arroyo Gamma. (Montes, 2015; Montes *et al.*, 2020). Entre Cabo Domingo y la desembocadura del Río Grande se desarrolla una estrecha planicie de cordones litorales de grava del Holoceno, unida a la base de una terraza marina del Pleistoceno superior (EIO 5e; Bujalesky, 2007). Esta terraza representaría según Halle (1910) un antiguo delta del Río Grande. Asimismo, los cordones litorales holocenos se han extendido hacia el sureste, avanzando 5 km desde la desembocadura del arroyo La Misión y hacia el interior del estuario del Río Grande (Bujalesky, 2007). Finalmente, Isla y Bujalesky (2004) analizaron el entorno macromareal que influye en la evolución del área estuarina de este río y la formación de la espiga recurvada conocida como Punta Popper.

2.1.3.4 Planicie de cordones litorales de la Ensenada de la Colonia y espiga del Río Fuego

De acuerdo con Bujalesky e Isla (2006), la Ensenada de la Colonia se desarrolla en una zona litoral relativamente somera, con una amplia plataforma de abrasión conformada sobre areniscas limoarcillosas de la Formación Cabo Peñas, de edad Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Codignotto y Malumián, 1981). La distancia entre los cabos que limitan esta entrante costera es de 11 km. La topografía submareal de la plataforma de abrasión revela la presencia de antiguos valles glacifluviales (Bujalesky e Isla, 2006). Dicha ensenada presenta una planicie de playa de grava holocena con una tendencia regresiva. Las tierras bajas

situadas al interior de la planicie de playa solían estar ocupadas por pantanos, que hoy se han transformado en humedales de agua dulce (Bujalesky, 2012). En la ensenada se encuentra una planicie de cordones litorales de grava mediana a gruesa, de aproximadamente 1,1 km de ancho. Las crestas de los cordones, tanto antiguos como recientes, muestran altitudes uniformes, indicando condiciones estables del nivel del mar durante su formación. Al norte y oeste de esta planicie se halla la laguna estacional Cabo Peñas, con un lecho fangoso a 1,5 m por debajo de la berma de tormenta actual, que formó una amplia laguna costera durante la máxima transgresión del Holoceno. En el centro de la ensenada, se desarrolla una planicie de playas de grava del Pleistoceno superior que corresponde a la **Formación La Sara** (Codignotto y Malumián, 1981; Bujalesky *et al.*, 2001; Bujalesky e Isla, 2006). Al sur de la ensenada, se encuentra una antigua entrante costera que ha sido rellenada con sedimentos de origen litoral y fluvial. En este ambiente fluye el Río Fuego que evidenció una migración de su desembocadura hacia el sur, debido a la progradación de cordones litorales de grava. La planicie de cordones de este río finaliza en una espiga solitaria de 4 km de longitud, con sentido de avance hacia el sur (Bujalesky *et al.*, 2001).

2.2 CIRCULACIÓN OCEÁNICA

2.2.1 El Océano Austral

Sudamérica se encuentra al norte del llamado Océano Austral, el mismo está ubicado a partir de los límites naturales fijados por la “convergencia antártica”. Esta es una estrecha zona oceánica caracterizada por un brusco cambio en la temperatura y la densidad, que separa las aguas frías y de baja salinidad de la Antártida de los océanos Pacífico, Atlántico e Índico (Ramacciotti de Cubas, 1986). Como menciona Heusser (2003), las aguas del Océano

Austral, situadas entre las latitudes de 40°S y 60°S, viajan predominantemente en la Corriente Circumpolar Antártica (en adelante, CCA), también conocida como “*West Wind Drift*” y están influenciadas principalmente por la potente acción de los vientos del oeste (“*westerlies*”) del sur. A lo largo de la costa del continente antártico, donde los vientos polares del este (“*easterlies*”) impulsan la “*East Wind Drift*”, la corriente circumantártica prosigue su curso de oriente a occidente. La Corriente de Humboldt se desprende de la CCA y se desplaza hacia el Ecuador a lo largo de la costa de Chile. Esto resulta en la creación de condiciones subantárticas alrededor de los 48°S en la región del Pacífico y un clima marítimo frío en las latitudes subtropicales más bajas. Otro brazo de la CCA se extiende hacia el oeste, siguiendo la costa sur de la IGTDF, y es conocida como la Corriente del Cabo de Hornos (Figura 4). Esta corriente se caracteriza por bajas salinidades del orden de 33,5 Unidades Prácticas de Salinidad (UPS) (Lusquiños y Valdez, 1971), debido a que las aguas en el extremo septentrional del Pasaje Drake, al norte de la zona de transición entre las aguas de los océanos Antártico y Atlántico Sur, están diluidas por un exceso en las precipitaciones sobre el sudeste del Pacífico y por la descarga continental en la costa occidental de América del Sur sobre la región (Piola y Rivas, 1997). Las aguas en el sector más septentrional de la CCA también dan origen a las frías aguas subpolares ricas en nutrientes de la Corriente de Malvinas (Franco *et al.*, 2017). Sin embargo, debido al importante transporte de esta última, el impacto de la descarga continental no es relevante y la salinidad de estas aguas es del orden de 33,8 UPS (Guerrero y Piola, 1997).

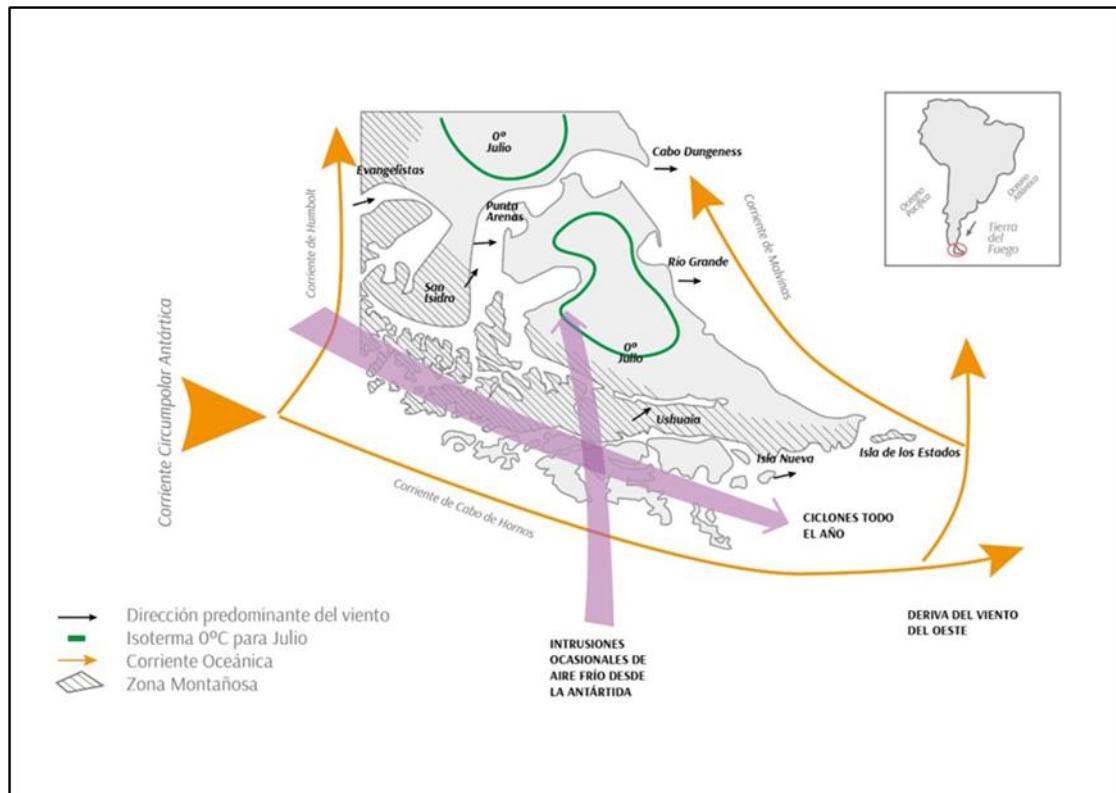


Figura 4. Circulación oceánica en la región de IGTDF y principales factores que afectan el clima del archipiélago fueguino. Modificado de Tuhkanen (1992).

2.2.2 El Mar Patagónico

El Mar Patagónico abarca un extenso ecosistema oceánico de *ca.* 3.000.000 km², que incluye el margen continental del Atlántico sudoccidental. Este ecosistema está influenciado por los efectos ecológicos de los frentes generados por las corrientes de Malvinas y de Brasil. La Corriente de Malvinas constituye el eje central de este sistema. El Mar Patagónico incluye una extensa plataforma continental de *ca.* 1.000.000 km², de relieve y pendiente suaves. Hacia el borde de la plataforma la profundidad aumenta a 160-200 m y de allí la pendiente

crece en forma más abrupta, a razón de un metro cada 1.000 m en el llamado talud continental (de oeste a este). Más allá del talud continental se extiende la Cuenca Argentina, una amplia depresión oceánica que alcanza profundidades de varios miles de metros (Piola y Falabella, 2009). Como mencionan estos autores, la mayor parte del Mar Patagónico está bajo la influencia de aguas subantárticas, que se mezclan con descargas continentales provenientes del Pacífico sudeste y entran desde el sur a través del Estrecho de Magallanes, junto con la Corriente de Malvinas. En la región norte, se destaca la llegada de aguas de la Corriente de Brasil y la influencia de las descargas continentales del Río de la Plata, creando frentes salinos de gran importancia biológica. La Corriente de Malvinas presenta velocidades superficiales de medias a intensas, del orden de $0,4 \text{ m s}^{-1}$, alcanzando velocidades máximas de $0,45 \text{ m s}^{-1}$ en su núcleo (Peterson, 1992). Dicha corriente, nace del brazo norte de la CCA y al atravesar el Pasaje de Drake se bifurca. La rama principal se desplaza bordeando el talud continental patagónico, a lo largo de unos 1.800 km, trasladando aguas frías y ricas en nutrientes hacia las zonas subtropicales, con niveles de salinidad de al menos 33,75 UPS, estableciendo condiciones ambientales y oceanográficas excepcionales en la región sudoeste del Atlántico Sur (Piola y Rivas, 1997; Guerrero y Piola, 1997). La rama oeste de la Corriente de Malvinas da lugar a la Corriente Costera Patagónica que circula hacia el norte sobre la plataforma continental y traslada aguas frías subantárticas y de menor salinidad (32,5 UPS), como resultado del aporte de aguas continentales provenientes de los canales fueguinos y el Estrecho de Magallanes y modificada por intercambios de masa y calor con la atmósfera. A lo largo de la isobata de 200 m se forma un frente térmico superficial, que marca la transición entre las aguas de la plataforma patagónica y aquellas más frías de la Corriente de Malvinas. El gradiente térmico de este frente es más intenso (mayores que $0,02 \text{ }^{\circ}\text{C}$ por km) entre las latitudes 39° y 44°S , aunque esto varía según la época del año (Piola y Falabella, 2009; Franco *et al.*, 2017). Por otro lado, la Corriente de Brasil, de aguas cálidas, con baja

concentración de nutrientes y una salinidad alta (superior a 35 UPS), fluye hacia el sur a lo largo de la costa de ese país. Esta corriente entra en el sistema desde el norte y se encuentra frontalmente con la Corriente de Malvinas (Piola y Rivas, 1997; Piola y Falabella, 2009). De acuerdo con Gordon y Greengrove (1986), la zona de encuentro de estas corrientes se conoce como la Confluencia Brasil-Malvinas ($36\text{-}39^{\circ}\text{S}$). En esta zona de confluencia de ambas corrientes, el encuentro de masas de agua con características distintas marca el límite de la región más productiva del mar sobre el talud. Esto resalta el papel fundamental de la Corriente de Malvinas en el enriquecimiento de la columna de agua y, en consecuencia, del medio marino (Piola y Falabella, 2009).

2.2.3 Régimen de Mareas

La marea oceánica es un factor clave en la variación de la altura de la superficie del mar, siendo responsable de muchas de las variables oceanográficas (D'Onofrio *et al.*, 2015). En las plataformas continentales, fenómenos de resonancia debido a la cooscilación con la marea oceánica pueden amplificar significativamente su amplitud. Un caso de resonancia se da en la plataforma continental frente a la costa este de la IGTDF, donde las amplitudes de marea varían entre 4 y 10 m, para luego disminuir a 2 m en el Canal Beagle.

De acuerdo con Bujalesky (2007), el régimen de mareas en la costa atlántica de la IGTDF se define como macromareal y de tipo semidiurno. La corriente de marea en su fase ascendente se desplaza a 3,8 km/h en dirección noroeste. En alta mar, esta corriente fluye hacia el oeste-noroeste, mientras que la corriente de bajante se dirige hacia el este-sureste, ambas con velocidades semejantes (D'Onofrio *et al.*, 1989). Por otro lado, hacia el sur de la IGTDF, el régimen de mareas en la Bahía Ushuaia es micromareal y sigue un patrón mixto preponderantemente semidiurno con variaciones diurnas. La amplitud promedio de la marea

en Ushuaia es de 1,1 m, y las olas se dirigen de oeste a este (Servicio de Hidrografía Naval, 2024).

2.3 CLIMA

Las características climáticas de la IGTDF están determinadas por su ubicación latitudinal (53-55°S) dentro del cinturón de los vientos permanentes del oeste (“*westerlies*”), situándose al sur de los anticiclones subtropicales semipermanentes del Atlántico y del Pacífico (30°S), y al norte del centro de baja presión subpolar (alrededor de 60°S) (Figura 5; Tuhkanen, 1992). De esta manera, el clima depende durante todo el año de los desplazamientos del Frente Polar del Pacífico Sur y de las alteraciones migratorias (ciclones) derivadas de esa faja de discontinuidad barométrica, térmica y de humedad, como consecuencia de la latitud y la conformación del continente (Pisano, 1977). Durante el invierno el sistema de presiones semipermanentes del anticiclón del Pacífico Sur, se centra aproximadamente en la intersección del Trópico de Capricornio con el meridiano 100°O, lo que determina el desplazamiento hacia el norte de los centros semipermanentes de bajas presiones localizados en el sector pacífico del Océano Antártico. El Frente Polar o zona de discontinuidad entre las masas de aire cálido y húmedo de origen tropical y las de aire frío y seco de las latitudes antárticas, también se desplaza hacia el norte, situándose aproximadamente a los 41°S. Algo similar sucede con el Frente Polar del Atlántico Sur, que se desplaza ligeramente al sur de los 30°S. De esta manera, ambas costas patagónicas quedan afectadas por masas de aire polar, registrándose bajas temperaturas, altas humedades relativas, vientos débiles y frecuentes nevadas. Durante el verano, el Frente Polar del Pacífico Sur se establece alrededor de los 50°S, mientras que el del Atlántico Sur describe un amplio arco desde los 60°S-10°O hasta alcanzar la costa argentina a los 40°S. Así, toda la Patagonia

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

Austral queda situada en el borde de la discontinuidad, representado por los Frentes Polares, occasionando fuertes e intensos temporales de vientos entre los 45°-55°S, cuyos efectos climáticos se expresan principalmente en la disminución de las temperaturas (Pisano, 1977; Garreau *et al.*, 2009). La disposición relativa de las áreas de alta y baja presión en los océanos Pacífico y Atlántico sur provoca que los vientos predominantes en la región Magallánica provengan del oeste, principalmente desde las regiones cálidas o templadas del Pacífico Sur. Según la mayoría de las estaciones meteorológicas, la dirección más frecuente de los vientos es desde el noroeste u oeste (Bianciotto, 2006). Al llegar a las costas chilenas, estos vientos cargados de humedad generan fuertes y frecuentes precipitaciones. Sin embargo, al atravesar la cordillera andina, pierden gran parte de su humedad y se transforman en vientos secos en el sector atlántico (Pisano, 1977).

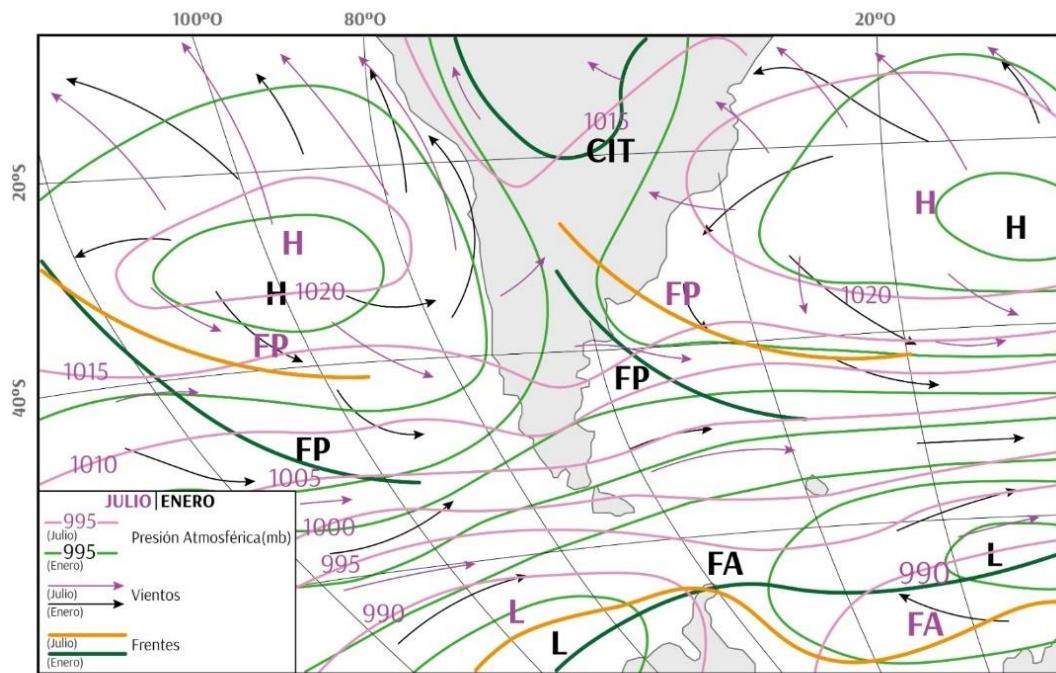


Figura 5. Circulación atmosférica regional. Modificado de Tuhkanen (1992).

Los vientos del oeste, cuya velocidad media aproximada es de 40 km/h con ráfagas que superan los 100 km/h, ejercen durante el invierno una pronunciada influencia oceánica a lo largo de la costa del Océano Pacífico. Dicha influencia penetra desde el este a lo largo del Estrecho de Magallanes, separando dos “núcleos fríos” que se ubican en el sur de la Patagonia y en el interior de Tierra del Fuego (Tuhkanen, 1992). Como se mencionó anteriormente, en la región del Estrecho de Magallanes los vientos soplan desde el oeste y el noroeste; el promedio anual medido en la ciudad de Río Grande es de 33 km/h, siendo julio el mes que presenta el promedio mensual más bajo y noviembre el mes más ventoso; sin embargo, se han registrado ráfagas de 140 km/h, tanto en primavera como en verano, aunque es posible la ocurrencia de fuertes velocidades en cualquier época del año (Bujalesky, 2007; Iturraspe y Urciuolo, 2007). En contraste, en Ushuaia la dirección predominante del viento es suroeste, con un promedio anual registrado de 31 km/h, lo que se atribuye a desviaciones provocadas por la topografía andina (Bujalesky, 2007).

Las temperaturas tienen una marcada influencia de la Corriente Oceánica de Malvinas que determina un clima más frío que el esperado para su ubicación latitudinal (Tuhkanen 1992; Collantes *et al.*, 1999). De acuerdo con Tuhkanen (1992), la influencia del Océano Pacífico es más evidente en las temperaturas de invierno, observándose una marcada diferencia entre las temperaturas de la costa este y oeste de Tierra del Fuego. El promedio de temperaturas en la costa pacífica refleja la temperatura del océano, la cual es de 4°C en invierno y primavera. Toda el área de la costa muestra temperaturas promedio por encima del punto de congelamiento en los meses más fríos. Los gradientes de temperatura alrededor de los “centros fríos” son relativamente marcados, pero no son evidentes los gradientes en dirección norte-sur. Las condiciones de temperatura durante los meses más cálidos (diciembre-febrero) muestran una leve influencia continental desde el norte. El sector sudoeste del Archipiélago Fueguino registra los veranos más fríos con temperaturas que

varían entre 9-10 °C, reflejando la temperatura del océano, que en verano es de 7 °C. En cambio, en los meses más fríos (junio-agosto) la temperatura varía entre 0 y -4 °C. El promedio de temperatura en los meses más cálidos del año muestra una variación notable de oeste a este a lo largo del gradiente oceánico, así como de norte a sur, en parte coincidiendo con el patrón oceánico. En contraste, durante el invierno, la diferencia de temperatura se acentúa hacia el oeste (Tuhkanen, 1992). Debido al efecto moderador del mar, la variación anual de temperatura es pequeña, con máximos y mínimos poco extremos (Montes, 2015).

Las precipitaciones se distribuyen regularmente en todas las estaciones del año y muestran un marcado gradiente de dirección oeste-este. En la ciudad de Ushuaia alcanzan los 457,9 mm/año, en la localidad de Tolhuin los 450 mm/año, en la ciudad de Río Grande llega hasta los 325,5 mm/año mientras que en Bahía San Sebastián las precipitaciones ascienden hasta los 250 mm/año (Figura 6; Iturraspe *et al.*, 1989; Tuhkanen, 1992; Servicio Meteorológico Nacional, 2024). Finalmente, la nubosidad es un rasgo climático distintivo en la región, con un 70 % de cielo cubierto durante el verano y un 60 % en el invierno (Tuhkanen 1992; Collantes *et al.*, 1999).

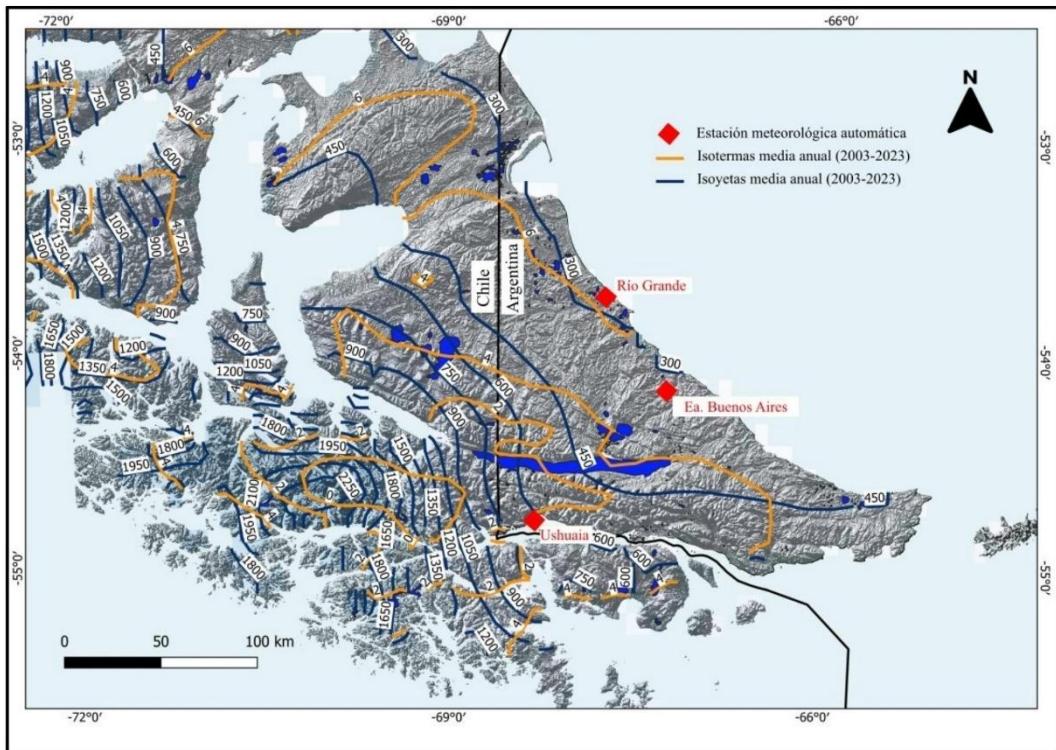


Figura 6. Distribución de isotermas e isoyetas en la IGTDF. Muñoz-Sabater (2019).

2.4 SUELOS Y VEGETACIÓN

2.4.1 Suelos

La distribución de los suelos en la IGTDF está fuertemente condicionada por la variabilidad de la topografía y la distribución vertical del material parental, ambos factores clave en la formación del suelo (Pisano, 1977; Frederiksen, 1989; Bianciotto, 2006). Esta compleja interacción entre la topografía y los procesos edáficos contribuye no solo a la diversidad del paisaje, sino también a las adaptaciones específicas de la vegetación que lo

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

habita. En las áreas de mesetas altas, cuestas y cerros aislados, predominan suelos de gran profundidad y con un alto contenido de calcio, lo cual favorece la presencia de vegetación de coironales, adaptada a estos ambientes ricos en minerales. Por otro lado, las lomas más bajas, junto con las terrazas fluviales y las llanuras originadas por deshielos, presentan suelos de textura gruesa, predominantemente arenosos y pedregosos, con una marcada acidez y una baja fertilidad. Este tipo de suelos, pobres en nutrientes, resultan propicios para el desarrollo de murtillares. Esta relación entre la topografía y la diversidad edáfica resalta la complejidad del entorno en el que se encuentran los suelos identificados.

A continuación, se describen brevemente los principales tipos de suelos de Tierra del Fuego identificados por Fuego Panigatti (2010) y sus características generales (Tabla 3).

Orden Suelos	Descripción	Usos
Espodosol		
<i>Haplohumod Típico</i>	Suelos de clima frío subhúmedo, baja fertilidad, ubicados en cordones cordilleranos de mediana altura, están protegidos por vegetación viva y hojarasca.	Producción forestal de madera.
<i>Haplocriod Típico</i>	Ubicados en planicies glacifluviales y valles glaciales.	Pastoreo y forestal.
<i>Humicriod Lítico</i>	En los rellanos de ladera, el suelo presenta un delgado mantillo de hojas de <i>Nothofagus</i> , con horizontes álbico y espódico.	Bosque nativo.
Molisol		
<i>Haplocriol Típico</i>	Suelo ubicado en terrazas bajas y cubierto por pastura de cebada irrigada, tiene un escaso desarrollo genético y un perfil simple con horizontes A y C masivo.	Sin actividad agropecuaria.
<i>Argicriol Típico</i>	Suelos situados en colinas y planicies onduladas de clima húmedo, están protegidos por vegetación y hojarasca.	Producción forestal de madera, ganadería ovina y bovina.
<i>Haplocriol Páquico</i>	Se sitúan en valles glacifluviales con pendientes de hasta 2 %. Presentan limitaciones ante procesos antrópicos como el sobrepastoreo y, naturales como la deflación y escurrimiento superficial	Ganadería ovina y bovina.
Alfisol		
<i>Natracualf Acuico</i>	Suelo de planicies de acumulación marina, anegable e inundable, con alto contenido de sodio en la superficie. Presenta un fuerte desarrollo genético, estructuras columnares marcadas y procesos redoximórficos significativos.	Ganadería ovina.
Inceptisol		
<i>Criacuept Fluvacuéntrico</i>	En sectores de mayor pendiente, entre 1 y 3 %, en la base de las laderas se ubica este tipo de suelo los cuales presentan una permeabilidad moderada y un escurrimiento rápido.	Ganadería ovina y bovina.
<i>Haplocriept Xérico</i>	Se desarrolla sobre los valles glacifluviales y colinas con pendiente suave (0 a 3 %). Presentan textura franca gruesa, lo que garantiza un drenaje de bueno a moderado, sin embargo, como condición extrema se produce anegabilidad en los sectores deprimidos	Ganadería ovina y bovina.
<i>Criortent / Criocrept</i>	Suelo de planicies costeras, presenta una cobertura de gramíneas de densidad variable, fragmentos líticos finos y detritos de bivalvos.	Sin actividad agropecuaria.
Histosol		
<i>Criofibrist Sphagnico?</i>	Son turberas de baja fertilidad en un clima con 600 mm de precipitación anual presentan horizontes orgánicos con restos de <i>Sphagnum magallánico</i> .	Forestal/extracción de materia orgánica.

Tabla 3. Suelos identificados por Panigatti (2010) en Tierra del Fuego, agrupados en cinco órdenes según la clasificación de “Soil Taxonomy” (2006).

De acuerdo con lo indicado previamente (Tabla 3), en el área de estudio se han identificado los siguientes tipos de suelo: **Inceptisoles** (*Haplocriept Xérico; Criacuept Fluvacuéntrico*), **Molisoles** (*Haplocriol Páquico; Haplocriol Típico*) y **Alfisoles** (*Natracualf Acuico*).

2.4.2 Vegetación

Como se mencionó en el apartado 2.3 CLIMA, el principal gradiente climático de Tierra del Fuego, el cual comprende condiciones oceánicas con alta pluviosidad en el sur y oeste de la isla hasta condiciones continentales con menor precipitación y mayor estacionalidad en el norte y este, influye en la formación de los suelos y define el patrón general de la vegetación en el archipiélago (Figura 7; Pisano, 1977; Moore, 1983; Tuhkanen, 1992). En respuesta a este gradiente, se identifican cuatro principales zonas de vegetación a medida que se avanza desde el suroeste hacia el noreste de IGTDF -Tundra Magallánica, Bosque Perennifolio, Bosque Deciduo y Estepa Patagónica Fueguina-. Por otro lado, en las zonas más altas de las montañas, se reconoce una quinta zona -Vegetación Alpina- (Moore, 1983).

A continuación, se describen las cuatro zonas principales y sus características generales. Asimismo, se brindan detalles de la flora característica del área de estudio, que incluye tanto la zona de transición entre el Bosque Deciduo y la Estepa Patagónica Fueguina (Ecotono Bosque-Estepa), como la propia Estepa Patagónica Fueguina

2.4.2.1 Tundra Magallánica

La Tundra Magallánica se extiende a lo largo de la costa suroeste y sur de la IGTDF, y se encuentra expuesta a fuertes vientos, con precipitaciones anuales que varían entre los 1.500-5.000 mm/año. Es una región sin árboles, con gran desarrollo de turberas (Moore, 1983). Se caracteriza por un tapiz herbáceo bajo. La vegetación gramoide puede alcanzar importancia local y algunos arbustos perennifolios forman agrupaciones de escasa densidad y extensión. Su cubierta está dominada por *Donatia fascicularis*, formadora de pequeños cojines que alcanzan un diámetro de ca. 20 cm y, *Astelia pumila* formadora de densos y compactos céspedes. Acompañando a esta asociación como elementos secundarios pueden presentarse otras especies pulvinadas y cespitosas como *Bolax caespitosa*, *Caltha dioneifolia*, *Drapetes muscosus*, *Gaimardia australis*, *Oreobolus obtusangulus* y *Phyllachne uliginosa*. *Acaena pumila*, *Drosera uniflora*, *Gunnera lobata*, *Myrteola nummularia* y *Tribeles Australis*. En sitios con suelos con buen drenaje se encuentran especímenes enanos y frecuentemente postrados de *Berberis ilicifolia*, *Chiliotrichum diffusum*, *Embothrium coccineum*, *Empetrum rubrum*, *Escallonia serrata*, *Nothofagus antarctica*, *Nothofagus betuloides* y *Philesia magellanica* (Pisano, 1977).

2.4.2.2 Bosque Perennifolio

En el sur y oeste de la IGTDF las precipitaciones anuales se encuentran por encima de 800 mm/año. *Nothofagus betuloides* es un elemento importante y se vuelve dominante en

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

áreas con precipitaciones de hasta 4.000 mm/año (Moore, 1983). Si bien es un bosque bajo, los ejemplares de *Nothofagus betuloides* pueden alcanzar una altura de hasta 25 m. En los territorios bajos esta especie se asocia con *Drimys winteri* cuya altura puede rondar los 8 m, formando así un estrato arbóreo inferior. Otros componentes del estrato arbóreo inferior son *Maytenus magellanica* y *Embothrium coccineum* que se desarrollan en sitios con buen drenaje, como por ejemplo en los bordes de los cursos de agua sobre suelos aluviales. Se encuentra presente, además, *Empetrum rubrum* que en lugares bajos y abiertos se asocia con *Pernettya mucronata* y en donde el suelo se torna más turboso con *Chiliotrichum diffusum* acompañado de otros arbustos como *Berberis microphylla* y *Ribes magellanicum* (Oyarzabal *et al.*, 2018). El estrato herbáceo alto se observa en los sitios más claros del bosque, pero bajo condiciones desfavorables para el desarrollo de una densa cubierta arbustiva, y está compuesto por *Senecio acanthifolius*, *Valeriana lapathifolia* y *Osmorrhiza obtusa*. En el estrato herbáceo inferior abundan pequeñas pteridófitas, hepáticas y musgos (Pisano, 1977). Según este autor, en áreas climáticamente transicionales hacia el clima Trasandino con Degeneración Esteparia, *Nothofagus betuloides* se asocia frecuentemente *Nothofagus pumilio* y en aquellos con clima de Tundra Isotérmica, el bosque adquiere características de taiga boreal. *Misodendrum punctulatum*, el hemiparásito de *Nothofagus*, es característico de las tierras bajas y los bosques de montaña (Pisano, 1977; Heusser, 1989a).

2.4.2.3 Bosque Deciduo

Se desarrolla al norte del Bosque Perennifolio, desde el nivel del mar hasta los 500 m s.n.m, donde la precipitación media anual es de 400-800 mm y las temperaturas medias estivales varían entre 9 y 10 °C (Pisano, 1977). Las especies dominantes de esta zona son:

Nothofagus pumilio y, en menor medida, *Nothofagus antártica*. Ambas especies crecen hasta un promedio altitudinal de 600 m s.n.m. (Heusser, 1989a). Las manifestaciones típicas de esta asociación están representadas por el bosque puro dominado por *Nothofagus pumilio*. En sitios de baja elevación con suelos bien desarrollados y buen drenaje, donde los árboles de *Nothofagus pumilio* pueden alcanzar hasta 35 m de altura. El estrato arbustivo es ralo y discontinuo, encontrándose de preferencia en los sitios en los que la cubierta arbórea es temporalmente menos densa. Su dominante es *Berberis ilicifolia*, que se desarrolla en forma de matorrales bajos y relativamente tupidos. En sitios interiores del bosque, pero más claros que aquellos donde se encuentra *Berberis ilicifolia* y donde también la competencia por agua y luz con la reproducción arbórea disminuye, *Ribes magellanicum* pocas veces forma matas densas y se encuentra frecuentemente etiolado y exhibiendo bajos valores de vitalidad. El estrato herbáceo presenta una densidad y composición variables. Sus características de composición florística están predominantemente determinadas por la disponibilidad de luz y competencia hídrica y en muchos casos por la duración de la cubierta de nieve invernal. En áreas húmedas se desarrollan *Cardamine glacialis*, *Chrysosplenium macranthum*, *Gunnera magellanica* y *Senecio acanthifolius*. En lugares con drenaje regular a deficiente son usualmente encontrados *Acaena ovalifolia*, *Cotula scariosa*, *Rubus geoides*, *Schizeilema ranunculus* y *Viola magellanica* (Pisano, 1977). En sitios por encima de los 600 m s.n.m., los árboles de *Nothofagus pumilio* suelen crecer achaparrados, raramente superando los 5 m de altura. Esto se debe principalmente a la acción del viento y de la nieve sobre las plantas. Esta condición de crecimiento, se denomina “*krummholz*”. En los márgenes y claros del bosque deciduo se observan comunidades arbustivas. Estos arbustales pueden estar compuestos exclusivamente de *Chiliotrichum diffusum* o acompañados por *Berberis buxifolia*. En áreas húmedas, particularmente en los márgenes del bosque se desarrollan matorrales de *Pernettya mucronata*. En las zonas del bosque deciduo de *Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antarctica*

y en menor medida en las del bosque siempreverde de *Nothofagus betuloides*, cuando el nivel freático alcanza la superficie, las comunidades dominadas por el musgo *Sphagnum magellanicum* reemplazan al bosque. La absorción de agua por el musgo hace que la comunidad se eleve con respecto al nivel general del suelo y así junto con la incorporación directa de agua por las lluvias esto determina el bajo contenido mineral del agua. Las especies más frecuentemente asociadas son *Empetrum rubrum*, *Carex canescens*, *C. magellanica*, *Gunnera magellanica* y *Marsippospermum grandiflorum*. Turberas dominadas por *Marsippospermum grandiflorum* se observan en el límite norte del bosque deciduo bajo condiciones más secas. Su estrato basal está formado por musgos y hepáticas con crecimiento en cojines (Moore, 1983).

El contacto entre el Bosque Deciduo o asociación de *Nothofagus pumilio* con la estepa se produce a través de un ecotono, bajo condiciones de temperaturas medias de 11 °C en verano y 1 °C en invierno y una precipitación media anual que varía entre 350 y 500 mm (Coronato *et al.*, 2022). El ecotono se extiende como una franja que se ensancha de oeste a este, cubriendo la parte central de la isla con un área de aproximadamente 4.664 km² (Bonino y Pelliza Sbriller, 1991). Los bosques ocupan las lomas y sitios más elevados, mientras que las zonas bajas, más proclives al encharcamiento temporal o al embolsamiento de aire frío, son ocupadas por vegetación herbácea (Allué *et al.*, 2010). Las especies que dominan esta zona son *Nothofagus antarctica* con alguna inclusión menor de *Nothofagus pumilio* y se ubican en las áreas más elevadas del terreno, en suelos desarrollados sobre colinas de rocas del Cenozoico temprano-medio, que retienen el agua subterránea; mientras que la vegetación herbácea se desarrolla en las zonas bajas, con suelos compuestos por gravas y arenas glacifluviales ultrapermeables. Esta distribución genera un mosaico de isletas boscosas y praderas (Pisano, 1977; Moore, 1983; Allué *et al.*, 2010). Las comunidades de *Nothofagus*

antarctica incluyen especies tales como *Berberis buxifolia*, *Osmorhiza chilensis*, *O. depauperata* y *Ranunculus peduncularis*. *Anemone multifida* y *Vicia magellanica* que se observan en los lugares más secos, mientras que *Pratia repens* y *Uncinia lechleriana* aparecen en áreas más húmedas. Asociado con *Nothofagus antarctica* se desarrolla un matorral arbustivo achaparrado compuesto por *Empetrum rubrum* y *Bolax gummifera*. Esta asociación vegetal muchas veces se presenta en suelos poco profundos y bien drenados, especialmente en los sitios expuestos al pasaje de masas de aire frío. También acompañan a esta asociación *Abrotanella emarginata*, *Azorella lycopodioides*, *Drapetes muscosus*, *Festuca magellanica*, *Lycopodium magellanicum*, *Myrtleola nummularia*, *Nanodea muscosa* y *Pernettya pumila*. A menudo se observan praderas mesofíticas en las pendientes bajas (Pisano, 1977; Moore, 1983).

La asociación arbustiva de *Chiliotrichum diffusum* se manifiesta en áreas con precipitaciones anuales del orden de los 350 mm. Ocupa el área ecotonal entre la Estepa y el Bosque Deciduo, pero presentando mayores afinidades florísticas con la primera. Su fisonomía es la de un matorral mesófito siempreverde y relativamente denso. Presenta valores de cobertura entre un 50-70 %, pudiendo llegar al 100 % en expresiones locales desarrolladas en sitios sin deficiencia edáficas de humedad y protegidos del viento; su altura promedio es variable, así en sitios expuestos al viento, sobre suelos de baja fertilidad y limitaciones en la disponibilidad de agua, frecuentemente no sobrepasa los 50 cm, mientras que en aquellos que muestran características opuestas, puede llegar hasta los 130 cm (Pisano, 1977). Además de especies típicas de las manifestaciones mésicas de la pradera de *Festuca gracillima*, el matorral de *Chiliotrichum* contiene especies características de las márgenes del bosque, entre ellas, *Acaena ovalifolia*, *Adenocaulon chilense*, *Anemone multifida*, *Aster vahlii*, *Baccharis patagonica*, *Calceolaria biflora*, *Cotula scariosa*, *Schizeilema ranunculus* y *Viola magellanica* (Moore, 1983).

2.4.2.4 Estepa Patagónica Fueguina

De acuerdo con Cabrera (1976), esta región forma parte del Dominio Andino-Patagónico, dentro de la Provincia Patagónica, Distrito Fueguino. Ha sido denominada también como Estepa Patagónica (Pisano, 1977; Moore, 1983), Estepa (Tuhkanen, 1992), Estepa magallánica (Hueck y Seibert, 1972) y Estepa graminosa húmeda de *Festuca gracillima* (Oyarzabal *et al.*, 2018). La misma se extiende desde el sur de la ciudad de Río Grande hasta el estrecho de Magallanes al norte, cubriendo una superficie de 4.180 km² (Bonino y Pelliza Sbriller, 1991). Como mencionan Collantes *et al.* (1999) y otros autores destacan su notable originalidad al tratarse de la única estepa templada fría en Sudamérica. Bianciotto (2006) describe esta área como una estepa con cierta riqueza biológica, caracterizada por un paisaje abierto de planicies, serranías y un litoral marítimo con costas altas y una gran dinámica hidrológica.

El clima de la región es templado-frío, con temperaturas medias de 10,1 °C en verano y 0,8 °C en invierno (Collantes *et al.*, 2009; Quiroga, 2018). En invierno, el gradiente térmico se acentúa hacia el oeste. Las precipitaciones se distribuyen regularmente durante el año, oscilando entre los 300 mm/año en Cabo Espíritu Santo, en el extremo norte de Tierra del Fuego y 430 mm/año al sur de la ciudad de Río Grande; no obstante, se destaca el período entre noviembre y febrero como el menos lluvioso, con valores de 100 a 200 mm/año (Quiroga, 2018). Los vientos predominantes provienen del cuadrante oeste-sur con una velocidad media aproximada de 30 km/h y ráfagas que superan los 100 km/h (Tuhkanen, 1992; Servicio Meteorológico Nacional, 2024). La nubosidad es alta y la Corriente de Malvinas determina un clima más frío que el esperado para su ubicación latitudinal. El

balance hídrico tiene un déficit notable en diciembre y enero en gran medida debido a la alta velocidad del viento que produce altas tasas potenciales de evapotranspiración (Collantes *et al.*, 1999). Coronato *et al.* (2008) calcularon un índice de aridez para la región de 0,75.

El relieve de la región esteparia es plano a ondulado, con algunas colinas de baja a media altura. La litología del lecho de roca es variada (Codignotto y Malumián, 1981; Collantes *et al.*, 2009) y controla la morfología del paisaje. Aunque de apariencia uniforme, la vegetación exhibe un mosaico complejo de formas de crecimiento, lo que refleja una variabilidad significativa en la fisonomía, la composición florística y la diversidad. Esto es resultado de los gradientes de fertilidad y humedad del suelo, determinados por la interacción entre el relieve, la litología del lecho rocoso y el clima. Estos factores ambientales, junto con los cambios derivados de la actividad humana, han dado lugar a diversos patrones de vegetación. Aunque los cazadores nómadas ocuparon la región desde el Pleistoceno tardío (Gusinde, 1982), el impacto humano notable en la estepa no se produjo hasta los asentamientos europeos a finales del siglo XX (Collantes *et al.*, 1999).

De acuerdo con Collantes *et al.* (1999), se pueden distinguir dos tipos principales de vegetación a lo largo de un gradiente de nutrientes del suelo. Por un lado, la vegetación acidófila/mesotrófica que prospera en suelos ácidos y pobres en nutrientes, carentes de un horizonte impermeable subsuperficial o, por el contrario, ubicado a gran profundidad. Lo mencionado anteriormente, favorece un drenaje activo por percolación, lo que conduce a condiciones de marcada aridez y una textura gruesa del suelo. Esta vegetación está dominada por brezales de *Empetrum rubrum* (Pisano, 1977; Collantes *et al.*, 1999) y otros arbustos, principalmente *Chiliotrichum diffusum* y *Festuca gracillima*. Estas comunidades de vegetación, se encuentran en toda la estepa excepto en paisajes del Paleógeno/Neógeno (Collantes *et al.*, 1999). La vegetación neutrofílica, en contraste, se desarrolla en suelos

neutros, generalmente en áreas más xéricas con precipitaciones bajas como ocurre en el norte de Tierra del Fuego. También se desarrolla en suelos eutróficos asociados a rocas del Cenozoico temprano-medio. Se caracteriza por la presencia de gramíneas como *Poa* sp. y *Festuca gracillima*, que forma matas de hasta 40 cm de altura cuya cubierta vegetal es continua excepto en las zonas perturbadas por el sobrepastoreo (Roig *et al.*, 1985; Collantes *et al.*, 1999). Esta vegetación, además, se asocia a otras gramíneas como *Carex* sp., arbustos en forma de cojín de *Azorella monantha* y *Azorella trifurcata*, hierbas entre las que se destacan: *Acaena pinnatifida*, *Perezia recurvata*, *Nassauvia darwinii* y *Colobanthus subulatus* (Collantes *et al.*, 1999; Bianciotto, 2006; Collado, 2007; Oyarzabal *et al.*, 2018).

Las manifestaciones típicamente mésicas de la pradera de *Festuca gracillima* se extienden por la red de drenaje formada por arroyos y valles, vinculada a procesos glaciales. En estas depresiones del paisaje se encuentra un horizonte impermeable de arcilla a poca profundidad bajo la superficie del suelo, el cual está cubierto por vegetación higrófila y es conocido como “vegas” (Pisano, 1977; Collantes *et al.*, 1999; Bianciotto, 2006). En los sectores de mayor precipitación, el horizonte de arcilla determina limitaciones en el drenaje por percolación, aunque puede existir un lento escurrimiento horizontal que impide la acumulación de sales en el suelo, y que se traducen en la existencia de un nivel freático de agua dulce subsuperficial o incluso que aflora sobre la superficie del suelo, dando origen a suelos hidromórficos del tipo de “mallín semiturboso”, con alta concentración de materia orgánica que forman un humus no saturado y de alta acidez que tiende a disminuir con la profundidad. En estas condiciones se desarrolla un complejo de comunidades herbáceas higrofíticas, formadas principalmente por gramíneas y ciperáceas densamente cespitosas (Pisano, 1977). Entre ellas se destacan *Alopecurus magellanicus*, *Carex acaulis*, *C. curta*, *C. darwinii*, *Deschampsia antarctica*, *D. kingii*, *Hierochloë redolens* y *Hordeum comosum*.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

Entre las especies no graminosas se encuentran *Acaena magellanica*, *Anagallis alternifolia*, *Azorella caespitosa*, *Blechnum penna-marina*, *Caltha sagittata*, *Gentianella magellanica*, *Juncus scheuchzerioides* y *Pratia longiflora*, mientras que *Gunnera magellanica* y *Samolus spathulatus* llegan a tener importancia local (Moore, 1983; Collado, 2007; Collantes *et al.*, 2009). En las áreas más elevadas sobre el acuífero subsuperficial, pueden crecer arbustos dispersos o aislados (Pisano, 1977).

Al igual que en las “vegas” y Praderas Hidrofíticas, el complejo de comunidades Higrófitas halofíticas, se encuentra en depresiones sin drenaje, donde el escurrimiento horizontal es mínimo o insuficiente en comparación con la cantidad de agua recibida durante los períodos lluviosos. Como resultado, el exceso de agua se elimina por evaporación, lo que provoca la concentración de sales en la solución del suelo. En estos suelos salobres, característicos de las llanuras mareas más altas de la zona costera atlántica, dominan especies como *Puccinellia magellanica* y *P. biflora*, acompañadas por *Arjona pusilla*, *Chenopodium antarcticum*, *Myosurus patagonicus*, *Plantago barbata*, *Salicornia ambigua* (en la actualidad, *Sarcocornia perennis*) que se presenta como una densa cubierta cespitosa y *Suaeda argentinensis*, hierba anual de crecimiento postrado con los extremos de ramas erguidos (Pisano, 1977; Moore, 1983; Anchorena *et al.*, 2009; Collantes *et al.*, 2009). En áreas más húmedas suelen adquirir importancia las comunidades de *Alopecurus antarcticus*, *Deschampsia antártica*, *Poa pratensis* y *Trisetum spicatum*. En las expresiones más áridas estas comunidades son parcial o totalmente reemplazadas por *Festuca pyrogea*, *Phacelia segunda* y *Valeriana carnosa*.

En áreas de dunas costeras o terrenos arenosos interiores en los cuales el movimiento de arena se encuentra más o menos estabilizado, se presenta un matorral relativamente denso formado por *Lepidophyllum cypresiforme* (Collado, 2007). Fisionómicamente es una

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

comunidad triestratificada, con un estrato arbustivo frecuentemente denso que alcanza entre 50-130 cm de altura, el cual puede estar acompañado por *Berberis buxifolia* y *Senecio patagonicus*, mientras que los estratos inferiores incluyen especies como *Acaena pinnatifida*, *Berberis empetrifolia*, *Boopis australis*, *Descurainia antarctica*, *Jaborosa magellanica*, *Oxalis enneaphylla*, *Phacelia secunda* y *Valeriana carnosa*, componentes comunes de las expresiones más áridas de la estepa de *Festuca gracillima*. Un elemento introducido en la década del '40, que se encuentra ampliamente distribuido como fijador de dunas y que ha desplazado en gran parte a las gramíneas nativas es *Leymus arenarius* (Pisano, 1977; Moore, 1983).

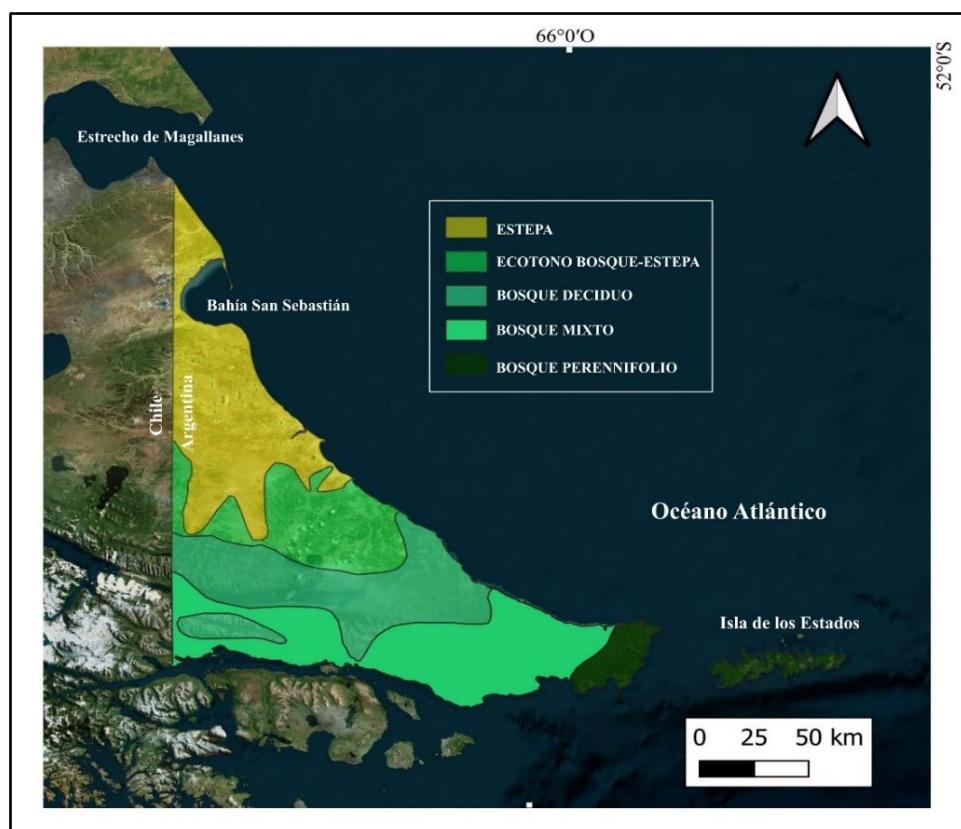


Figura 7. Distribución de las comunidades de vegetación. Modificado de Tuhkanen (1992).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 2

- Allué, C., Arranz, J.A., Bava, J.O., Beneitez, J.M., Collado, L., García-López, J.M., 2010. Caracterización y cartografía fitoclimáticas del bosque nativo subantártico en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Patagonia, Argentina). Forest Systems 19 (2): 189–207.
- Anchorena, J., Collantes, M. B., Rauber, R. B. Escartín, C., 2009. Humedales de la Cuenca del Río Grande Tierra del Fuego, Argentina. Dirección General de Recursos Hídricos. SDSyA Tierra del Fuego (in Spanish).
- Aramendía, I., Ramos, M. E., Geuna, S., Cuitiño, J. I., Ghiglione, M. C., 2018. A multidisciplinary study of the Lower Cretaceous marine to continental transition in the northern Austral-Magallanes basin and its geodynamic significance. J South Am Earth Sci 86, 54-69.
- Arche, A., Vilas Martín, F., 2001. Sedimentos eólicos de grano fino en la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina.
- Auer, V., 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: the Ice and Interglacial Ages. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, III 45, 1-22.
- Auer, V., 1959. The Pleistocene of Fuego-Patagonia: Part III: Shorelines Displacements. Annales Academiae Scientiarum Fennicae Series A 3. Geologiska-Geographica, 247 p., Helsinki.
- Auer, V., 1974. The isorhythmicity subsequent to the Fuego-Patagonia and Fennoscandian ocean level transgressions and regressions of the latest glaciation. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, A III Geologica-Geographica 115:1- 88.
- Bianciotto, O., 2006. Los ambientes naturales de la estepa fueguina. Una interpretación de nuestro desierto. Edit. Dunken, Buenos Aires.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, Jr., R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. En: Allen, P.A.; Homewood, P., eds., Foreland Basins. International Association of Sedimentologists Special Publication 8, 41-66.
- Bonino, N., Pelliza Sbriller, A., 1991. Composición botánica de la dieta del guanaco (*Lama guanicoe*) en dos ambientes contrastantes de Tiera del Fuego, Argentina. Ecología Austral, 1(02), 097-102.
- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales XIV, 188 p. Buenos Aires.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2007. Holocene sea-level change and marine Palynology of the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. Ameghiniana 44: 161–171.
- Borromei, A. M., Quattrocchio, M., 2008. Late and Postglacial Paleoenvironments of Tierra del Fuego: terrestrial and marine palynological evidence. In: J. Rabassa (Ed.) The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences, vol. 11, Chapter 18: 369-381. Elsevier Science Ltd.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C., 2007. Late Pleistocene - Holocene environments in Valle Carbajal, Fuegian Andes valley, southern South America. J South Am Earth Sci 23 (4): 321–335.
- Bujalesky, G., 1998. Holocene coastal evolution of Tierra del Fuego, Argentina. Quat. S. Am. Antarct. Peninsula. 11, 247-281.
- Bujalesky, G., 2002. La Costa de Tierra del Fuego, Argentina. Ms.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

- Bujalesky, G., 2007. Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Acta Geológica* 5 (4), 337-362.
- Bujalesky, G., Isla F., 2006. Depósitos cuaternarios de la costa atlántica fueguina entre los cabos Peñas y Ewan. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 61 (1), 81-92.
- Bujalesky, G., Coronato, A., Isla F., 2001. Ambientes glacifluviales y litorales cuaternarios de la región del Río Chico, Tierra del Fuego., Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 56 (1), 73-90.
- Bujalesky, G. G., Isla, F. I., Montes, A., 2021. Differential uplifting rates across the Magellan Fault: Interactions between South American and Scotia plates. *Geological Resources of Tierra del Fuego*, 281-301.
- Cabrera, A., 1976. Regiones Fitogeográficas argentinas. En: ACME, (ed.), Enciclopedia Argentina de Agronomía y Jardinería, Volume II Fascículo 1: 1-85.
- Caldenius, C., 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minas y Geología. 95: 1-148. Buenos Aires.
- Candel, M.S., Borromei, A.M., Louwyne, S., 2018. Early to middle Holocene Palaeoenvironmental reconstruction of the Beagle Channel (southernmost Argentina) based on terrestrial and marine palynomorphs. *Boreas* 47, 1072–1083.
- Candel, M. S., Díaz, P. E., Borromei, A. M., Fernández, M., Montes, A., Santiago, F. C., 2020. Multiproxy analysis of a Lateglacial-Holocene sedimentary section in the Fuegian steppe (northern Tierra del Fuego, Argentina): Implications for coastal landscape evolution in relation to climatic variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 557, 109941.
- Carter, R.W., Orford, J.D., Forbes D.L., Taylor, R.B., 1987. Gravel barriers, headlands, and lagoons: an evolutionary model. In: Proceedings Coastal Sediments '87, ASCE, NY, pp 1776–1792
- Codignotto, J.O., 1969. Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa patagónica comprendida entre Punta Loyola y el Cabo Vírgenes. Servicio de Hidrografía Naval. Armada Argentina, Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., 1990. Evolución en el Cuaternario Alto del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y Punta María, Tierra del Fuego. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 45 (1-2):16-19.
- Codignotto, J.O., Malumián, N., 1981. Geología de la región al Norte del paralelo 54°S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 36 (1): 44-88.
- Collado L., 2007. La vegetación de Tierra del Fuego: de la estepa a la selva. in C. Godoy Martínez et al eds. Patagonia Total, Antártida e islas Malvinas. Colombia. Ed. Barcelbaires. p. 755-772.
- Collantes, M.B., Anchorena, J.A., Cingolani, A., 1999. The steppes of Tierra del Fuego: floristic and growthform patterns controlled by soil fertility and moisture. *Plant Ecology* 140: 61–75.
- Collantes, M.B., Anchorena, J.A., Stoffella, S., Escartín, C., Rauber, R., 2009. Wetlands of the Magellanic Steppe (Tierra Del Fuego, Argentina). *Folia Geobot.* 44, 227–245.
- Coronato, A., Villarreal, M.L., 2014. Modelado eólico en ambientes lagunares de la estepa fueguina, Argentina. In: XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba 2014. CDROM, S13-46. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Coronato, A., Salemme, M., Rabassa, J., 1999. Palaeoenvironmental conditions during the early peopling of Southernmost South America (Late Glacial-Early Holocene, 14-18 ka B.P.). *Quat. Int.* 53/54: 77-92.
- Coronato, A., Martínez, O., Rabassa, J., 2004a. Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology*. v. III, 49-67 pp.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

- Coronato, A., Martínez, O., Rabassa, J., 2004b. Pleistocene Glaciations in Argentine Patagonia, South America. En: Ehlers, J. and Gibbard, P., (Eds). Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III. Quaternary Book Series. Elsevier. 49-67 pp.
- Coronato, A.M.J., Meglioli, A., Rabassa, J., 2004c. Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, Southernmost South America. En: Ehlers, J. and Gibbard, P. (eds), Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica. Elsevier, Amsterdam, Developments in Quaternary Sciences 2, 45–48.
- Coronato, A., Borromei, A. M., Rabassa, J., 2007. Paleoclimas y paleoescenarios en la Patagonia Austral y en Tierra del Fuego durante el Cuaternario. Boletín Geográfico, (30), ág-23.
- Coronato, A., Ponce, F., Seppälä, M., Rabassa, J., 2008. Englazamiento del valle del río Fuego durante el Pleistoceno tardío, Tierra del Fuego, Argentina. En: Zappettini, E., Crosta, S., González, M.A., Segal, S., eds. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy. Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, 1194–1195.
- Coronato, A., Borromei, A. M., Ponce, J. F., Candel, S., Musotto, L., Fernández, M., Laprida, C., Mehl, A., Montes, A., San Martín, C., Savoretti, A., Cusminsky, G., Gordillo, S., Orgeira, M.J., López, R., Alli, P., Quiroga, D., 2022. Holocene environmental changes in the fuegian forest and steppe, Argentina. *J South Am Earth Sci.* 119, 103952. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103952>
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes, a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A300*, 319-335.
- Dalziel, I.W.D., 1989. Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica. Field Trip Guidebook T 180, 28th International Geological Congress, 206 pp.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J., Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250, 291-294. Darwin, C., 1842. On the distribution of erratic boulders and the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society London* 6: 415-431.
- De Ferrari, C., 1938, en Fossa Mancini, E., Feruglio, E., Yussen de Campana, J.C. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 165: 44-45, 94-95.
- Díaz Balocchi, L., Ponce, J. F., Tripaldi, A., Magneres, I., 2020. Geomorphology of the northeastern extreme of Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of Maps*, 16(2), 512-523.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais D., Rossello, E.A., 1996. Tertiary kinematics of the southern Andes and the development of the Magellan foreland basin (Patagonia). 3º International Symposium on Andean Geodynamics, 347-350, St. Maló.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching, and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics* 316, 91-119.
- D'Onofrio, E., Orsi, A., Locarinini, R., 1989. Estudio de marea en la costa de Tierra del Fuego. Servicio de Hidrografía Naval, Departamento de Oceanografía, Informe Técnico N°49/89, Buenos Aires, 81 pp.
- D'Onofrio, E. E., Oreiro, F. A., Grismeyer, W. H., Fiore, M. M., 2015. Predicciones precisas de marea astronómica calculadas a partir de altimetría satelital y observaciones costeras para la zona de Isla Grande de Tierra del Fuego, Isla de los Estados y canal de Beagle. *GeoActa*, 40(2), 60-75.
- Dowsett, H.J., Barron, J.A., Poore, R.Z., Thompson, R.S., Cronin, T.M., Ishman S.E., Willard, D.A., 1999. Middle Pliocene Paleoenvironmental Reconstruction: PRISM2: U.S. Geological Survey Open- File Report 99-535, [ttp://pubs.usgs.gov/of/of99-535/](http://pubs.usgs.gov/of/of99-535/).
- Ferrero, M., 1996. La sedimentación intermareal en la bahía de San Sebastián,

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Vigo, España, MS.

Ferrero, M.A., Vilas, F., Arche, A., 1989. Resultados preliminares sobre la variación relativa del nivel del mar en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. II Reunión del Cuaternario Ibérico, 2. Madrid.

Feruglio, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Vol. 3. Buenos Aires, Ministerio de Industria y Comercio de la Nación. 1-431 pp.

Flint, R., Fidalgo, F., 1964. Glacial Geology of the East Flank of the Argentine Andes between Latitude 39° 10'S and Latitude 41° 20'S. Geological Society of America Bulletin 75: 335-352.

Flint, R., Fidalgo, F., 1969. Glacial Drift in the Eastern Argentine Andes between latitude 41°10'S and latitude 43° 21'S. Geological Society of America Bulletin, 80: 1043-1052.

Franco, B. C., Palma, E. D., Combes, V., Lasta, M. L., 2017. Physical processes controlling passive larval transport at the Patagonian Shelf Break Front. J. Sea Res. 124, 17-25.

Frederiksen P., 1989. Soils of Tierra del Fuego, a satellite-based land survey approach. Folia Geographica Danica. Tom XVIII.

Galeazzi, J.S., 1996. Cuenca de Malvinas. En: Ramos V.A., Turic M.A. (Eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 15: 273-309, Buenos Aires.

Galeazzi, J.S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 82 (4): 596-636.

Garreau, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol 281: 180–195.

Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., 2005. Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. Tectonophysics 405, 25-46 pp.

Ghiglione, M.C., Olivero, E.B., Ramos, V.A., 2000. Estratos de crecimiento en el frente orogénico paleógeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Resúmenes 2 Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8 Reunión Argentina de Sedimentología: 81 Mar del Plata.

Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., Cristallini, E.O., 2002. Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes Fueguinos. Rev. geol. Chile 29, 17-41.

Gordillo, S., 1993. Las terrazas marinas holocenas de la región del Beagle (Tierra del Fuego) y su fauna asociada. XII Congreso Geológico Argentino, Actas VI: 34-39, Mendoza.

Gordillo, S., Coronato, A., Rabassa, J., 1993. Late Quaternary evolution of subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. Quat Sci Rev. 12, 889–897.

Gordon, A. L., Greengrove, C. L., 1986. Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland Confluence, Deep Sea Res., Part A, 33, 573 – 585.

Grill, S., Borromei, A.M., Quattrocchio, M., Coronato, A., Bujalesky, G., Rabassa, J., 2002. Palynological and sedimentological analysis of Recent sediments from Río Varela, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. Rev. Esp. Micropaleontol., 34 (2): 145-161.

Guerrero, R. A., Piola A. R., 1997. Masas de agua en la Plataforma continental, in El Mar Argentino y Sus Recursos Pesqueros, vol. 1, pp. 107– 118, Inst. Nac. De Invest. y Desarrolla Pesquero, Mar del Plata, Argentina.

Gusinde, M., 1982. Los indios de Tierra del Fuego. 1. Los Selknam. Centro Argentino de Etnología Americana & CONICET, Buenos Aires.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

- Halle, T., 1910. On Quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala* 9 (17-18): 93-117. Uppsala.
- Hanson, B.E., Wilson, T.J., 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin, southern Andes, Chile and Argentina. En: Harmon, R.S.; Rapela, C.W., eds., *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper 265, 13-27.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C., Kraus, S., Pankhurst, R., 2010a. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian highgrade metamorphism. *Andean Geol.* 37, 253-275.
- Hervé, F., Fanning, C., Pankhurst, R., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderón, M., Thomson, S., 2010b. Detrital zircon SHRIMP U-Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *J Geol Soc London* 167, 555-568.
- Heusser, C.J., 1998. Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55°S), Argentina, Tierra del Fuego. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 118: 1-24.
- Heusser, C.J., 2003. Ice age southern Andes - A chronicle of paleoecological events. *Developments in Quaternary Science* 3 (Series editor: J. Rose). Elsevier. 240 pp.
- Heusser, C. J., 1989a. Late Quaternary Vegetation and Climate of Southern Tierra del Fuego. *Quat Res.* 31: 396-406.
- Heusser, C.J., Rabassa, J., 1987. Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature* 328: 609-611.
- Hueck, K., Seibert, P., 1972. *Vegetationskarte von Südamerika*. Stuttgart University, Stuttgart, DE.
- Isla, F., Schnack, E., 1995. Submerged moraines offshore northern Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula*, 9, 205-222.
- Isla, F.I., Bujalesky, G.G., 2004. Morphodynamics of gravel-dominated macrotidal estuary: Río Grande, Tierra del Fuego. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 59 (2): 220-228.
- Isla, F.I., Vilas, F., Bujalesky, G.G., Ferrero, F., Gonzalez Bonorino, G., Arche, A., 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego. *Mar. Geol.*, 97, 211-224.
- Iturraspe R. J., Urciuolo, A. B., 2007. Los recursos hídricos de Tierra del Fuego. *Patagonia Total, Antártida e Islas Malvinas*, pp 733-753. Barcel Bayres Ediciones.
- Iturraspe, R., Sottini, R., Schroder, C., Escobar, J., 1989. *Hidrología y variables climáticas del Territorio de Tierra del Fuego. Contribución Científica del Centro Austral Investigaciones Científicas, Ushuaia*, vol. 7, p. 1-196.
- Klepeis, K.A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13(4): 882-904.
- Kranck, E.H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4 (2): 1-231. Helsinki.
- Kuylenstierna, J.L., Rosqvist, G.C., Holmlund, P., 1996. Late Holocene glacier variations in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *The Holocene* 6, 353-358.
- Lusquiños, A., Valdez, A.J., 1971. Aportes al conocimiento de las masas de agua del Atlántico Sudoccidental. *Serv. Hidrogr. Naval (Buenos Aires)*, H 659, pp 48.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., Van Geel, B., Borromei, A., Quattrochio, M., Chambers, F.M., Possnert, Goran., 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

- multiproxy analyses of peat deposits. *Quat. Res.* 61: 148-158.
- McCulloch, R., Bentley, M., 1998. Late Glacial ice advance in the Strait of Magellan, southern Chile. *Quat Sci Rev.* 17, 775-778.
- McCulloch, R., Davies, S.J., 2001. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 173: 143-173.
- Malumián, N., 1988. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte I: Textulariina y Miliolina. Ameghiniana, *Rev. Asoc. Paleont. Argent.*, 25:341-356.
- Malumián, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. 1. La sedimentación en la Patagonia Extraandina. En: Caminos, R. (editor), Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 557-612.
- Malumián N., Olivero E.B., 2006. El Grupo Cabo Domingo, Tierra del Fuego: Bioestratigrafía, paleoambientes y acontecimientos del Eoceno-Mioceno marino. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 61 (2): 139-160.
- Markgraf, V., 1980. New data on the late and post glacial vegetational history of La Misión, Tierra del Fuego, Argentina. IV International Palynological Conference 3: 68-74.
- Martinioni, D.R., 2010. Estratigrafía y sedimentología del Mesozoico Superior-Paleógeno de la Sierra de Beauvoir y adyacencias, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B., 2008. Interpretación paleoambiental del Cretácico-Paleoceno marino del norte del lago Fagnano, Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. XII Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, 112.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B., Medina, F. A., Palamarczuk, S., 2013. Cretaceous stratigraphy of sierra de beauvoir, Fuegian andes, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 70: 70-95.
- Miglioli, A., 1992. Glacial geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Ph.D. Dissertation, Lehigh University, 216 pp., (inédito), Pennsylvania.
- Miglioli, A., 1994. Glacial Stratigraphy of central and northern Tierra del Fuego, Argentina. En: Rabassa, J., Salemme, M., Coronato, C., Roig, C., Meglioli, A., Bujalesky, G., Zarate, M., Gordillo, S., (eds.), Field Trip Guidebook, Symposium and Field Meeting “The Termination of the Pleistocene in South America”, IGCP Project 253, Ushuaia, 9-21.
- Miglioli, A., Evenson, E., Zeitler P., Rabassa J., 1990. Cronología relativa absoluta de los depósitos glaciarios de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 457-460. San Juan.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of Southernmost South America. *Quat Res.* 6, 125-166.
- Montes, A., 2015. Morfología y evolución de depósitos litorales en la zona del río Chico, Tierra del Fuego. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Argentina.
- Montes, A., Santiago, F., Salemme, M., Lopez, R., 2020. Late Pleistocene and Holocene geomorphologic evolution of Laguna Las Vueltas area, Tierra del Fuego (Argentina). *Andean Geol.* 47 (1), 61-76.
- Moore, D.M., 1983. Flora of Tierra del Fuego. Nelson, Oswestry, 396 p.
- Mörner, N., 1991. Holocene sea level changes in the Tierra del Fuego region. *Boletín IG-USP, Sao Paulo Spec Publ* 8:133-151.
- Mosqueira González, V., 2023. Geometría, cinemática y cuantificación de la deformación en la porción interna de la faja plegada y

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

corrida fueguina, Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina.

Mouzo, F.H., 2005a. Estructura somera y cubierta sedimentaria Plio-Pleistocena en la Plataforma Continental al NE de la Tierra del Fuego. XVI Congreso Geológico Argentino. In: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). Actas del XVI Congreso Geológico Argentino CD-ROM, Artículo N° 461, 8 pp.

Mouzo, F.H., 2005b. Batimetría y Morfología Submarina al Noreste de la Tierra del Fuego. XVI Congreso Geológico Argentino. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). Actas del XVI Congreso Geológico Argentino CD-ROM, Artículo N° 460, 8 pp.

Muñoz-Sabater, J., 2019. Datos horarios de ERA5-Land desde 1950 hasta la actualidad. Servicio de Cambio Climático de Copernicus (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>

Nordenskjöld, O., 1897. Notes on Tierra del Fuego. An account of the swedish expedition of 1895-1897. Scott Geographic Magazine XIII, 393 p., Edinburgh.

Olivero, E. B., 2002. Petrografía sedimentaria de sistemas turbidíticos del Cretácico-Paleógeno, Andes Fueguinos: Procedencia, volcanismo y deformación. En: N. Cabaleri; Cingolani, C.A.; Linares, E.; López de Luchi, M.G.; Ostera, V.; Panarello, H.O., eds., Actas XV Congreso Geológico Argentino, CD-ROM artículo 15.

Olivero, E.B., Malumián, N., 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 83, 295-313.

Olivero, E.B., Malumián, N., 2002. Upper Cretaceous- Cenozoic clastic wedges from the Austral-Malvinas foreland basins, Tierra del Fuego, Argentina: eustatic and tectonic controls, In: 3rd European Meeting on the

Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Addendum 6-9, Toulouse.

Olivero, E.B., Malumián, N. 2005. Stratigraphy. En: Geology and Geophysics of Isla Grande de Tierra del Fuego. Field-Trip Guide Booklet., Bollettino de Geofisica Teorica ed Applicata, pp. 46.

Olivero, E.B., Malumián, N., 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina: Geologica Acta 6, 5-18.

Olivero, E.B., Martinioni, D.R. 1996a. Sedimentología de Las Formaciones Lemaire y Yahgan (Jurásico-Cretácico) En Tierra Del Fuego. Buenos Aires

Olivero, E.B., Martinioni, D.R., 1996b. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. J Paleontol.70, 272-274.

Olivero, E.B., Martinioni, D.R., 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. J South Am Earth Sci.14, 175-188.

Olivero, E.B., Medina, F.A., 2001. Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los Andes Fueguinos, Argentina. Rev. Asoc. Geol. Argent.56, 344-352.

Olivero, E., Torres Carbonell, P., 2021. Stratigraphy and depositional architecture of the Viamonte Formation, Miocene, Tierra del Fuego, Argentina: the interplay between deep-marine transverse and longitudinal depositional systems. Rev. Asoc. Geol. Argent.78(2): 135-162.

Olivero, E.B., Malumián, N., Martinioni, D.R., 2007. Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados; Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur; República Argentina. SEGEMAR, escala 1:500.000. Buenos Aires.

Olivero, E.B., Martinioni, D.R., Malumián, N., Palamarczuk, S., 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 291-294. Salta.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

Olivero, E.B., Malumián, N., Palamarczuk, S., Scasso, R.A., 2002. El Cretácico Superior-Paleógeno del área del Río Bueno, costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Rev. Asoc. Geol. Argent. 57: 199-218.

Olivero, E.B., Malumián, N., Palamarczuk, S., 2003. Estratigrafía del Cretácico Superior-Paleoceno del área de Bahía Thetis, Andes fueguinos, Argentina: acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. Rev. geol. Chile 30, 245-263.

Oyarzabal, M., Clavijo, J., Oakley, L., Biganzoli, F., Tognetti, P., Barberis, I., Maturo, H. M., Aragón, R., Campanello, P. I., Prado, D., Oesterheld, M., León, R. J. C., 2018. Unidades de vegetación de la Argentina. Ecología Austral, 28(1), EA.18.28.1.0.399

Panigatti, J.L., 2010. Argentina 200 años, 200 suelos. Ediciones INTA. Buenos Aires. 345 pp.

Petersen, C., Methol, E.J., 1948. Rasgos geológicos generales de la porción septentrional de Tierra del Fuego. Rev. Asoc. Geol. Argent. 3 (4): 279-291. Buenos Aires.

Peterson, R. G., 1992. The boundary current in the western Argentine Basin, Deep Sea Res., Part A, 39, 623 – 644. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90092-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90092-8).

Piola, A.R., Rivas, A.L., 1997. Corrientes en la plataforma continental. In: Boschi, E. (Ed.), El MarArgentino y sus Recursos Pesqueros. Inst. Nac. de Invest. y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina, pp. 119–132.

Piola, A. R., Falabella, V., 2009. El mar patagónico. Atlas del Mar Patagónico: especies y espacios. Buenos Aires: Wildlife Conservation Society & Birdlife Internacional, 54-75.

Pisano, E., 1977. Fitogeografía de Fuego-Patagonia chilena. Comunidades vegetales entre las latitudes 52°S y 56°S. Anales del Instituto de la Patagonia 8: 121-250.

Ponce, J.F., Rabassa, R., Coronato, A., Borromei, A.M., 2011. Paleogeographic evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia since the Last Glacial Maximum to the Middle Holocene. Biol. J. Linn. Soc. Lond. 103: 363-379.

Ponce J.F., Borromei A.M., Rabassa J.O., 2011. Evolución del paisaje y de la vegetación durante el Cenozoico Tardío en el extremo sureste del Archipiélago Fueguino y Canal Beagle. En: Los cazadores-recolectores del extremo oriental fueguino, arqueología de Península Mitre e Isla de Los Estados. Zangrande AF, Vázquez M y Tessone A (Eds.). Buenos Aires. Sociedad Argentina de Antropología. Pp 31-64.

Ponce, J.F., Borromei, A.M., Menounos, B., et al. 2017. Late-Holocene and Little Ice Age palaeoenvironmental change inferred from pollen analysis, Isla de los Estados, Argentina. Quat. Int. 1-9.

Ponce, J. J., 2009. Análisis estratigráfico secuencial del Cenozoico de la cordillera fueguina, Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina.

Ponce J. J., Olivero E., Martinioni, D. R., 2008. Upper Oligocene–Miocene clinoforms of the foreland Austral Basin of Tierra del Fuego, Argentina: Stratigraphy, depositional sequences and architecture of the foredeep deposits. J South Am Earth Sci 26. pp. 36-54.

Porter, S.C., 1989. Character and ages of Pleistocene drifts in a transect across the Strait of Magellan. Quat. S. Am. Antarct. Peninsula, 7: 35-49. Rotterdam: A.A. Balkema Publishers.

Porter, S., Stuiver, M., Heusser C.J., 1984. Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, Southernmost South America. Quat Res 22: 59-67.

Quiroga, D., 2018. La incidencia de los agentes naturales y antropogénicos en la evolución geomorfológica de la región Río Chico-Río Grande, Tierra del Fuego. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

- Quiroga, D., Crosta, S., Coronato, A., 2017. Bloques erráticos en el interflujo Chico-Grande: evidencias de englazamiento en la estepa fueguina. In: Actas, XX Congreso Geológico Argentino. San Miguel de Tucumán, Argentina.
- Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa, J. (Ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Development in Quaternary Sciences, vol. 11. Elsevier Publishers, Amsterdam, pp. 151–204.
- Rabassa, J.O., Heusser, C., Stuckenrath, R., 1986. New Data on Holocene Sea Transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 4, 291–309.
- Rabassa, J., Serrat, D., Martí, C., Coronato, A., 1988. Internal structure of drumlins, Isla Gable, Beagle Channel (Tierra del Fuego, Argentina). In: Lagerlund, E. (ed.), Symposium on Methods and Problems of Till Stratigraphy, abstracts. Lund University, Lund.
- Rabassa, J., Heusser, C. J., Coronato, A., 1989. Peat-bog accumulation rate in the Andes of Tierra del Fuego and Patagonia (Argentina and Chile) during the last 43 000 years.
- Rabassa, J., Clapperton, C., 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quat Sci Rev.* 9: 153–174.
- Rabassa, J., Heusser, C.J., Rutter, N., 1990. Late-Glacial and Holocene of Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 7, 327–351.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato, A., Gordillo, S., Roig, C., Salemme, M., 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Underskönning. Ser. Ca.* 81: 249–256
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Roig, C., Salemme, M., Meglioli, A., Heuser, C., Gordillo, S., Borromei, A., Quatrocchio, M., 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Peninsula 4, 291–309.
- Southernmost South America: an updated review. *Quat. Int.* 68–71, 217–240.
- Rabassa, J., Coronato, A., Roig, C., Roig Juñent, F., 2004. Los bosques de Tierra del Fuego durante el Cuaternario. En: Arturo, M., Frangi, J., Goya, J. (Eds.), Ecología y manejo de Bosques de Argentina, Editorial de la Universidad Nacional de La Plata. Edición digital.
- Rabassa, J., Coronato, A., Salemme, M., 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *J South Am Earth Sci.* 20: 81–103.
- Rabassa, J., Coronato, A., Gordillo, S., Candel, M.S., Martínez, M.A., 2008. El inicio de la trasgresión marina holocena en el canal Beagle, Parque Nacional Tierra del Fuego. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas: 889–890, San Salvador de Jujuy.
- Rabassa, J., Coronato, A., Martinez, O., 2011. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *J. Linn. Soc. Lond.* 103(2), 316–335.
- Ramacciotti de Cubas, B., 1986. El océano austral en el marco del tratado antártico y la nueva convención sobre el derecho del mar. Derecho PUCP, 40, 131.
- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes. En: Milani, E. J. and Thomaz Filho, A. (Eds.) Tectonic evolution of South America. 31º International Geological Congress, 635–685, Río de Janeiro.
- Robbiani, J.A., Arbe, H., Gangui, A., 1996. Cuenca Austral marina. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires) Relatorio 17: 323–341.
- Roig, F. A., Anchorena, J., Dollenz, O., Faggi, A. M., Méndez, E., 1985. Las comunidades vegetales de la Transecta Botánica de la Patagonia Austral. Primera parte: La vegetación del área continental. Pp. 350–456.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

In: Boelcke, O., Moore, D. M. y Roig, F. A. (eds.), Transecta Botánica de la Patagonia Austral. CONICET (Argentina), Royal Society (U.K.) e Instituto de la Patagonia (Chile).

Rossello, E.A., Haring, C.E., Cardinali, G., Suárez, F., Laffitte, G.A., Nevistic, A.V., 2008. Hydrocarbons and petroleum geology of Tierra del Fuego, Argentina. *Geologica Acta*, 6 (1): 69-83.

Rutter, N., Schnack, E., Del Río, J., Fasano, J., Isla, F., Radtke, U., 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian Coast, Argentina. *Quat. Sci. Rev.*, 8, 213-234.

Schellmann, G., 1998. Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergletscherungen, Talentewicklung und marine Terrassen. *Essener Geographische Arbeiten* 29, Essen.

Schellmann, G., Radtke, U., 2003. Coastal terraces and Holocene sea-level changes along the Patagonian Atlantic coast. *J Coast Res* 19, 983–996.

Servicio de Hidrografía Naval, 2024. https://www.hidro.gov.ar/oceanografia/Tmareas/Form_Tmareas.asp (último acceso, mayo 2024).

Servicio Meteorológico Nacional, 2024. <https://www.smn.gob.ar/> (último acceso, mayo 2024).

Shackleton, N.J., 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En: Vrba, S., Denton, G., Partridge, T., Burckle, Ll., (eds.), Paleoclimate and Evolution, with emphasis on Human Origins. Yale University Press, 242-248.

Smith, E., 1881. Account of the zoological collections made during the survey of H.M.S. "Alert" in the Straits of Magellan and on the coast of Patagonia. IV. Mollusca and Molluscoidea. *Proceedings of the Zoological Society of London*, 4, 22-44.

Tuhkanen, S., 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of

view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botánica Fennica* 125: 4-17.

Thomas, E.R., 1949. Manantiales Field. Magallanes Province, Chile. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 33 (9): 1579-1589.

Tomas, G. J., Acuña, A. J., 2022. Comparaciones basadas en biomarcadores de crudos extraídos de la Formación Springhill (Cuenca Austral) y de la Formación Bajo Barreal (Cuenca Golfo San Jorge), Argentina.

Torres Carbonell, P. J., 2010. Control tectónico en la estratigrafía y sedimentología de secuencias sinorogénicas del Cretácico Superior-Paleógeno de la faja corrida y plegada Fueguina. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina.

Torres Carbonell, P. J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V., 2008. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. geol. Chile* 35, 63–79. -

Carbonell, P. J., Olivero, E. B., 2019. Tectonic control on the evolution of depositional systems in a fossil, marine foreland basin: example from the SE Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 104, 40-60.

Vilas, F., Arche, A., González Bonorino, G., Isla, F.I., Ferrero, M. 1987. Sedimentación mareal en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22, 253-260.

Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., Isla, F., 1999. Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Mar Geol* 160:301–326.

Villarreal, M.L., Coronato, A., 2017. Characteristics and nature of pans in the semi-arid temperate/cold steppe of Tierra del Fuego. In *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina: Proceedings of the Sixth Argentine Geomorphology and Quaternary Studies Congress* (pp. 203-224). Springer International Publishing.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

Villarreal, M.L., Coronato, A., Mazzoni, E., López, R., 2014. Deflación en las lagunas semipermanentes de la estepa fueguina (53° S), Argentina. Rev. Soc. Geol. Esp. 27(2):81–96.

Violante, R.A., Costa, I.P., Cavallotto, J.L., Paterlini, C.M., Marcolini, S., Bozzano, G., 2014. Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental argentina desde el Último Máximo Glacial. Rev. Asoc. Geol. Argent. 71 (2): 292 – 310.

Capítulo 3



3. MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología abarcó etapas de trabajo en campo, laboratorio y gabinete. Las mismas se desarrollaron de manera interrelacionada, permitiendo una retroalimentación constante para la recopilación de datos que facilitaran el logro de los objetivos establecidos. A continuación, se mencionan y describen las localidades estudiadas y los materiales y métodos de cada etapa.

3.1 TAREAS DE CAMPO Y LOCALIDADES ESTUDIADAS

El trabajo de campo realizado en el centro-norte del litoral atlántico fueguino se llevó a cabo en el contexto de tres campañas previamente planificadas en gabinete, en donde se analizaron posibles sitios de muestreo palinológico mediante la interpretación de imágenes satelitales y el uso de mapas topográficos. En la Figura 8 se indican las localidades estudiadas: *Río Fuego* ($53^{\circ}58,602'S$ - $67^{\circ}32,230'W$), *Río San Martín* ($53^{\circ}18'11,7''S$ - $68^{\circ}36'03,00''W$) y *Arroyo Gamma* ($53^{\circ}27'46''S$ - $68^{\circ}5'21,2''W$). Las tareas en cada localidad, incluyeron relevamientos geológicos, selección de perfiles sedimentológicos, descripción sedimentaria de cada perfil y recolección de muestras palinológicas. Asimismo, se realizaron levantamientos con GPS diferencial con el equipo “*Trimble R8s*” (antena, base y móvil), utilizando la colectora de datos Juno 41 y el programa “*Trimble Access*”. El postproceso se realizó con “*Trimble Business Center*”, configurado para alertar errores menores a 3 cm en la horizontal y 5 cm en la vertical. Los errores obtenidos en todos los levantamientos fueron del orden de 2 cm en ambas dimensiones, vertical y horizontal. En cada sitio, además, se utilizaron GPS Garmin (con un margen de error de +/- 3 m), cámara fotográfica y vehículos

aéreos no tripulado (VANT) “Mavic Air 2”. La aproximación a los sitios de interés por vías
de acceso terrestres se realizó mediante vehículos de doble tracción provistos por Centro
Austral de Investigaciones Científicas (CADIC).



Figura 8. Localidades estudiadas: *Río Fuego* (RF), *Arroyo Gamma* (AG) y *Río San Martín* (RSM).

3.1.1 Localidad Río Fuego

La primera campaña se realizó en el sector del Río Fuego (Figura 9), situado a *ca.* 3 km al sur de Punta María y a unos 5 km de la costa, en diciembre de 2019. Las muestras palinológicas se obtuvieron a partir de una sección sedimentaria identificada como RF (Figura 12, A), expuesta en la cara externa de un meandro del río mencionado, entre el Lago Fuego y la costa atlántica, donde el relieve revela evidencias de morfogénesis litoral. El muestreo palinológico consistió en la recolección de un total de 148 muestras, a intervalos de 2 cm mediante la utilización de cucharín, desde la base del perfil a 302 cm de profundidad hasta la superficie. La textura, estructura y contactos de este perfil fueron descritos en el campo mediante inspección visual. La definición de color de los sedimentos se basó en la carta de colores de Munsell (1973). En la Tabla 4 se presenta la descripción sedimentaria observada, desde la base hasta la parte superior del perfil:

Profundidad de base a techo (cm)	Descripción sedimentaria
302-255	Arcilla limosa de color gris azulado, con abundante moteado negro y presencia de raíces de tono ocre.
255-170	Limo-arcilloso de color pardo grisáceo, con moteado disperso de tono ocre y presencia de raíces que varían de rojizo a negro. Se observa una alternancia de capas con texturas muy finas y más gruesas, junto con una estructura laminar.
170-136	Limo-arenoso o arena fina-limosa de color pardo, con abundante moteado concentrado de tono ocre.
136-116	Arena muy fina limosa de color gris verdoso, con abundante moteado de tonos pardos y negros. Se observa la presencia de raíces que atraviesan la sección a lo largo de todo el perfil, desde la superficie.
116-102	Arena limosa de color gris verdoso, con moteado disperso de tono ocre y presencia de raíces.
102-76	Textura franco limosa (con presencia de arcilla) o limo-arcilloso de color gris

	verdoso, con menor concentración de motas ocre y raíces de plantas actuales.
76-57	Arena muy fina limosa, de color que varía de pardo a gris claro, con presencia de motas ocre.
57-41	Material limoso masivo y consolidado, de color amarillento, con motas ocre.
41-30	Limo con estructura granular y laminada, de color amarillento a gris pálido, correspondiente al “Horizonte E”. Presenta una menor concentración de motas ocre
30-23	Limo con estructura granular de color gris oscuro, material fino, correspondiente al “Horizonte AB”. Se observan dos niveles discontinuos de tefra de espesor variable y aparición de raíces actuales.
23-0	Arena muy fina limosa o limo-arenosa, con pequeños agregados de color gris amarillento provenientes de la capa subyacente. Corresponde al “Horizonte AC” de color gris oscuro. Suelo actual con textura franco limosa, abundantes raíces y sin estructura, denominado “Horizonte A”.

Tabla 4. Descripción de la sección sedimentaria en la Localidad *Río Fuego*.



Figura 9. Vista panorámica de la Localidad *Río Fuego* (Foto: P. Alli, 2019).

3.1.2 Localidad Río San Martín

La segunda campaña se llevó a cabo en febrero de 2022 en el sector del Río San Martín (Figura 10), situado en el extremo norte del área de estudio, a ca. 4 km de su desembocadura en la Bahía San Sebastián. Las muestras palinológicas se obtuvieron a partir de una sección sedimentaria llamada RSM (Figura 12, B), expuesta sobre la cara externa de un meandro del río mencionado. El muestreo palinológico en esta sección, a diferencia de la anterior, se realizó utilizando muestreadores metálicos en forma de “[” (Figura 13, A), obteniendo 3 tramos de sedimentos que, una vez en el laboratorio, fueron submuestreados cada 2 cm. Se obtuvieron en total 60 submuestras, desde la base del perfil a 120 cm de profundidad hasta la superficie. La textura, estructura y contactos de este perfil fueron descritos en el campo mediante inspección visual. La definición de color de los sedimentos se basó en la carta de colores de Munsell (1973). En la Tabla 5 se presenta la descripción sedimentaria observada, desde la base hasta la parte superior del perfil:

Profundidad de base a techo (cm)	Descripción sedimentaria
120-71	Arcilla de tono gris azulado con estructura laminar. Presenta motas de color ocre en los últimos 10 cm del intervalo, cubriendo raíces. Cerca del límite transicional, se aprecian algunas motas negras.
71-35	Fango arcilloso con estructura laminar, de tono pardo-verdoso con motas de color ocre que aumentan de tamaño hacia la superficie. Se observa abundante presencia de raíces.
35-22	Horizonte de color negro que contiene un nivel discontinuo de tefra con un espesor variable (0,5-2 cm). La presencia de raíces es notable, y el grosor del horizonte varía entre 10 y 13 cm. Se han observado macrorrestos vegetales.
22-11	Limo de tono pardo-grisáceo con estructura granular media y abundantes raíces finas, acompañado de motas ocre.
11-7	Limo pardo-grisáceo con estructura laminar, abundantes raíces finas y motas

	de color ocre.
7-3	Limo pardo-grisáceo con estructura granular y motas de color ocre.
3-0	Limo pardo-grisáceo con estructura tabular, sin moteado y con presencia de raíces.

Tabla 5. Descripción de la sección sedimentaria en la Localidad *Río San Martín*.



Figura 10. Vista panorámica de la Localidad *Río San Martín* (Foto: P. Alli, 2022).

3.1.3 Localidad Arroyo Gamma

Durante el año de prórroga otorgado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) debido al COVID, se llevó a cabo la tercera y última campaña. La misma tuvo lugar durante el mes de noviembre de 2023, a unos 3 km al sur de Punta Sinaí y a ca. 3 km de la costa, en la zona del Arroyo Gamma (Figura 11). Las muestras palinológicas se obtuvieron a partir de una sección sedimentaria denominada AG (Figura 12, C), expuesta sobre la cara externa de un meandro del mencionado arroyo. El muestreo palinológico en esta sección, al igual que en la sección anterior, se realizó utilizando muestreadores metálicos en forma de “[” (Figura 13, B), obteniendo 4 tramos de sedimentos

que, una vez en el laboratorio, fueron submuestreados cada 2 cm. Se obtuvieron en total 85 submuestras, desde la base del perfil a 170 cm de profundidad hasta la superficie. La textura, estructura y contactos de este perfil fueron descritos en el campo mediante inspección visual. La definición de color de los sedimentos se basó en la carta de colores de Munsell (1973). En la Tabla 6 se presenta la descripción sedimentaria observada, desde la base hasta la parte superior del perfil:

Profundidad de base a techo (cm)	Descripción sedimentaria
170-124	Alternancia de capas finamente laminadas, de entre 5 y 8 mm de espesor, compuestas de arena muy fina de color gris oscuro y fango grisáceo con motas de color ocre. El fango contiene raíces finas de hasta 3 cm de largo.
124- 91	Alternancia de capas laminadas, de entre 2-3mm, compuestas de arena muy fina de color gris oscuro y fango de color grisáceo. El material se vuelve más fangoso y la presencia de motas ocre continua, volviéndose más abundante entre los 103 y 114 cm. También se observan raíces finas.
91-51	Limo-arcilloso masivo con abundantes motas de color ocre y una mayor presencia de raíces de hasta 4 mm de diámetro y 10 cm de largo. Entre los 62 y 73 cm de profundidad, se observan motas de color ocre a rojizo.
51-24	Fango arcilloso con estructura prismática fuertemente consolidada. Los prismas, bien formados en la parte superior, presentan una pátina de color ocre claro y se vuelven más difusos hacia la base. Las motas de color ocre continúan presentes.
24-0	Prismas franco limosos que se fracturan en bloques de 3-5 cm de ancho y 7 cm de largo, de color gris amarronado. Este nivel presenta una fina capa de tefra, y los 6 cm superiores tienen una estructura laminar.

Tabla 6. Descripción de la sección sedimentaria en la Localidad Arroyo *Gamma*.



Figura 11. Vista panorámica de la localidad de *Arroyo Gamma*. En primer plano se observa la margen sur del arroyo, mientras que al fondo se distingue la margen norte del mismo (Foto: P. Alli, 2023).

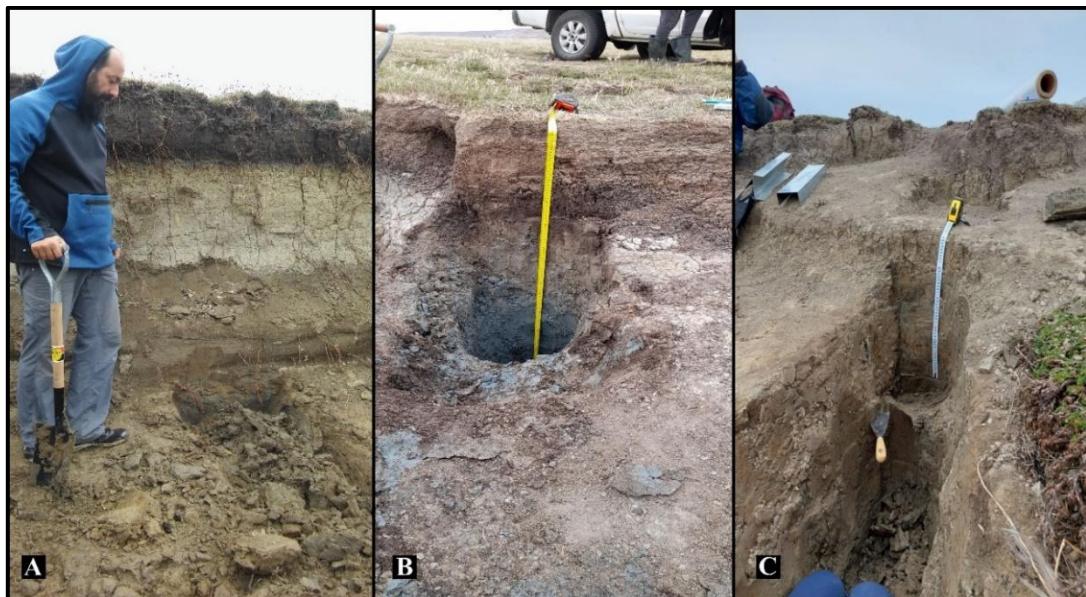


Figura 12. Secciones sedimentarias estudiadas: RF (A), RSM (B) y AG (C) (Fotos: P. Alli, 2019, 2022 y 2023, respectivamente).

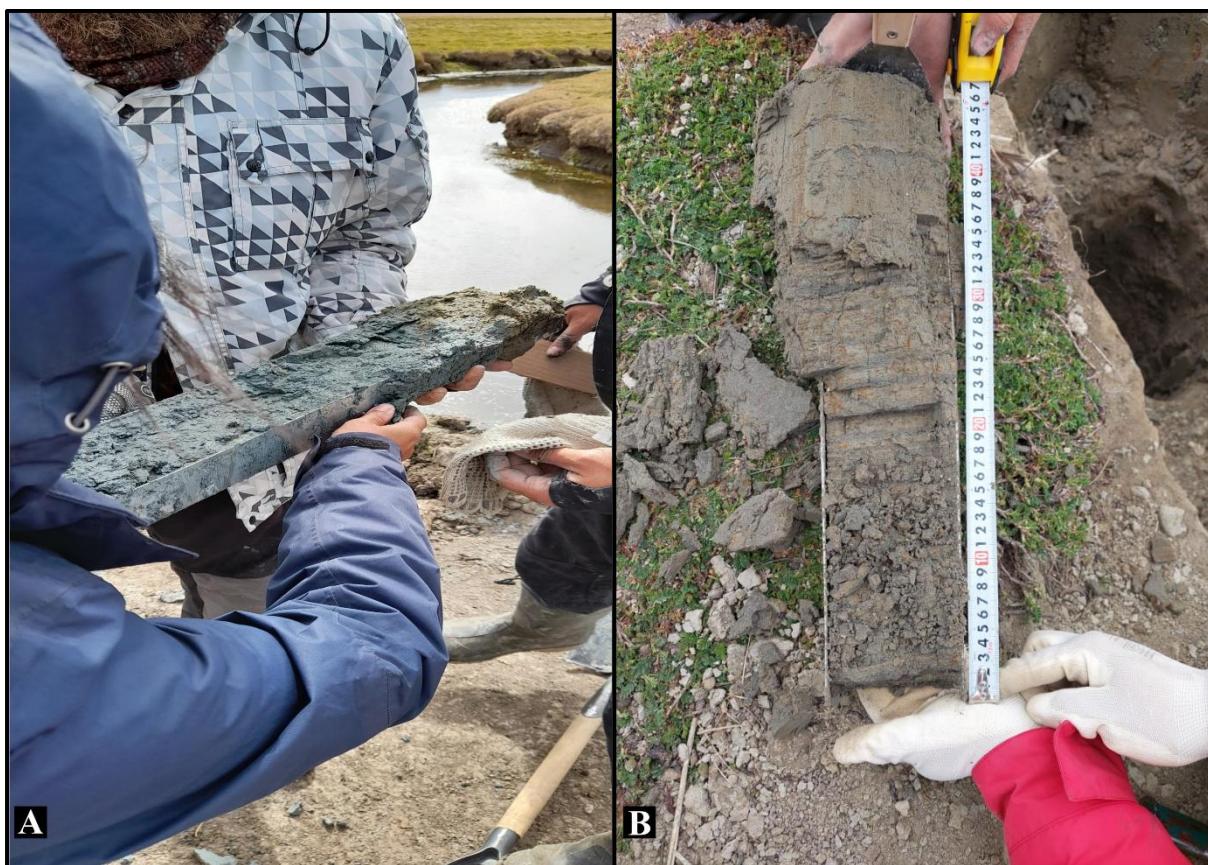


Figura 13. Detalle de muestradores metálicos con tramos sedimentarios de las secciones RSM (A) y AG (B). (Fotos: P. Alli, 2022 y 2023, respectivamente).

3.2 TÉCNICAS DE LABORATORIO

3.2.1 Palinología

El tratamiento físico-químico de las muestras palinológicas se llevó a cabo en el Laboratorio de Geología del CADIC, siguiendo las técnicas de Louwye *et al.* (2004). De cada muestra palinológica se obtuvo una submuestra y se procedió de la siguiente manera:

- ❖ Se pesó entre 8 y 18 g de sedimento, de acuerdo con el tipo de material, en una balanza analítica con precisión de 0,01 g.

- ❖ Las submuestras fueron disgregadas a través de la utilización de un mortero de mármol.
- ❖ Luego se procedió a tamizar el material a través de un tamiz metálico con una malla de 20 µm (0,850 mm: tamaño arena gruesa).
- ❖ Posteriormente, se añadieron dos tabletas de esporas foráneas de *Lycopodium clavatum*. Cada tableta contenía 20.848 esporas (Batch N° 1031, utilizado en la Localidad *Río Fuego*) y 9.666 esporas (Batch N° 3862, utilizado en las Localidades *Río San Martín* y *Arroyo Gamma*). Este procedimiento se llevó a cabo para determinar la concentración de palinomorfos por gramo de sedimento seco, utilizando el método del grano marcador descrito por Stockmarr (1971).
- ❖ Seguidamente las submuestras fueron tratadas con ácido clorhídrico al 19 % (HCl) y ácido fluorhídrico al 40 % (HF) para la eliminación de carbonatos y silicatos, respectivamente. Este procedimiento se realizó bajo campana. Se omitió la oxidación, acetólisis y tratamiento con líquidos pesados ($ZnCl_2$) de las submuestras con el fin de preservar los palinomorfos más frágiles.
- ❖ En primer lugar, se añadió HCl a la submuestra, se agitó para promover la reacción y se dejó reposar para permitir la decantación. Posteriormente, se realizaron 3 lavados con agua destilada.
- ❖ A continuación, se añadió el segundo ácido, HF, y se dejó actuar durante algunas horas (~6 h). Luego, se realizó un trasvase con agua destilada para eliminar los granos de sedimento más gruesos, se dejó decantar y se eliminó el líquido sobrenadante.
- ❖ Se añadió nuevamente HF y se permitió que actuara durante 48 h. Posteriormente, se efectuaron 3 lavados con agua destilada.
- ❖ A continuación, se añadió el último ácido, HCl. Al concluir el ciclo, se realizaron lavados con agua destilada.

- ❖ El residuo posterior al tratamiento con ácidos se filtró a través de una malla de 10 µm para eliminar las partículas más finas.
- ❖ A continuación, se deshidrató el residuo palinológico debido a que el medio de montaje seleccionado es inmiscible en agua. Para ello, se realizaron tres lavados con etanol al 96 % (alcohol medicinal comercial).
- ❖ Finalmente, se prepararon los montajes en portaobjetos de microscopio estándar utilizando acrilato (Trabasil® NR2) para el análisis palinológico tradicional. Para ello, se colocó una gota de Trabasil® NR2 y una gota de residuo palinológico en cada portaobjeto, se mezcló con varillas descartables, se colocó un cubreobjetos sobre la mezcla y se expuso a luz UV durante aproximadamente dos minutos para fijar el preparado (Noetinger *et al.*, 2017).
- ❖ Los residuos palinológicos remanentes fueron transferidos a tubos rotulados de 5 ml y se preservaron con alcohol. Los preparados están archivados en el laboratorio de Geomorfología y Cuaternario de CADIC bajo las denominaciones RF 2019 (Localidad *Río Fuego*), RSM 2022 (Localidad *Río San Martín*) y AG 2023 (Localidad *Arroyo Gamma*).

3.2.2 Fechados radiocarbónicos

La cronología de las secciones sedimentarias se determinó a partir de muestras de materia orgánica correspondientes a las localidades *Río Fuego* y *Arroyo Gamma*. En el caso de *Río Fuego*, se efectuaron cuatro fechados, tres fueron realizados en el laboratorio “*Direct AMS Radiocarbon Dating Service*” en Washington, Estados Unidos, y el cuarto en el Laboratorio de Radiocarbono del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP)

en La Plata, Buenos Aires, Argentina. Para *Arroyo Gamma*, se realizarán dos fechados en este último laboratorio.

Debido al ambiente depositacional determinado más adelante en esta Tesis, los resultados fueron calibrados con la curva del hemisferio sur “*SHCal 20*”, donde cero es el año 1.950 AD (Hogg *et al.*, 2020) utilizando el programa “*CALIB 8.20*” (Stuiver *et al.*, 2021).

3.2.3 Análisis granulométrico

Se llevó a cabo un análisis granulométrico detallado de las 293 muestras correspondientes a las tres secciones sedimentarias en el Laboratorio de Geología del CADIC, utilizando el analizador de tamaño de partículas “*Malvern Mastersizer 2000*”. Este equipo modular emplea tecnología de difracción láser para identificar la distribución de tamaños de partículas en un rango de 0.0001 a 1 mm. Es esencial que las partículas no superen 1 mm antes de ser introducidas en el sistema. Para lograr esto, cada muestra se desagregó mecánicamente con mortero y pilón, y luego se tamizó con una malla n°18 ASTM. Finalmente, el material que pasó por este tamiz se introdujo en el equipo para determinar el tamaño de las partículas.

3.2.4 Contenido de Materia Orgánica Total

Se analizó el contenido de materia orgánica total (COT) de la totalidad de las muestras correspondientes a las tres secciones sedimentarias estudiadas en esta Tesis, en el Laboratorio de Geología del CADIC. De acuerdo con Heiri *et al.* (2001), la técnica aplicada consiste en la pérdida secuencial por ignición o “*Loss on Ignition*” (LOI) y es un método común y ampliamente utilizado para cuantificar directamente el COT en los sedimentos. Se

trata de determinar el porcentaje en peso de materia orgánica mediante la pérdida de peso de una muestra de suelo expuesta a temperaturas elevadas en un horno mufla. El proceso consiste en deshidratar las muestras de sedimento en el horno a aproximadamente 105 °C durante 24 h, seguido de un enfriamiento a temperatura ambiente. Posteriormente, la materia orgánica presente en las muestras se oxida hasta convertirse en ceniza y dióxido de carbono (CO₂) a unos 550 °C durante *ca.* 4 h. La pérdida de peso durante estas reacciones se calcula utilizando la siguiente ecuación:

$$\% \text{ LOI}_{550} = [(PS_{105} - PS_{550}) / PS_{105}] \times 100$$

Donde LOI₅₅₀ representa LOI a 550 °C (%), PS₁₀₅ representa el peso seco de la muestra antes de la combustión y PS₅₅₀ el peso seco de la muestra después de calentar a 550 °C (ambos pesos son expresados en g).

3.2.5 Tefrocronología

En las tres secciones sedimentarias se reconocieron capas de tefra, cuyo tratamiento y análisis, a cargo de la Geól. Silvana Rodríguez, se llevó a cabo en el laboratorio de Geomorfología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB). Para ello, en primer lugar, se eliminaron trazas de materia orgánica, óxidos e hidróxidos de Fe y cualquier otro rastro de suciedad mediante un lavador ultrasónico con control de cavitación y esgacificación. La determinación del tamaño de grano se realizó por tamizado en seco utilizando tamices mecánicos (> 500 µm, 500-250 µm, 250-125 µm, 125-63 µm, 226 < 63 µm). La morfología y los colores de la fracción vítreas, las texturas y el grado de vesiculación de las partículas de vidrio volcánico se caracterizaron bajo un microscopio estereoscópico

MOTIC SMZ-168. Para una caracterización detallada, las partículas de vidrio volcánico individuales también se montaron en un microscopio electrónico de barrido (SEM) Zeiss Sigma VP300-Gemini 1 en el Laboratorio de Servicios de Microscopía de Aluar Aluminio Argentino S.A.I.C. (condiciones de operación: voltaje de aceleración de 20 kV, tiempo de conteo en vivo de 50 s, ventanas de escaneo de 5 x 5 μm ; Figura 14). Los resultados geoquímicos se representaron como diagrama de álcalis totales vs sílice (TAS) (Le Bas *et al.*, 1986), FeO vs CaO y FeO vs K₂O utilizando el programa “GeoChemical Data toolkit” (GCDKit 4.1), que permitió clasificar la tefra volcánica. Los valores de óxido se recalcularon al 100 % sobre una base libre de volátiles.

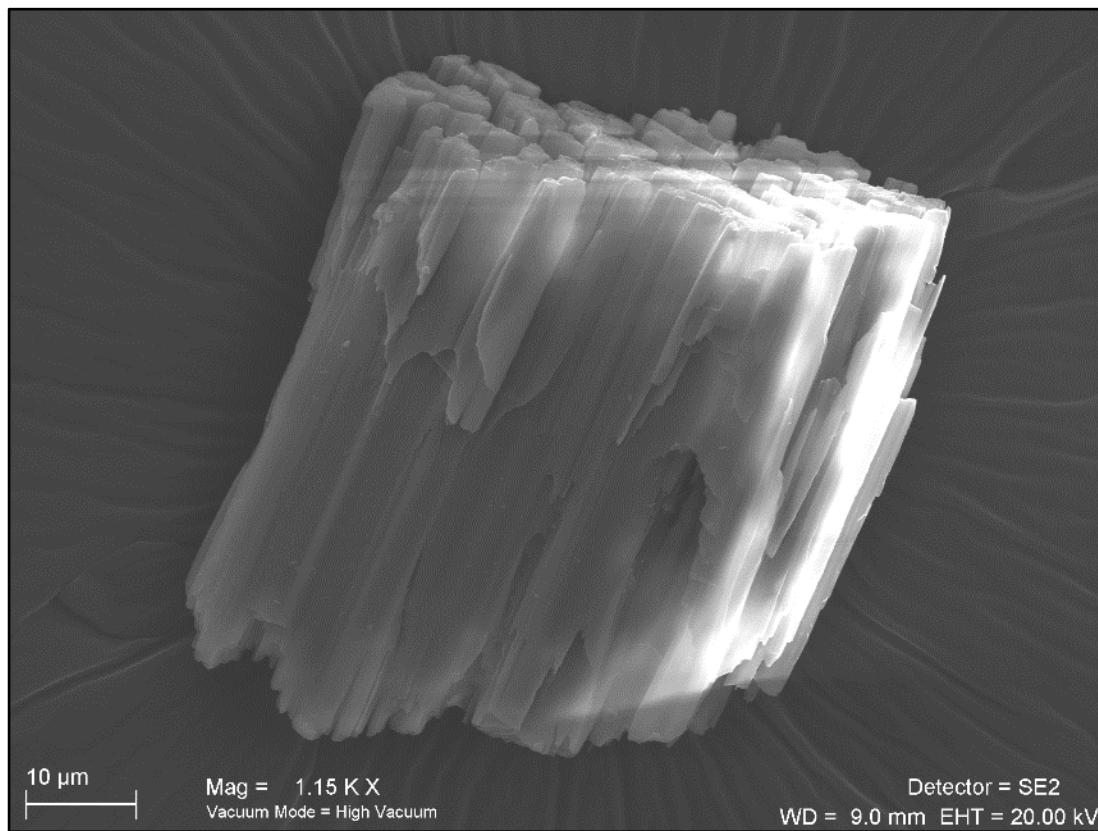


Figura 14. Imagen SEM de un fragmento de vidrio volcánico pumíceo de la sección sedimentaria AG (Foto: S. Rodríguez).

3.3 TAREAS DE GABINETE

3.3.1 Mapeo geomorfológico

Para identificar y mapear las principales unidades geomorfológicas se utilizaron imágenes satelitales de “*Google Earth®*” y modelos digitales de elevación (ALOS PALSAR, 2011; resolución espacial de 12,5 m) e información previa detallada en los trabajos de Codignotto (1990); Vilas *et al.* (2000); Bujalesky *et al.* (2001); Olivero *et al.* (2004); Bujalesky (2007); Montes (2015) entre otros. Las mismas fueron validadas “*in situ*” durante el trabajo de campo. Para el análisis y la representación cartográfica se utilizó el programa “*Quantum GIS® 3.36.2*”.

3.3.2 Análisis palinológico en microscopio óptico

Se incluyen los análisis realizados sobre los palinomorfos, que comprenden el estudio sistemático, la determinación de grupos supragenéricos, los recuentos palinológicos, las sumas polínicas, así como las frecuencias relativas y absolutas.

3.3.2.1 Estudio sistemático

Los preparados palinológicos fueron estudiados bajo microscopio óptico de luz transmitida “*BestScope T2000*” con magnificación de 400x para los recuentos palinológicos y de 1000x, para la determinación sistemática sobre la base de características morfológicas y

morfométricas de esporomorfos y palinomorfos acuáticos. Dicho microscopio se encuentra en la sala de microscopía del área de Ciencias de la Tierra del CADIC. Para la toma de coordenadas de los ejemplares estudiados se empleó la reglilla “*England Finder*”.

Por otro lado, las fotografías de los palinomorfos se obtuvieron mediante la cámara “*Leica DFC450C*” incorporada al microscopio “*Leica DM2500*”, que se encuentra en la sala de microscopía del área de biología del CADIC.

Los palinomorfos identificados fueron agrupados en: *Árboles, Hierbas y Arbustos, Hidrófitas, Esporas, Algas dulceacuícolas, Dinoquistes, Acritarcos y Zoomorfos*. Para su identificación se utilizó bibliografía especializada: Heusser (1971), Markgraf y D' Antoni (1978), van Der Wiel (1982), van Geel *et al.* (1996), Rochon *et al.* (1999), van Geel (2001), Head *et al.* (2001, 2005), Marret y Zonneveld (2003), Fensome y Williams (2004), Roncaglia (2004), van Geel y Aptroot (2006), Punt *et al.* (2007), Fensome *et al.* (2008), Candel *et al.* (2012), Candel y Borromei (2013), Zonneveld *et al.* (2013), Zonneveld y Pospelova (2015), entre otros. La nomenclatura taxonómica de los quistes de dinoflagelados utilizada en este trabajo se corresponde con la empleada en Rochon *et al.* (1999), Zonneveld *et al.* (2013) y Zonneveld y Pospelova (2015).

De acuerdo con Heusser (1998), *Nothofagus betuloides*, *Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antarctica* fueron incluidos dentro del grupo taxonómico *Nothofagus* tipo *dombeyi* dado que los granos de polen presentan una morfología similar que impide su diferenciación.

Los ejemplares de *Brigantedinium simplex* (Wall, 1965) y *Brigantedinium cariacoense* (Wall, 1967), se agruparon bajo el nombre de *Brigantedinium* spp. cuando el arqueopilo no pudo observarse claramente debido a la orientación de los especímenes y/o debido a la pobre preservación del material. A los dinoquistes de pared pigmentada, marrones, e indeterminados se los agrupó como “*round brown*” indet. Por otro lado,

Spiniferites mirabilis y *Spiniferites ramosus* fueron agrupados en *Spiniferites* sp. cuando los procesos o el cuerpo central no pudieron observarse o medirse con claridad. *Spiniferites* spp. agrupa aquellos especímenes que muestran una afinidad con este género y cuya pobre preservación en general, impidió su correcta identificación. De la misma manera, quistes de *Operculodinium centrocarpum* fueron agrupados en *Operculodinium* sp. cuando los procesos no pudieron distinguirse y/o medirse con claridad y en *Operculodinium* spp. cuando la preservación general de los especímenes fue muy pobre.

3.3.2.2 Recuentos palinológicos

Los recuentos palinológicos consisten en determinar el número de individuos de cada taxón identificado. Para ello, se examina el preparado palinológico de manera sistemática, recorriéndolo regularmente desde un margen hasta el otro con un aumento de 400x. Los recuentos se realizaron sobre un mínimo de 200 granos de polen. Los preparados fueron examinados en su totalidad para garantizar la presencia de los taxa menos representados. No obstante, en las tres localidades, algunas muestras resultaron estériles o con un contenido palinológico muy bajo.

3.3.2.3 Frecuencias relativas y absolutas

La estimación de las frecuencias relativas (%) de polen de árboles, hierbas y arbustos e hidrófitas, se calcularon sobre el total de polen contado. Las frecuencias relativas (%) de esporas fueron calculadas separadamente sobre el total de polen y esporas contados. La estimación de las frecuencias relativas (%) de las algas dulceacuícolas se calculó sobre el

total de polen y algas dulceacuícolas contadas. La estimación de las frecuencias relativas (%) de acritarcos, dinoquistes y zoomorfos se calculó sobre el total de palinomorfos contados.

La concentración palinológica se define como el número de ejemplares de palinomorfos por unidad de volumen o masa de sedimento seco o húmedo. Se expresa en palinomorfos/gramo o palinomorfos/cm³ (Birks y Birks, 1980). Además, las Frecuencias Polínicas Absolutas son de gran utilidad, ya que permiten considerar cada taxa de forma independiente, a diferencia de los cálculos porcentuales.

Los cálculos de porcentajes y concentración de palinomorfos, los diagramas y el análisis de agrupamiento se realizaron con el programa “*TGView 2.6.1*” (Grimm, 2019). La zonación de los perfiles fue realizada mediante “*Cluster Analysis*” (CA) “*Constrained single-link*” (Birks y Gordon, 1985), utilizando como coeficiente de disimilitud la distancia de Edwards y Cavalli-Sforza (Overperck *et al.*, 1985; Prentice, 1986). Este método impone a las muestras la restricción de mantener el orden secuencial, que en este caso corresponde al orden temporal. El análisis calcula la similitud entre todos los pares de muestras en función de su composición palinológica para luego agruparlas con muestras adyacentes, utilizando los desvíos de la suma de cuadrados como medida de variabilidad total de la secuencia (Stutz, 2000). Para distinguir las zonas palinológicas (en adelante, ZP), se aplicó la transformación de raíz cuadrada de distancia (CONISS). Solo se seleccionaron aquellos taxones con porcentajes $\geq 2\%$, después de recalcular las sumas y porcentajes.

3.3.2.4 Estado de preservación de los palinomorfos

Los palinomorfos se pueden agrupar en dos categorías: determinables e indeterminables. Los determinables son aquellos palinomorfos cuyas características morfológicas son visibles y pueden asignarse a un determinado taxa; mientras que la segunda

categoría incluye aquellos palinomorfos cuyos rasgos morfológicos no son reconocibles impidiendo su correcta asignación. Esto puede deberse al deterioro de la pared de los palinomorfos, a una inadecuada orientación o a estar cubiertos por restos orgánicos o cristales remanentes en el residuo palinológico. El estado de conservación de los palinomorfos cuaternarios es de gran utilidad para inferir las condiciones ambientales de deposición del pasado. De acuerdo con Delcourt y Delcourt (1980), se reconocen cuatro tipos de deterioro y los procesos responsables de los mismos:

- ❖ Corrosión, ocurre cuando la exina se presenta perforada por oxidación bioquímica vinculada a la actividad de bacterias y hongos. Asimismo, Elsik (1966) menciona tres tipos distintos de patrones de corrosión en palinomorfos (perforaciones circulares a ligeramente irregulares en la pared de los palinomorfos; arreglos en roseta y ramificaciones en cada extremo; y ramificaciones irregulares acanaladas).
- ❖ Degradación, se da cuando la exina se encuentra adelgazada, con fusión de las características esculturales o estructurales formando las capas de la pared, esto es consecuencia de la oxidación química en ambientes aéreos/subaéreos.
- ❖ Daño mecánico, sucede cuando los palinomorfos y la materia orgánica presentan roturas/plegamientos debido al transporte físico, compactación sin- y postdepositacional dentro de los sedimentos.
- ❖ Cristalización de pirita (Py), cuando los palinomorfos y la materia orgánica presentan cristales o moldes de pirita (Fe_2S), causado por diagénesis con precipitación de minerales autigénicos. Marcial *et al.* (2023) menciona que las estructuras framboidales de Py han sido definidas por distintos autores basándose en su morfología y tamaño. El primer uso conocido del término framboidal se atribuye a Rust (1935) que deriva del francés “*framboise*” (framboesa), lo que refleja la apariencia de la estructura bajo microscopio. El término framboidal se utiliza para

describir un conjunto de pequeños cristales de pirita esférico o subesférico micrométricos a submicrométricos densamente empaquetado. Aunque los framboides de Py se han registrado en distintos ambientes, su entorno más representativo es el de sedimentos marinos ricos en materia orgánica. La distribución del tamaño de los framboides en estos sedimentos proporciona información valiosa sobre los niveles de oxigenación del ambiente en el que se formaron. Estos framboides son especialmente útiles como indicadores de condiciones redox, ya que no se ven afectados por procesos diagenéticos ni por sobrecrecimiento.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 3

- ALOS PALSAR, 2011. ALPSRP271186080
JAXA/ METI.
<https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>
- Birks, H.J., Birks, H.H., 1980. Quaternary Palaeoecology. Arnold (Publishers) Limited, London, 289 pp.
- Birks, H.J., Gordon, A.D., 1985. Numerical methods in Quaternary pollen analysis. Academic Press Inc (London) Ltd. 313 pp.
- Bujalesky, G., 2007. Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Acta Geológica* 5 (4), 337-362.
- Bujalesky, G., Coronato, A., Isla F., 2001. Ambientes glacifluviales y litorales cuaternarios de la región del Río Chico, Tierra del Fuego., Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 56 (1), 73-90.
- Candel, M.S., Borromei, A.M., 2013. Caracterización taxonómica y paleoecológica de la ingresión del Holoceno en el Canal de Beagle, Tierra del Fuego, en base a las asociaciones de dinoquistes y otros palinomorfos acuáticos. *Rev. Bras. Paleontol.* 16 (2), 245-262.
- Candel, M.S., Radi, T., de Vernal, A., Bujalesky, G., 2012. Distribution of dinoflagellate cysts and other aquatic palynomorphs in surface sediments from the Beagle Channel, southern Argentina. *Mar. Micropaleontol.* 96-97, 1-12.
- Codignotto, J.O., 1990. Evolución en el Cuaternario del sector de Costa y Plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y punta María, Tierra del Fuego. *Revista Rev. Asoc. Geol. Argent.* Tomo XLV (1-2).
- Delcourt, P.A., Delcourt, H.R., 1980. Pollen preservation and Quaternary environmental history in the southeastern United States. *Palynology* 4: 215-231.
- Elsik, W.C., 1966. Biologic degradation of fossil pollen grains and spores. *Micropaleontology* vol. 12, n° 4, 515-518. pl. 1, October 1966.
- Fensome, R.A., Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2004 edition. AASP Contributions Series Number 42.
- Fensome, R.A., Crux, J.A., Gard, I.G., MacRae, A., Williams, G.L., Thomas, F.C., Fiorini, F., Wach, G., 2008. The last 100 million years on the Scotian Margin, offshore eastern Canada: an event-stratigraphic scheme emphasizing biostratigraphic data. *Atlantic Geology*, 44, pp. 93-126.
- Grimm, E., 2019. TGView 2.6.1 Springfield, Illinois State Museum/ Research and Collection Center.
- Head, M., Harland, R., Matthiessen, J., 2001. Cold marine indicators of the late Quaternary: the new dinoflagellate cyst genus *Islandinium* and related morphotypes. *J Quat Sci.* 16: 621-636.
- Head, M., Seidenkrantz, M., Janczyk-Kopikowa, Z., Marks, L., Gibbard, P., 2005. Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quat. Int.* 130: 3-30.
- Heiri, O., Lotter, A., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* 25, 101–110.
- Heusser, C.J., 1971. Pollen and spores of Chile. Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae. The University of Arizona Press, Tucson. 167 pp
- Heusser, C.J., 1998. Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the

latitude of Canal Beagle (55° S), Argentine Tierra del Fuego. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 141: 277-301.

Hogg, A.G., Heaton, T.J., Hua, Q., Palmer, J.G., Turney, C.S.M., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Boswijk, G., Bronk Ramsey, C., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Wacker, L., 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP. *Radiocarbon* 62. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckheisen, A., Zanettin, B., 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27: 745-750.

Louwye, S., Head, M.J., De Schepper, S., 2004. Palaeoenvironment and dinoflagellate cyst stratigraphy of the Pliocene in northern Belgium at the southern margin of the North Sea Basin. *Geol Mag.* 141 (3), 353–378.

Marcial, E. R., Albaracín, V. H. y Esteban, S. B., 2023. Framboídes de pirita como indicadores de condiciones redox en la Formación Lampazar (Cámbrico superior, Sierra de Cajas, Cordillera Oriental, Argentina). Serie correlación geológica, 39(1), 11-20.

Markgraf, V., D'Antoni, H., 1978. Pollen flora of Argentina. University of Arizona Press, Tucson. 208 pp.

Marret, F., Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 125: 1-200.

Montes, A., 2015. Morfología y evolución de depósitos litorales en la zona del río Chico, Tierra del Fuego. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Argentina.

Munsell, A.H., 1973. Munsell Soil Colour Charts. Kollmorgen Corporation, Baltimore.

Noetinger, S., Pujana, R.R., Burrieza, A., Burrieza, H.P., 2017. Use of UV-curable acrylate gels as mounting media for

paleopalynological samples. *Rev. del Mus. Argentino Ciencias Nat. N.S.* 19, 19–23.

Olivero, E.B., Malumián, N., Martinioni, D.R., 2004. Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla. de los Estados; Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur; República Argentina (escala 1:500.000). SEGEMAR, Bs. As.

Overpeck, J.T., Webb, T., Prentice, I.C., 1985. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and methods of modern analogs. *Quat. Res.*: 87-108.

Prentice, I.C., 1986. Multivariate methods of data analysis. En: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohidrology*. B. E. Berglund (Ed.), Wiley, Chichester: 799-816.

Punt, W., Hoen, P.P., Blackmore, S., Nilsson, S., Le Thomas, A., 2007. Glossary of pollen and spore terminology. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 143: 1–81.

Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.L., Matthiessen, J., Head, M.J., 1999. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. American Association of Stratigraph Palynologists, Contribution Series Nº 35, 152 pp.

Roncaglia L., 2004. New acritarch species from Holocene sediments in central West Greenland Grana, 43 (2004), pp. 81-88.

Rust, G. W., 1935. Colloidal Primary Copper Ores at Cornwall Mines, Southeastern Missouri. *J. Geol.* 43(4): 398 - 426.

Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 615-621.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2021. 8.2 [WWW program] at CALIB. <http://calib.org>.

Stutz, S., 2000. Historia de la vegetación del Litoral Bonaerense durante el último ciclo transgresivo-regresivo del Holoceno. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío,
en base al análisis palinológico

Naturales Universidad Nacional de la Plata.
128 pp.

Van der Wiel, A.M., 1982. Sea-Level Change and Water-Level Movements in The Netherlands During the Holocene. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 138 pp.

van Geel, B., 2001. Non-pollen palynomorphs. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M.(Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments 3, 99–119. Kluwer, Dordrecht.

van Geel, B., Aptroot, A., 2006. Fossil ascomycetes in Quaternary deposits. *Nova Hedwigia*, 82(3), 313-330.

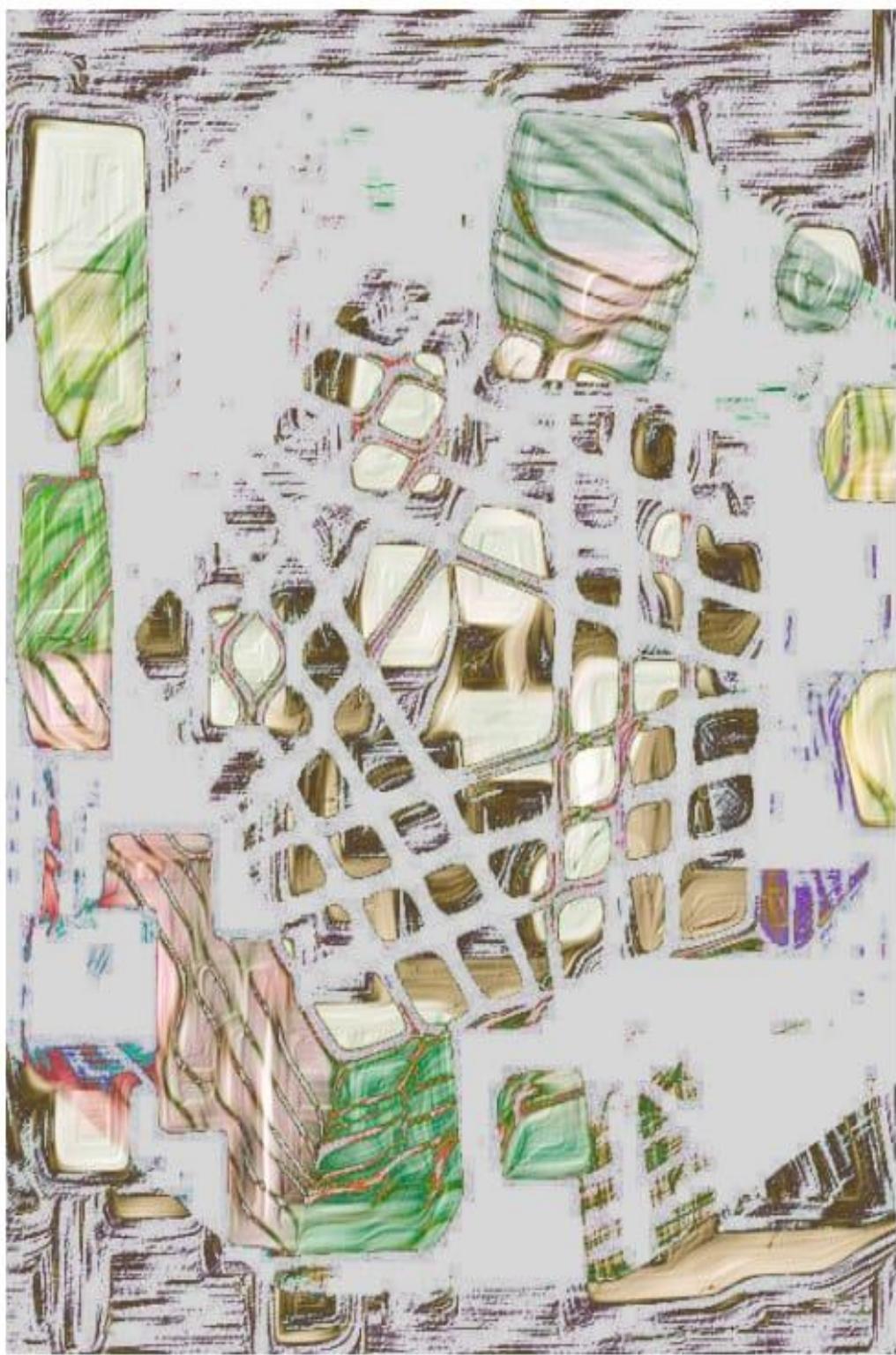
van Geel, B., Odgaard, B. V., Ralska-Jasiewiczowa, M., 1996. Cyanobacteria as indicators of phosphate-eutrophication of lakes and pools in the past. *PACT* 50: 399–415.

Vilas,F., Arche, A., Ferrero, M., Isla, F., 2000. Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Mar. Geol.* 160, 301–32.

Zonneveld, K. A., Pospelova, V., 2015. A determination key for mode dinoflagellate cysts. *Palynology*, 39(3), 387-409.

Zonneveld, K.A., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., Esper, O., Sven, F., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kielt, J., Kim, S., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.-H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsouka, K., Matthiessen, J., Mildenthal, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi ,Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young M., 2013. Atlas of modern 187 dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 191: 1-197.

Capítulo 4



4. SISTEMÁTICA Y ECOLOGÍA

En este capítulo se presentan las descripciones sistemáticas y la ecología de los quistes de dinoflagelados, junto con otros palinomorfos acuáticos de pared orgánica identificados en las secciones sedimentarias del litoral atlántico fueguino. La Tabla 7 muestra los dinoquistes marinos registrados en los perfiles estudiados, junto con sus rangos de temperatura, salinidad y características ambientales. En la Tabla 8 se incluye un listado taxonómico de los dinoquistes marinos y otros palinomorfos acuáticos de pared orgánica identificados en esta Tesis.

4.1 QUISTES DE DINOFLAGELADOS DE PARED ORGÁNICA

División *Dinoflagellata* (Bütschli, 1885) Fensome *et al.* (1993)

Subdivisión *Dinokaryota* Fensome *et al.* (1993)

Clase *Dinophyceae* Pascher (1914)

Subclase *Peridiniphycidae* Fensome *et al.* (1993)

Orden *Peridiniales* Haeckel (1894)

Suborden *Peridinineaee* (autonomía)

Familia *Protoperidiniaceae* Balech (1988)

Subfamilia *Protoperidinioidae* Balech (1988)

Género ***Brigantedinium*** (Reid, 1977) ex Lentín y William (1993)

Especie tipo: *Brigantedinium simplex* (Wall, 1965) ex Lentín y Williams (1993)

Brigantedinium simplex (Wall, 1965) ex Lentín y Williams (1993)

Lámina 1 (Figura A)

Principal material estudiado: RF 2019-M4: V 43/2.

Descripción: quiste esférico de pared lisa y pigmentada de color marrón. Se observa el arqueopilo (placa intercalar 2a) de forma hexagonal asimétrica con una altura y una anchura aproximadamente iguales.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 58 µm (largo) y 50 µm (ancho) (1 ejemplar medido).

Ecología: *B. simplex* habita principalmente en el ambiente nerítico interno y está vinculado tanto a zonas costeras como marinas, predominando en climas templados (Ellegaard *et al.*, 2002). Es poco abundante en profundidades superiores a los 3.000 m y se asocia a bajas salinidades. En las regiones biogeográficas árticas y frías, presenta una mayor presencia (Edwards y Andrle, 1992), especialmente en áreas con altos niveles de nutrientes, cercanas o en zonas de surgencia (Morzadec-Kerfourn, 1992).

Otros registros en Argentina: *B. simplex* fue documentado sobre la plataforma continental de la provincia de Buenos Aires por Vilanova *et al.* (2008). Fue registrado también en sedimentos marinos modernos y fósiles del Canal Beagle, Tierra del Fuego (Candel *et al.*, 2009, 2012, 2017, 2018; Candel y Borromei, 2013). Además, se han identificado en muestras superficiales del estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires (Franco Arias, 2018) y en sedimentos marinos del Golfo San Jorge, Chubut-Santa Cruz (Faye *et al.*, 2018, 2023).

Género *Selenopemphix* (Benedek, 1972) *emend.* Head (1993)

Especie tipo: *Selenopemphix nephroides* (Benedek, 1972) *emend.* Benedeck y Sarjeant (1981).

cf. *Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka (1985)

Principal material estudiado: RF 2019-M19b: W45/3-X45/1.

Descripción: quiste de color marrón, proximocorado con compresión polar y de contorno subcircular a reniforme. Posee una pared lisa, microescabrada, ornamentada con numerosos procesos. Dichos procesos son sólidos, largos, rígidos y lisos, con terminaciones agudas y, en algunos casos, truncadas. La base de los procesos son circulares, huecas y expandidas, con un

diámetro de aproximadamente 4 μm . Están homogéneamente distribuidos, excepto en el sulco donde están ausentes. El arqueopilo no ha sido identificado.

Dimensiones: el diámetro del cuerpo del quiste: 35 μm ; la longitud de los procesos: 10 μm (1 ejemplar medido).

Observaciones: Este ejemplar se compara y no se asignan a *S. quanta* debido a que este último registra un diámetro mayor del cuerpo central (entre 40 y 83 μm ; Rochon *et al.*, 1999).

Ecología: *S. quanta*, presenta una distribución que va desde zonas polares hasta ecuatoriales, predominando en entornos eutróficos, como en columnas de descarga, sistemas frontales y en áreas de “*upwelling*” o surgencia como las reportadas por Dale y Fjellså (1994), en el Mar Arábigo, Benguela y Perú. Además, puede encontrarse tanto en sitios costeros como en marinos, donde las aguas superficiales varían entre completamente marinas y con salinidades reducidas, ya sea de manera estacional o permanente. Las mayores abundancias relativas se registran en regiones mesotróficas a eutróficas, con aguas de fondo que varían de anóxicas a óxicas (Zonneveld *et al.*, 2013). De acuerdo a lo mencionado por de Vernal *et al.* (1998) y Radi y de Vernal (2008), en los sedimentos del Atlántico Norte, la abundancia relativa de esta especie presenta una correlación negativa con la duración estacional de la capa de hielo, aunque se encuentra en sitios donde dicha capa puede persistir hasta 11 meses al año. *S. quanta* se distribuye en un amplio rango de temperatura, salinidad y nutrientes, con temperaturas que oscilan entre -2,1 °C en invierno y 29,6 °C en verano; salinidades que varían de 16,9 UPS en primavera a 36,7 UPS en verano; concentraciones de fosfato entre 0,1 y 1,1 μM y de nitrato entre 0 y 13,3 μM (Marret y Zonneveld, 2003; Zonneveld *et al.*, 2013). Asimismo, y de acuerdo con Rochon *et al.* (1999) y de Vernal *et al.* (2001) esta especie muestra una mayor adaptabilidad a temperaturas que varían entre 8 y 14°C y salinidades entre 23 y 31 UPS.

Otros registros en Argentina: se han encontrado en sedimentos marinos modernos y fósiles del Canal Beagle, Tierra del Fuego (Candel *et al.*, 2009, 2012, 2017, 2018). Además, fue registrado sobre la plataforma continental de la provincia de Buenos Aires (Vilanova *et al.*, 2008). En sedimentos fósiles y superficiales de la Localidad El Rincón, Río Negro (Franco Arias, 2018).

Género *Trinovantedinium* (Reid, 1977) *emend.* De Verteuil y Norris (1992)

Especie tipo: *Trinovantedinium capitatum* Reid (1977)

cf. *Trinovantedinium applanatum* (Bradford, 1977) Bujak y Davies (1983)

Lámina 1 (Figura B)

Principal material estudiado: RF 2019-M9: P58.

Descripción: quiste de contorno pentagonal, comprimido dorsoventralmente. La pared es hialina, está ornamentada con procesos cortos de puntas acuminadas y distribución intratabular. El cíngulo está sutilmente definido por la alineación de procesos. Los cuernos antapicales son cortos y redondeados. El arqueopilo no ha sido observado.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 38 μm (ancho) y 54 μm (alto); longitud de los procesos: 3-4 μm (1 ejemplar medido).

Observaciones: se compara y no se asigna a *T. applanatum* dado que el ancho y el alto del cuerpo y la longitud de los procesos son menores a los mencionados por Rochon *et al.* (1999) y Marret y Zonneveld (2003).

Ecología: *T. applanatum* puede considerarse una especie cosmopolita. Se ha encontrado en sedimentos ubicados en las latitudes septentrionales al norte del Frente Subtropical Antártico, cerca de los 45°S, abarcando un amplio rango de temperaturas, salinidades y concentraciones de fosfatos y nitratos. Las mayores concentraciones se han observado en áreas afectadas por

descargas fluviales, como las del Río Amazonas, y en cuerpos de agua con una marcada estratificación (Marret y Zonneveld, 2003). *T. applanatum* es un componente común en las asociaciones de dinoquistes de ambientes costeros y océanos abiertos en los hemisferios norte y sur, incluidos aquellos entornos altamente inestables, caracterizados por variaciones mensuales significativas de temperatura y salinidad (Rochon *et al.*, 1999; Marret y Zonneveld, 2003 y referencias allí citadas). De acuerdo con Marret y Zonneveld (2003), esta especie muestra una notable tolerancia a amplias fluctuaciones de temperatura, que van desde 29,6 °C en verano hasta -0,9 °C en invierno, como indican de Vernal *et al.* (1998) es capaz de tolerar hasta 8 meses de cobertura de hielo en el hemisferio norte. En términos de salinidad, se ha registrado en ambientes salobres a completamente marinos con salinidades entre 24,3 y 36,7 UPS (en invierno y verano respectivamente). Las concentraciones de fosfato oscilan entre 0,1 y 0,8 µM mientras que las de nitrato varían entre 0 y 7,8 µM (Marret y Zonneveld, 2003).

Otros registros en Argentina: en sedimentos marinos del Canal Beagle, Tierra del Fuego (Candel, 2010; Candel *et al.*, 2012, 2017, 2018) y en sedimentos marinos del Golfo San Jorge, Chubut-Santa Cruz (Faye *et al.*, 2018).

Género *Votadinium* (Reid, 1977)

Especie tipo: *Votadinium calvum* Reid (1977)
cf. *Votadinium spinosum* (Reid, 1977)

Principal material estudiado: RF 2019-M14: W26/3.

Descripción: quiste de color marrón, pentagonal comprimido dorsoventralmente. La pared es delgada y la superficie tiene abundantes espinas rígidas, sólidas y acuminadas. Los cuernos antapicales redondeados, mientras que el cuerno apical no se observa con claridad.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 65 µm (ancho) y 56 µm (largo); longitud de las espinas: 3 µm (1 ejemplar medido).

Observaciones: cf. *Votadinium spinosum* difiere del espécimen *V. spinosum* por presentar dimensiones mayores del cuerpo central (ancho 54-63 µm, largo 49-54 µm; Marret y Zonneveld, 2003).

Ecología: como se menciona en Marret y Zonneveld (2003), esta especie ha sido encontrada en ambientes completamente marinos del noroeste de África, alrededor de Japón y en el sudoeste del Pacífico. Las mayores abundancias, hasta el 18 %, se dan en el Mar de China Oriental. *V. spinosum* no se observa en regiones donde las condiciones hipersalinas ocurren durante todo el año. Es abundante en entornos mesotróficos y eutróficos con mayores abundancias relativas en entornos eutróficos. Este taxón tolera temperaturas de entre 0,7-29,4 °C (en invierno y verano respectivamente) y solo ha sido encontrado en áreas con salinidades superiores a 31,7 UPS durante todo el año. Los rangos de fosfatos varían entre 0,09 y 1,62 µM y de nitrato 0,3 y 18,4 µM (Zonneveld *et al.*, 2013).

Otros registros en Argentina: *V. spinosum* fue registrado en sedimentos modernos y en secciones marinas holocenas de la costa norte del Canal Beagle, Tierra del Fuego (Candel *et al.*, 2011, 2012, 2017, 2018). En Planicies-marismas de canal de marea del estuario medio de Bahía Blanca, Buenos Aires (Franco Arias, 2018). Además, fue documentado sobre la plataforma continental de la provincia de Buenos Aires (Vilanova *et al.*, 2008).

Orden *Gonyaulacales* Taylor (1980)

Suborden *Gonyaulacineae* (autonimia)

Familia *Gonyaulacaceae* Lindemann (1928)

Subfamilia *Criboperidinoideae* Fensome *et al.* (1993)

Género *Operculodinium* Wall, 1967 *emend.* Matsuoka *et al.* (1997)

Especie tipo: *Operculodinium centrocarpum* Deflandre y Cookson (1955) *sensu* Wall (1967)

Operculodinium centrocarpum Deflandre y Cookson (1955) *sensu* Wall (1967)

Lámina 1 (Figura C)

Principal material estudiado: RF 2019-M1: K51; RF 2019-M4: W53/4; RF 2019- M12a: G38; RF 2019- M14: U15; RF 2019-M21:W8/1; RF 2019-M19c: R57; RF 2019-M21c: S50/1; RF 2019-M22: Y20/2; RF 2019-M22: J45/2; RF 2019-M21c: J19; RF 2019- M28:T54/1; RF 2019-M28b: D13; RF 2019-M32: Q48/3; RF 2019-M32: Q43/4; RF 2019- M33: R45/1; RF 2019-M33: O54/4; RF 2019-M38: R 53/4; RF 2019-M53: C39/1.

Descripción: quistes de cuerpo esferoidal, de color marrón muy claro a hialino, con numerosos procesos delgados. La pared es delgada y la superficie es granulada a microgranulada. Los procesos son en general huecos, abiertos distalmente y con bases circulares. Algunos ejemplares presentan los procesos truncados. El arqueopilo no es claramente observado.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 25-(46,11)-60 μm , longitud de los procesos: 3-(8,25)-11 μm (18 ejemplares medidos).

Ecología: *O. centrocarpum* es una especie cosmopolita y se encuentra dentro de una amplia variedad de ambientes desde zonas costeras hasta oceánicas (Marret y Zonneveld, 2003). De acuerdo a lo mencionado por estos autores, este taxón se encuentra dentro de un muy amplio rango de temperaturas (-2,1 y 29,8 °C) y salinidades (16,1 y 36,8 UPS). Las abundancias relativas más altas se han encontrado al norte del Atlántico Norte y en regiones de la Corriente de Benguela (Harland, 1983; Edwards y Andrle, 1992; Rochon *et al.*, 1999). Además, se observan altas abundancias relativas en áreas donde la salinidad disminuye, ya sea por el ingreso de agua de deshielo en verano o por la descarga fluvial e incluso puede estar en sitios donde la temperatura superficial del agua de mar (TSM) es menor a 0 °C a lo largo del todo el año (Zonneveld *et al.*, 2013). En Argentina, se encuentra en los sedimentos de la plataforma continental desde la franja costera hasta el talud (Akselman *et al.*, 2015).

Otros registros en Argentina: *O. centrocarpum* ha sido reportado por Wall *et al.* (1977) en el norte de la plataforma argentina. Grill y Guerstein (1995), Grill y Quattrocchio (1996), Gómez *et al.* (2005), Borel y Gómez (2006) y Vilanova *et al.* (2008) lo documentaron en sedimentos marinos modernos y fósiles de la Provincia de Buenos Aires. Fue registrado en la Estación Permanente de Estudios Ambientales (EPEA) en el Mar Argentino (Akselman, 1999). Franco Arias (2018) registró estos quistes en marismas costeras del estuario medio de Bahía Blanca y planicies-marismas de canales de marea del estuario medio de Bahía Blanca, Buenos Aires y en sedimentos plataforma media de El Rincón, Río Negro. Borromei y Quattrocchio (2001, 2007), Grill *et al.* (2002) y Candel *et al.* (2009, 2011, 2012, 2017) lo identificaron en el sur de la IGTDF, mientras que Candel *et al.* (2020) lo documentaron en una sección sedimentaria ubicada en la costa atlántica fueguina, al norte de la ciudad de Río Grande, Tierra del Fuego. Asimismo, Faye *et al.* (2018, 2023) lo registraron en sedimentos marinos del Golfo San Jorge, en las provincias de Chubut y Santa Cruz.

***Operculodinium cf. centrocarpum* Deflandre y Cookson (1955) *sensu* Wall (1967)**

Lámina 1 (Figura D)

Principal material estudiado: RF 2019-M11:W32/3; RF 2019-M28: T54/1.

Descripción: quistes de color marrón muy claro a translúcido, con un cuerpo central esférico. La superficie de la pared es microgranulada, y los procesos son numerosos, delgados con terminaciones capitadas, truncadas.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 25-(37,5)-50 μm ; longitud de los procesos: 4-(5)-6 μm (2 ejemplares medidos).

Observaciones: *Operculodinium cf. centrocarpum* se compara con *O. centrocarpum*, pero no se asigna porque los ejemplares medidos presentan medidas fuera de los rangos descriptos en Rochon *et al.* (1999).

***Operculodinium* sp.**

Principal material estudiado: RF 2019-M16b: F57; RF 2019-M21c: Q26/4.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 32-(39,5)-47 µm; longitud de los procesos: 3-(5,5)-8 µm (2 ejemplares medidos).

Observaciones: *Operculodinium centrocarpum* fue agrupado en *Operculodinium* sp. cuando los procesos no pudieron observarse y/o medirse con claridad.

Género *Lingulodinium* (Wall, 1967) emend. Wall y Dale en Wall *et al.* (1973)

Especie tipo: *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre y Cookson, 1955) Wall (1967)

Lingulodinium machaerophorum (Deflandre y Cookson, 1955) Wall (1967)

Lámina 1 (Figura E)

Principal material estudiado: RF 2019-M35: P38/3.

Descripción: quiste de cuerpo esférico y translúcido, con una pared microgranulada. Los procesos tienen la base ancha, son huecos y acuminados.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 65 µm (alto) y 45 µm (ancho); longitud de los procesos: 11-16 µm (1 ejemplar medido).

Ecología: este taxón cosmopolita se encuentra en estuarios y presenta una amplia tolerancia a variaciones de temperatura y profundidad (Ellegaard *et al.*, 2002). Habita en ambientes marinos, costeros, zonas de surgencia, y en aguas templadas cálidas y subtropicales

(Morzadec-Kerfourn, 1992; Kokinos y Anderson, 1995; Kawamura, 2002). *L. machaerophorum* se encuentra relacionado a condiciones altas de salinidad y alta productividad (Zonneveld *et al.*, 2013) en zonas con elevadas concentraciones de nutrientes (Dale *et al.*, 2002). Varios autores, entre ellos, Dale (2009) y Sangiorgi *et al.* (2005), han encontrado que el incremento en la abundancia de *L. machaerophorum* refleja una eutrofización en estuarios profundos con aguas estratificadas o con amplia descarga fluvial. Morzadec-Kerfourn (1992) señala que este taxón es un indicador confiable de la reducción de una transgresión marina. Asimismo, *L. machaerophorum* se encuentra dentro de un muy amplio rango de temperaturas 0 °C en invierno y 29,8 °C verano. En la actualidad, esta especie se halla restringida a sedimentos de regiones donde las temperaturas superficiales del agua en verano superan los 10 °C y en invierno se mantienen por encima de los 0 °C, con un rango de salinidades que varía entre 8,5 y 39,4 UPS en verano y otoño, respectivamente y distribuido en zonas donde los rangos de fosfatos varían entre 0,06-1,1 µM y de nitrato 0,04-12,0 µM (Mertens *et al.*, 2009; Zonneveld *et al.*, 2013).

Otros registros en Argentina: en el Mar Argentino, fue registrada en EPEA por Akselman (1999). Fue documentado por Franco Arias (2018) en el Estuario de Bahía Blanca.

Subfamilia *Gonyaulacoideae* (autonimia)

Género *Spiniferites* Mantell (1850) *emend.* Sarjeant (1970)

Especie tipo: *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Loeblich y Loeblich (1966)

Spiniferites ramosus (Ehrenberg, 1838) Loeblich y Loeblich (1966)

Lámina 1 (Figura F)

Principal material estudiado: RF 2019-M8: W45/1; RF 2019-M18:M53/4; RF 2019-M23:D50; RF 2019-M25: E59; RF 2019-M29: W18/1; RF 2019-M33: J19/3.

Descripción: quistes translúcidos, próximocorados, de pared lisa y cuerpo central subesférico. Los procesos gonales, sólidos y distalmente trifurcados con terminaciones bifurcadas. Crestas parasuturales bajas que se elevan hacia los procesos que conectan. El arqueopilo no se observa.

Dimensiones: longitud del cuerpo central del quiste: 27-(39,7)-50 μm ; longitud de los procesos: 6-(12)-19 μm (6 ejemplares medidos).

Ecología: *S. ramosus* es una especie cosmopolita de acuerdo con Price *et al.* (2013). Se encuentra desde regiones subpolares hasta ecuatoriales, con los frentes polares marcando aproximadamente los límites de su distribución en ambos hemisferios. Las mayores abundancias, que alcanzan hasta el 96 %, se registran cerca de la costa en el Golfo de Alaska, el Mar Amarillo y el Mar de Japón, el Mar de Tasmania, el Océano Índico ecuatorial oriental, el Mar Arábigo y las áreas de afloramiento frente a las costas del noroeste y suroeste de África (Zonneveld *et al.*, 2013). Es considerado una especie de clima templado a tropical, nerítica interna a externa (Harland, 1983; Edwards y Andrle, 1992). El rango de TSM en invierno y primavera varía entre 0 y 29,8 °C, mientras que en verano alcanza los 10,7 °C. Sin embargo, en dos sitios del noroeste del Océano Pacífico, la TSM en invierno desciende hasta -0,8 °C (Zonneveld *et al.*, 2013).

Otros registros en Argentina: *S. ramosus* se reportó en una secuencia holocena costera muestreada en el Canal del Medio, estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires (Borel y Gómez, 2006). Se ha registrado en sedimentos marinos de muestras del Canal Beagle, Tierra del Fuego (Candel, 2010; Candel *et al.*, 2012, 2017). También se registró en sedimentos modernos de El Rincón (Río Negro), el Golfo San Jorge (Chubut-Santa Cruz) y la marisma costera, así como en las planicies y canales de marea del estuario medio de Bahía Blanca, Buenos Aires (Franco Arias, 2018), y en sedimentos marinos del Golfo San Jorge (Faye *et al.*, 2018, 2023).

Spiniferites mirabilis (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970

Lámina 1 (Figura G)

Principal material estudiado: RF 2019-M21:Y52; RF 2019-M21:X40/4; AG 2023-M29:J13/4.

Descripción: quistes de color amarillo pálido a translúcidos con el cuerpo central ovoidal a subesférico. Los procesos son huecos, simples, largos, gonales e intergonales, bifurcados y trifurcados, en algunos se observan terminaciones bífidas.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 60-(61,6)-65 μm (largo) y 40-(45)-50 μm (ancho); longitud de los procesos: 10-(14,6)-18 μm (3 ejemplares medidos).

Ecología: *S. mirabilis* ha sido registrado desde el sur del Frente Subtropical Ártico hasta al norte del Frente Subtropical Antártico cerca de los 45°S. Las abundancias relativas más altas se han encontrado en muestras costeras a lo largo de la costa europea, África occidental y en márgenes costeros de Tasmania/Australia (Marret y Zonneveld, 2003). Se encuentra en ambientes neríticos interno a oceánicos (Harland, 1983), así como en ambientes costeros y zonas de surgencia (Dale *et al.*, 2002). Es abundante a profundidades superiores a 3.600 m (Edwards y Andrle, 1992), especialmente en áreas con salinidad estacionalmente reducida, alta productividad y/o bajo la influencia de aportes fluviales. Este taxón se encuentra en regiones que abarcan ambientes desde oligotróficos hasta eutróficos (Zonneveld *et al.*, 2013). Además, ha sido identificado tanto en aguas templadas cálidas (Head, 1996) como en templadas frías (Edwards y Andrle, 1992). Además, se incluye en el registro de especies halladas en sedimentos del Cuaternario tanto en el Atlántico Norte como en el Mar Mediterráneo (de Vernal *et al.*, 1992). Este taxón se encuentra en un amplio rango de

temperaturas, desde 0,1 °C en invierno hasta 29,1 °C en verano. Además, habita en ambientes completamente marinos con salinidades superiores a 28,5 UPS.

Presentan abundancias relativamente altas en sitios con condiciones de aguas superficiales oligotróficas/mesotróficas, con rangos de fosfatos entre 0,1 y 1,3 µM y de nitrato 0 y 14,4 µM (Marret y Zonneveld, 2003).

Otros registros en Argentina: fue registrado por Franco Arias (2018) en sedimentos modernos de El Rincón (Río Negro), en el Golfo San Jorge (Chubut-Santa Cruz) y en la marisma costera del estuario medio y planicies/marismas del canal mareal del estuario medio de Bahía Blanca (Buenos Aires).

Spiniferites cf. mirabilis

Lámina 1 (Figura H)

Principal material estudiado: RF 2019-M28b: B48.

Descripción: se trata de un quiste próximocorado con el cuerpo central subesférico, translúcido. La superficie de la pared es microgranulada. Los procesos son largos, bifurcados y trifurcados, con terminaciones bíidas.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 70 µm (largo) y 45 µm (ancho); longitud de los procesos: 12-15 µm (1 ejemplar medido).

Observaciones: *Spiniferites cf. mirabilis* se compara y no se asigna a *Spiniferites mirabilis* ya que presenta dimensiones del cuerpo mayores que las descriptas en Rochon *et al.* (1999).

***Spiniferites* sp.**

Principal material estudiado: RF 2019-M4:X21/1; RF 2019-M11:N44; RF 2019-M13:U53/1; RF 2019- M13:N37/4; RF 2019-M21b: J6/2; RF 2019-M21c: Q26/4; RF 2019-M23: Q46/4.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 47-(49,2)-60 μm (largo) y 30-(42,1)-45 μm (ancho); longitud de los procesos: 6-(10,4)-12 μm (7 ejemplares medidos).

Observaciones: *Spiniferites mirabilis* y *Spiniferites ramosus* fueron agrupados en *Spiniferites* sp. cuando los procesos no pudieron observarse y/o medirse con claridad.

***Impagidinium aculeatum* (Wall, 1967) Lentini y Williams (1981)**

Lámina 1 (Figura I)

Principal material estudiado: RF 2019-M21c: Y57/2-Y58/1.

Descripción: quiste proximal pequeño con un cuerpo central ovalado, de color amarillo pálido con una pequeña protuberancia apical. La pared del quiste es microgranulada. No se observa el arqueopilo.

Dimensiones: diámetro del cuerpo del quiste: 38 μm (largo) y 30 μm (ancho); altura de los septos: 5 -13 μm (1 ejemplar medido).

Ecología: *Impagidinium aculeatum* se encuentra entre el frente subtropical ártico y el frente polar antártico. Aunque la especie se observa tanto en sedimentos costeros como en el océano abierto, sus mayores abundancias, de hasta el 80 %, se registran en los océanos centrales subtropicales, tropicales y ecuatoriales. (Zonneveld *et al.*, 2013). Las mayores abundancias

relativas se registran en ambientes oligotróficos. Sin embargo, estudios con trampas de sedimentos han demostrado que la producción de sus quistes aumenta con la disponibilidad creciente de nutrientes y la bioproducción en las aguas superficiales (Zonneveld y Brummer, 2000; Susek *et al.*, 2005; Zonneveld *et al.*, 2010). Esta especie se distribuye en un amplio rango de temperaturas, desde -1,4 °C en invierno hasta 29,6 °C en verano, y se encuentra en sitios con salinidades entre 24,4 y 36,8 UPS, aunque las mayores abundancias relativas ocurren cerca de 36 UPS. Su presencia abarca ambientes con concentraciones de fosfatos de 0,1-1,8 µM y nitratos de 0,02-23,4 µM. Si bien predomina en ambientes oligotróficos, en condiciones eutróficas puede representar hasta el 20 % de la asociación de quistes. (Marret y Zonneveld, 2003).

Otros registros en Argentina: se ha registrado en sedimentos marinos del Golfo San Jorge (Chubut-Santa Cruz; Faye *et al.*, 2023).

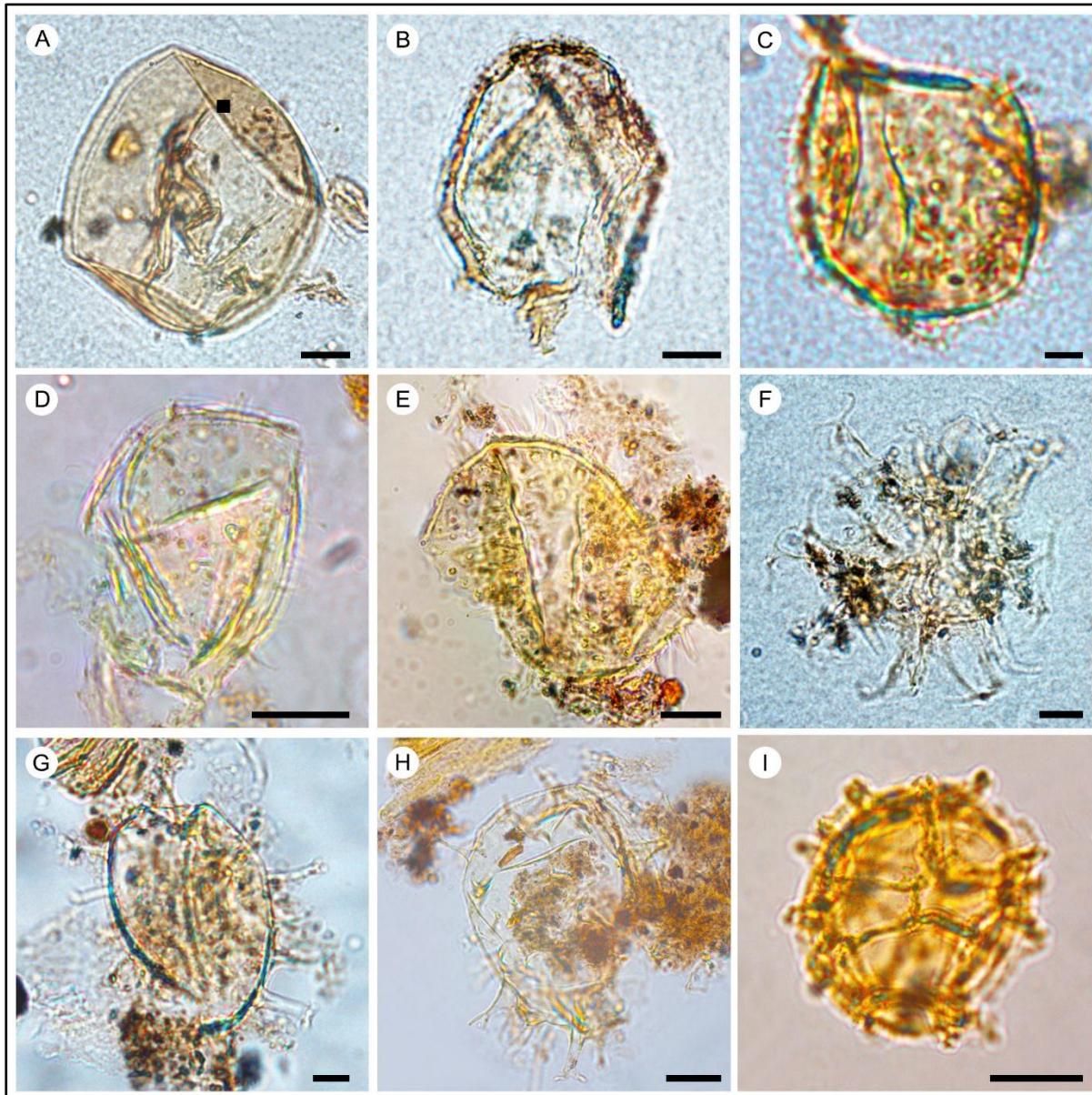


Lámina 1. Dinoquistes marinos. Número de muestra seguido por coordenadas “England Finder”. (A) *Brigantedinium simplex*, RF 2019-M4: V43/2; (B) cf. *Trinovantedinium applanatum*, RF 2019-M9: P58; (C) *Operculodinium centrocarpum*, RF 2019-M12a: G38; (D) *Operculodinium* cf. *centrocarpum*, RF 2019-M11: W32/3; (E) *Lingulodinium machaerophorum*, RF 2019-M35: P38/3; (F) *Spiniferites ramosus*, RF 2019-M8: W45/1; (G) *Spiniferites mirabilis*, RF 2019-M21: Y52; (H) *Spiniferites* cf. *mirabilis*, RF 2019-M28b: B48; (I) *Impagidinium aculeatum*, RF 2019-M21c: Y57/2-Y58/1. Escala 10 µm.

Dinoquistes marinos	Temperatura °C	Salinidad (UPS)	Ambiente
ORDEN PERIDINIALES			
<i>Brigantedinium simplex</i>	9-14	< 30	Asociado a zonas de “ <i>upwelling</i> ” o con disponibilidad de nutrientes. Se hallan en zonas costeras a oceánicas dentro de un amplio rango de temperatura, salinidad y concentraciones de nutrientes ¹ .
<i>Brigantedinium</i> spp.	-2,1-29,6	17-36,8	Ambientes costeros ² , asociados a zonas de descargas fluviales o de “ <i>upwelling</i> ”, en aguas ricas en nutrientes ³ .
<i>Selenopemphix quanta</i>	-2,1-29,6	16,9-36,7	Ambientes costeros ² , con influencia de descargas fluviales o asociados a zonas de “ <i>upwelling</i> ” en aguas ricas en nutrientes. Nerítico interior-exterior, mesotrófico a ambientes eutróficos ^{3,4} .
<i>Trinovantedinium appланatum</i>	-0,9-29,6	24,3-36,7	Las mayores abundancias se han registrado tanto en zonas de descarga fluvial como en masas de agua con una fuerte estratificación ⁵ .
<i>Votadinium spinosum</i>	0,7-29,4	> 31,7	Ambientes completamente marinos, oligotróficos/mesotróficos templados a subtropicales ^{3,5} .
ORDEN GONYAULACALES			
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	-2,1-29,8	16,1-36,8	Zonas costeras hasta oceánicos abiertos ³ . Clima ártico a tropical ⁶ .
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	0-29,8	> 36	Zonas costeras y en regiones cercanas a los márgenes continentales ³ .
<i>Spiniferites ramosus</i>	0-29,8	20-36	Es una especie de clima templado a tropical, ambiente nerítico interno a externo ^{6,7} . Abundante en regiones oligotróficas, con condiciones mesotróficas a eutróficas en zonas de “ <i>upwelling</i> ” ^{5,3} .
<i>Spiniferites mirabilis</i>	-0,8-29,8	> 34,5	En ambientes oligotróficos a eutróficos ³ , nerítico interno a oceánico ⁶ , ambiente costero y zonas de “ <i>upwelling</i> ” ⁸ . Abundante en profundidades mayores a los 3.600 m ⁷ .
<i>Impagidinium aculeatum</i>	-1,6-29,6	> 35	Se encuentra en ambientes oligotróficos, desde costeros hasta oceánicos. El aumento en la producción de quistes está en relación directa con el aumento de la disponibilidad de nutrientes y la bioproducción en las aguas superiores ^{9, 10, 11} .

1. Rochon *et al.* (1999)
2. Pospelova y Kim (2010)
3. Zonneveld *et al.* (2013)
4. Mudie y Harland (1996)
5. Marret y Zonneveld (2003)
6. Harland (1983)
7. Edwards y Andrle (1992)
8. Dale *et al.* (2002)
9. Zonneveld y Brummer (2000)
10. Susek *et al.* (2005)
11. Zonneveld *et al.* (2010)

Tabla 7. Dinoquistes marinos registrados en el litoral atlántico fueguino, rangos de Temperatura (T °C), salinidad (UPS) y características ambientales.

4.2 OTROS PALINOMORFOS ACUÁTICOS DE PARED ORGÁNICA

GRUPO ACRITARCHA (Evitt, 1963)

Definido por Evitt (1963), este grupo de afinidad biológica desconocida incluye un conjunto heterogéneo de palinomorfos de pared orgánica, principalmente microfósiles unicelulares de morfologías variadas. Se asocian principalmente a sedimentos marinos, aunque también están presentes en ambientes de agua dulce (Martin, 1993). Comprenden organismos planctónicos autótrofos, mixotróficos o heterótrofos (Matsuoka e Ishii, 2018), y sus preferencias ecológicas pueden inferirse mediante su asociación con otros microfósiles (Borel *et al.*, 2003).

Género *Halodinium* (Bujak, 1984)

Especie tipo: *Halodinium major* (Bujak, 1984)
Halodinium sp.

Lámina 2 (Figuras A-B)

Principal material estudiado: RF 2019-M4: U 23; RF 2019-M9: L14; RF 2019-M10:T9; RF 2019-M11: X24/4-Y24/2; RF 2019-M12b: J56/1; RF 2019-M12b: S14/1; RF 2019-M21: R35/3; RF 2019-M22: P39/4; RF 2019-M31b: R18/3.

Descripción: palinomorfo discoidal aplanado; la pared del cuerpo es lisa a microgranulada, hialina. La membrana externa se extiende alrededor del cuerpo central y es delgada. El piloma central es circular a subcircular con un borde liso bien definido y algo engrosado.

Dimensiones: diámetro del cuerpo central (excluyendo la membrana): 45-(63)-93 μm ; diámetro del piloma: 9-(15,1)-20 μm (9 ejemplares medidos).

Ecología: *Halodinium* fue descrito inicialmente como un acritarco de afinidad desconocida, encontrado en sedimentos marinos subárticos del mar de Bering y con amplia distribución en el Ártico (Matthiessen *et al.*, 2000). Los registros de este organismo, provenientes de depósitos marinos o estuáricos, sugieren su asociación con ambientes transicionales y la influencia de una fuerte dinámica fluvial (de Vernal *et al.*, 1989; Mudie, 1992; Head, 1993). Las hipótesis sobre su afinidad biológica han sido diversas, pero ninguna concluyente. de Vernal *et al.* (1989), sugirieron una relación con los rizópodos, comunes en ambientes de agua dulce como suelos y turberas (Warner, 1990). La forma de *Halodinium* es similar a las amebas testadas *Cyclopyxis* y *Arcella*, y podría tratarse del revestimiento orgánico de una de estas amebas (Thecamoebians) (Mudie *et al.*, 2011). Según estos autores, *Halodinium* es poco común en el Mar Negro, pero se encuentra presente en el Delta del Nilo y el Mar Rojo. Asimismo, se han identificado revestimientos orgánicos de amebas testadas en el lodo calcáreo del norte de Irán y en varios lagos de agua dulce de la región. Por otro lado, Gurdebeke *et al.* (2018) determinaron, mediante estudios moleculares, que *Halodinium* tiene cierta afinidad biológica con ciliados observados en ambientes estuarinos templados del hemisferio norte.

Género *Palaeostomocystis* (Deflandre, 1937)
***Palaeostomocystis subtilitheca* Roncaglia (2004)**

Lámina 2 (Figuras C-D)

Principal material estudiado: RF 2019-M4: J49; RF 2019-M10:L11; RF 2019-M17:M11/3;
RF 2019-M18:V19/1; RF 2019-M19a: H8/3; RF 2019-M21c: T57/2; RF 2019-M21c: P52/1;

RF 2019-M21c: N26/2; RF 2019-M23: K20/2; RF 2019-M24: M47/3; RF 2019-M24: C42;
RF 2019-M25: W9/3; RF 2019-M25: N14/1.

Descripción: vesícula de pared orgánica, su contorno es subcircular a ovoidal en vista polar y esférica o subsférica en vista lateral. La superficie es lisa o ligeramente granular, de color marrón pálido a transparente. Presenta un piloma circular rodeado de anillos concéntricos y, frecuentemente, un opérculo circular desprendido, de textura lisa a microgranulada.

Dimensiones: diámetro de la vesícula: 40-(64,2)-100 μm ; diámetro del piloma 20-(34,1)-50 μm (13 ejemplares medidos).

Ecología: la mayoría de las especies de *Palaeostomocystis* se encuentran entre el Cretácico y el Oligoceno, con algunas ocurrencias en el Neógeno (Mudie *et al.*, 2011). Sin embargo, Roncaglia (2004) describió en el hemisferio norte una nueva especie, *Palaeostomocystis subtilitheca*, perteneciente al Holoceno. La mayor abundancia de esta especie se registró en sedimentos depositados bajo condiciones de aguas estratificadas en verano, con una TSM de 4 °C y salinidades $\leq 33,25$ UPS, siendo un indicador de condiciones polares a subpolares. En el hemisferio sur, Warny (2009) documentó diversas especies de *Palaeostomocystis* en sedimentos glacimarininos del Pleistoceno tardío en la península Antártica, excepto *P. subtilitheca*. Por su parte, Candel (2015) registró por primera vez *P. subtilitheca* en sedimentos marinos del Holoceno y en muestras superficiales del fondo del Canal Beagle al sur de la IGTDF.

Género *Palaeostomocystis* (Deflandre, 1937)
Palaeostomocystis fritilla (Bujak 1984)

Palaeostomocystis sp.

Principal material estudiado: RF 2019-M20b: S57/4; RF 2019-M20b: R53/4.

Descripción: microfósiles de pared orgánica de forma ovoidal a elipsoidal con pared foveolada gruesa. Uno de los polos se pierde por el desarrollo de un piloma

Dimensiones: diámetro de la vesícula: 45-(47,5)-50 µm; diámetro del piloma: 9-(9,5)-10 µm (2 ejemplares medidos).

Observaciones: *Palaeostomocystis* sp. se compara con *P. fritilla*, pero no se asigna porque este último presenta un diámetro de vesícula mayor (57-63 µm) y un diámetro de piloma menor (19-37 µm; Bujak, 1984). *Palaeostomocystis* sp. se compara con *Palaeostomocystis*. sp.1 descripto por Warny (2009), pero no se asigna porque este último presenta un diámetro de vesícula menor (10-20 µm).

Ecología: *Palaeostomocystis fritilla* presenta un rango estratigráfico que se extiende desde el Pleistoceno tardío hasta el Cuaternario tardío. Bujak (1984), registró esta especie en la Cuenca Aleutiana, el Mar de Bering y el norte del Pacífico Norte. Se distingue de otras especies de *Palaeostomocystis* por la ausencia de paredes estrechas y altas que forman una red reticulada (Bujak, 1984 en Roncaglia, 2004). No obstante, aunque esta característica no se menciona en el diagnóstico original del género, el diagnóstico de *P. fritilla* resulta compatible con *Palaeostomocystis* (Roncaglia, 2004).

Género *Radiosperma* (= Sternhaarstatoblast Hensen, 1887)
***Radiosperma corbiferum* Meunier (1910)**

Lámina 2 (Figuras E-F)

Principal material estudiado: RF 2019-M1: Y44/4-Y45/3; RF 2019-M6: T8/2; RF 2019-M8:F52; RF 2019-M10: H43/4.

Descripción: palinomorfo hialino de contorno circular y pared lisa a microgranulada. Cuerpo central, rodeado por una amplia membrana delgada caracterizada por presentar costillas radiales. Presenta un piloma central circular a subcircular.

Dimensiones: diámetro del cuerpo central: 35-(37)-43 μm ; altura de la membrana: 22-(24,5)-30 μm (4 ejemplares medidos).

Ecología: según Ning *et al.* (2017), *Radiosperma* se considera un taxón del Holoceno. En los sedimentos superficiales, tiene una distribución extensa, especialmente en regiones templadas. *R. corbiferum* muestra una amplia tolerancia a la salinidad y, aunque se encuentra principalmente en ambientes marino-salobres, otros factores además de la salinidad también pueden influir en su distribución (Sorrel *et al.*, 2006). Leroy y Albay (2010), registraron *R. corbiferum* en intervalos salobres del Mar de Aral (aunque raro y posiblemente retrabajado en los intervalos hipersalinos) y en sedimentos modernos del Lago Sapanca, al este del mar de Marmara. Además, *R. corbiferum* ha sido documentado en aguas marinas de baja salinidad (Mudie *et al.*, 2011; Price y Pospelova, 2011; Candel *et al.*, 2012). En el registro fósil, se ha encontrado en depósitos holocenos del Mar Báltico central y en los depósitos del Último Interglacial en el sudoeste del Mar Báltico (Head *et al.*, 2005). Por otro lado, Brenner (2001) reportó un morfotipo aparentemente similar, *Radiosperma* cf. *corbiferum*, con una distribución amplia que abarca desde estuarios árticos de baja salinidad hasta aguas marinas ascendentes frente a Perú. Aunque su afinidad biológica sigue siendo desconocida, Gurdebeke *et al.* (2018) demostraron mediante análisis espectroscópico infrarrojo que las paredes de los quistes de *Radiosperma corbiferum* son similares a las de *Hexasterias* y *Halodinium*. Este hallazgo apoya la propuesta de Cleve (1899) de que *Radiosperma corbiferum* es un quiste de ciliado.

ALGAS DULCECUÍCOLAS

DIVISIÓN CHAROPHYTA *sensu* Lewis y McCourt (2004)
Clase Zygnematophyceae van den Hoek *et al.* (1995)
Orden Zygnematales G.M. Smith (1933)
Familia Zygnemataceae Kützing (1843)

Género *Spirogyra* (Link, 1820)

Especie tipo: *Spirogyra porticalis* (Müller) Cleve (1868)
Spirogyra sp.

Lámina 2, (Figuras G-H)

Principal material estudiado: RF 2019-M4:V52/4; RF 2019-M4: M53; RF 2019-M12b: T8/1; RF 2019-M12b: V10; RF 2019-M15: H41/2; RF 2019-M16: P32/3; RF 2019-M20 b: U47; RF 2019-M27b: O57/2; RF 2019-M31b: S14/1; RF 2019-M34a: C39/1; RF 2019-M34a: D47/4-D48/3; RF 2019-M37: W37/1; RF 2019-M38: U14/4; RF 2019-M 47: C19/1; RF 2019-M51: L36/3; RF 2019-M 52: V35/2; RF 2019-M52: W47/2; RF 2019-M 52: C37/2; RF 2019-M53: W34/2; RF 2019-M53:T54/4; RF 2019-M53:P41/1; RF 2019-M53:L47/2; RSM 2022-M3: E44/4; RSM 2022-M11: L52; RSM 2022-M 15: Y 43/3; RSM 2022-M29: M9/1.

Descripción: espora de contorno elíptico de extremos agudos a subredondeados. La pared es delgada, lisa e incolora. La espora presenta una sutura longitudinal incompleta, lo que permite que las valvas permanezcan conectadas al abrirse.

Dimensiones: diámetro máximo: 25-(38,2)-46 μm (26 ejemplares medidos).

Género *Zygnema* (Agardh, 1816)

Especie tipo: *Zygnema cruciatum* (Vaucher) Agardh (1816)
Zygnema sp.

Principal material estudiado: RF 2019-M21c: M56/2; RF 2019-M23b: P37/2.

Descripción: cigosporas subesferoidales o aplanadas, que en ocasiones se pliegan sobre sí mismas, adoptando una forma similar a un “bote”. Su pared es lisa, hialina y presenta una característica distintiva: pequeñas depresiones circulares que conforman una escultura foveolada.

Dimensiones: diámetro máximo de la cigospa: 40-(41)-42 µm (2 ejemplares medidos).

Tipo Zygnetaceae

Principal material estudiado: RF 2019-M47: E54/4; RF 2019-M47:X9/3; RF 2019-M47: G14/3; RF 2019-M48: N42; RF 2019-M56:V40/1.

Descripción: esporas subesferoidales, de parde lisa, hialina.

Dimensiones: diámetro máximo: 25-(31,5)-36 µm (5 ejemplares medidos).

Ecología: las algas de la familia Zygnetaceae, representadas en esta Tesis por *Spirogyra* sp., *Zygnema* sp. y tipo Zygnetaceae, son algas verdes filamentosas no ramificadas, casi exclusivamente dulceacuícolas que crecen en ambientes lénticos y lóticos formando parte del macrobentos y del macroplancton (Randhawa, 1959). Según Stutz *et al.* (2014), las esporas resistentes de la familia Zygnetaceae, que requieren una buena penetración de luz para su desarrollo, son un indicador confiable de aguas claras. Aunque algunas especies de *Spirogyra* toleran condiciones ligeramente salobres, no existen representantes marinos (Borel *et al.*,

2003). En climas templados, las cigosporas de *Zygnema* se forman en profundidades inferiores a 0,5 m durante la primavera. Durante el verano, cuando los cuerpos de agua pueden experimentar desecación, estas cigosporas permanecen en estado de latencia (van Geel, 2001; Cook *et al.*, 2011).

Tipo-128 (van Geel *et al.*, 1983)

Principal material estudiado: RF 2019-M20: J16/1.

Descripción: microfósiles de forma globosa, con espinas cortas, pequeñas y densamente distribuidas de manera homogénea. Exhiben un surco o abertura en forma de “S”.

Dimensiones: el diámetro máximo del cuerpo central: 21 μm ; longitud de las espinas: 0,5 μm (1 ejemplar medido).

Tipo-181 (van Geel *et al.*, 1983)

Principal material estudiado: RF 2019-M12b: S15/4; RF 2019-M62:Y48.

Descripción: microfósiles globosos con espinas de mayor longitud y un espaciado menor entre ellas, que las observadas en el Tipo-128.

Dimensiones: diámetro máximo del cuerpo central: 18-(19,5)-21 μm ; longitud de las espinas: 0,9-(0,95)-1 μm (2 ejemplares medidos).

Ecología: los Tipo-128 y -181 de afinidad algal, son microfósiles globosos con espinas de mayor longitud y un espaciado menor entre ellas. Son indicativos de aguas someras estancadas y eutróficas, el ambiente óptimo para su desarrollo es el agua que se mueve lentamente (van Der Wiel, 1982; van Geel *et al.*, 1983).

DIVISIÓN CHLOROPHYTA Pascher (1914)

Clase *Trebouxiophyceae* Friedl (1995)

Familia *Botryococcaceae* Wille (1909)

Género *Botryococcus* Kützing (1849)

Especie tipo: *Brotryococcus braunii* (Kützing, 1849)

***Botryococcus* sp.**

Principal material estudiado: RF 2019-M3:L10/3-M10/1.

Descripción: colonias de contorno subredondeado como agregados simples (globosos) o formando compuestos (botroidales). Se observaron agregados bien estructurados,

Dimensiones: diámetro máximo del agregado colonial: 35 µm (1 ejemplar medido).

Ecología: las especies de *Botryococcus* son algas verdes coloniales, formadas por células cónicas compactas que irradian y se ramifican desde el centro de la colonia, la cual es aproximadamente esférica. El registro fósil de *Botryococcus* se remonta al Precámbrico, evidenciando una diversidad morfológica incluso mayor que la de las especies actuales (Batten y Grenfell, 1996). En los registros paleoecológicos, sugieren cuerpos de agua poco profundos y tranquilos con influencia de agua dulce (Shumilovskikh *et al.*, 2021). Actualmente, *Botryococcus* se distribuye ampliamente en regiones templadas y tropicales, y puede tolerar climas fríos estacionales. Se encuentra en pantanos de agua dulce, charcas temporales, estanques y lagos, donde forma densas capas superficiales. También ha sido registrado en hábitats con salinidad variable (van Geel, 2001). Sus colonias varían desde pequeños grupos subesféricos de células (~30 µm) hasta grandes agrupaciones similares a “racimos de uvas” (*ca.* 140 µm), unidas por membranas (Batten y Grenfell, 1996). Por su parte, *Botryococcus braunii* no se reproduce en salinidades cercanas a las marinas normales,

y su tasa de crecimiento disminuye significativamente bajo condiciones de estrés salino (Zippi, 1998).

Clase Chlorophyceae Kützing (1843)
Orden Chlorococcales Marchand (1895)
Familia Hydrodictyaceae (Gray) Dumortier (1829)
Género *Pediastrum* (Meyen, 1829)
Especie tipo: *Pediastrum duplex* (Meyen, 1829)

***Pediastrum* sp.**

Lámina 2 (Figura I)

Principal material estudiado: RF 2019-M12b: V41/4; RF 2019-M21:X36.

Descripción: el cenobio de color amarillo pálido-hialino, presenta paredes celulares granulosas algo definidas, presenta contorno poligonal.

Dimensiones: dimensión del cenobio: 36-(48)-60 µm (2 ejemplares medidos).

Observaciones: la colonia no se encuentra bien preservada.

Ecología: el género *Pediastrum* consiste en algas verdes coloniales típicas de hábitats de agua dulce, especialmente en cuerpos de agua pequeños a medianos con alta carga de nutrientes. Es un palinomorfo destacado en la palinología cuaternaria y precuaternaria (Batten, 1996), con colonias planas de 4 a 128 células dispuestas en anillos concéntricos (Shumilovskikh *et al.*, 2021). Su crecimiento y reproducción pueden verse limitados por el aumento de salinidad, y sus registros reflejan diversas respuestas ambientales (Batten, 1996). Factores como la erosión de la cuenca, turbidez, química del agua, nutrientes y pH influyen en su aparición en sedimentos (van Geel, 2001; Shumilovskikh *et al.*, 2021).

ZOOMORFOS

Huevos de crustáceos

Lámina 2 (Figura J)

Principal material estudiado: RF 2019-M4:O40/2; RF 2019-M6: H40/2; RF 2019-M9: F40;
RF 2019-M12: U44/4-V44/2; RF 2019-M15: G54/4; RF 2019-M18:S43; RF 2019-
M19a:V42/4; RF 2019-M19a:O41; RF 2019-M20:X48/3; RF 2019-M22:R40/3.

Descripción: microfósiles con variedad de formas, desde subredondeadas discoidales hasta fusiformes, y tonalidades de la pared que varían desde transparente hasta marrón oscuro. La pared psilada, escabrada o microequinada presenta un espesor variable.

Dimensiones: diámetro máximo del cuerpo: 75-(108,1)-162 μm (10 ejemplares medidos).

Ecología: los microfósiles de pared orgánica de huevos de crustáceos planctónicos se encuentran en casi todos los cuerpos de agua dulce y salada. Su distribución está asociada a la combinación de una alta productividad de biomasa fitoplanctónica y una elevada sedimentación, ya que estos organismos son los principales productores de biomasa secundaria en los océanos (van Waveren, 1994; Shumilovskikh *et al.*, 2021). Además, según Borromei y Quattrocchio (2007), son especialmente abundantes en ambientes antárticos.

Revestimientos orgánicos de foraminíferos

Lámina 2 (Figura K)

Principal material estudiado: RF 2019-M3:L40/2; RF 2019-M3: J36; RF 2019-M12b: P19.

Descripción: revestimientos orgánicos de foraminíferos, en su mayoría planoespiralados, de color marrón claro a oscuro, y bien preservados

Dimensiones: diámetro de los revestimientos: 38-(46)-60 μm (3 ejemplares medidos).

Ecología: los foraminíferos son organismos eucariotas unicelulares con una cubierta externa de diversa morfología y composición variable, principalmente carbonato de calcio (CaCO_3) (Shumilovskikh *et al.*, 2021). Son comunes en ambientes marinos-costeros, donde su abundancia en los sedimentos está influenciada por la disponibilidad de nutrientes o alimento (Tyson, 1995; Mudie *et al.*, 2010). Estos organismos tienen un registro fósil que abarca desde el Cámbrico hasta la actualidad (Pawlowski *et al.*, 2003). En preparaciones palinológicas, los revestimientos de foraminíferos corresponden a la capa orgánica interna localizada entre el citoplasma y la superficie interna de la cubierta. Estos revestimientos son generados principalmente por foraminíferos bentónicos (de Vernal, 2009), aunque también pueden derivar de foraminíferos planctónicos o de las fases planctónicas tempranas de especies bentónicas (Concheyro *et al.*, 2014).

Tintínnidos

Lámina 2 (Figura L)

Principal material estudiado: RF 2019-M26b: H7/4; RF 2019-M27b: O8/4; RF 2019-M28b: K26/4.

Descripción: lóricas alargadas con forma de “campana” de color marrón, la pared es lisa, no está ornamentada.

Dimensiones: longitud de las lóricas: 80-(93,3)-120 μm ; ancho: 35-(40)-50 μm ; la abertura mide 3-(6,3)-10 μm (3 ejemplares medidos).

Ecología: los Tintínnidos son organismos unicelulares eucariotas del microzooplancton, que miden entre 20 y 200 µm. Se encuentran principalmente en ambientes salobres y marinos, solo unas 10 de las 1.200 especies existentes son taxones de agua dulce (Mudie *et al.*, 2010; da Silva *et al.*, 2017; Shumilovskikh *et al.*, 2021). Según Barbieri y Orlandi (1989), su presencia en el embalse de Río Grande, Brasil, indica bajos niveles de oxígeno disuelto relacionados con la eutrofización, ya que las poblaciones densas se hallaron en aguas de fondo fangoso y con poco oxígeno. Los Tintínnidos tienen un extenso registro fósil, documentado desde el Neoproterozoico (Bosak *et al.*, 2011), aunque Dolan (2013) y Denne (2018) afirman que su identificación es confiable solo a partir del Jurásico. Su estructura, la lorica, envuelve la célula y puede ser orgánica o formada por partículas biológicas e inorgánicas adheridas a su pared (da Silva *et al.*, 2017 y referencias allí citadas). Reid y John (1978) hicieron la primera revisión de los quistes de tintínnidos, proponiendo una terminología simple para los quistes loricados y semicerrados. Posteriormente, van Waveren (1993) y da Silva *et al.* (2017) aplicaron una terminología más compleja para los tintínnidos con forma de “jarrón”, a los que denominaron “Tintinnomorfos”.

DINOQUISTES MARINOS	
Orden Peridiniales	Orden Gonyaulacales
<i>Brigantedinium simplex</i>	<i>Operculodinium centrocarpum</i>
<i>Brigantedinium</i> spp.	<i>Operculodinium cf. centrocarpum</i>
<i>Selenopemphix quanta</i>	<i>Operculodinium</i> sp.
cf. <i>Selenopemphix quanta</i>	<i>Operculodinium</i> spp.
cf. <i>Trinovantedinium applanatum</i>	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>
cf. <i>Votadinium spinosum</i>	<i>Spiniferites ramosus</i>
	<i>Spiniferites mirabilis</i>
	<i>Spiniferites cf. mirabilis</i>
	<i>Spiniferites</i> sp.
	<i>Spiniferites</i> spp.
	<i>Impagidinium aculeatum</i>
OTROS PALINOMORFOS ACUÁTICOS DE PARED ORGÁNICA	
Acritarcos	Zoomorfos
<i>Halodinium</i> sp.	Huevos de crustáceos
<i>Palaeostomocystis subtilitheca</i>	Revestimientos orgánicos de Foraminíferos
<i>Palaeostomocystis</i> sp.	Tintínnidos
<i>Radiosperma corbiferum</i>	
Algas dulceacuícolas	
<i>Spirogyra</i> sp.	
<i>Zygnema</i> sp.	
tipo Zygnehmataceae	
Tipo-128	
Tipo-181	
<i>Botryococcus</i> sp.	
<i>Pediastrum</i> sp.	

Tabla 8. Listado de dinoquistes marinos y otros palinomorfos acuáticos de pared orgánica identificados en esta Tesis.

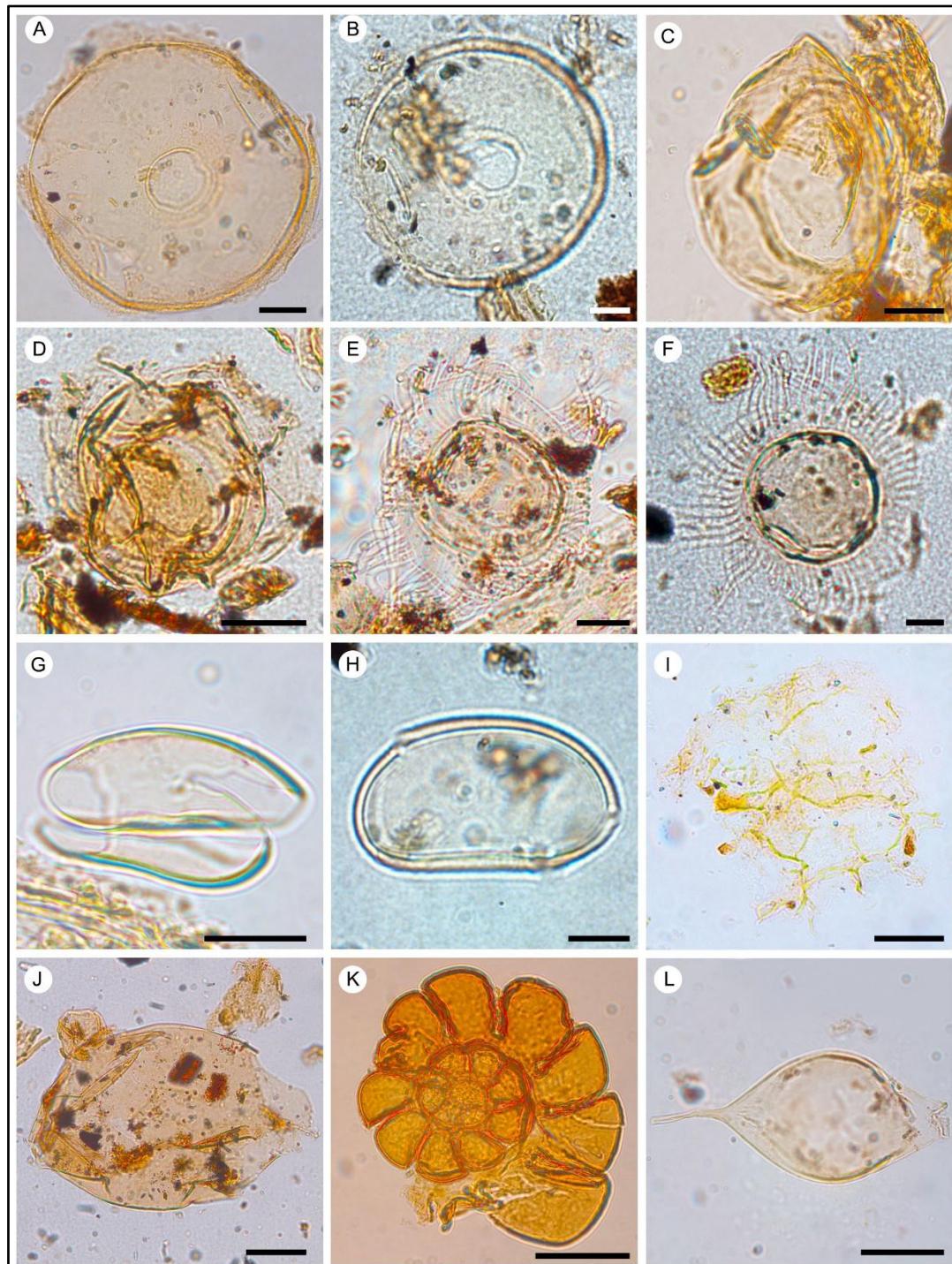


Lámina 2. Otros palinomorfos acuáticos de pared orgánica. Número de muestra seguido por coordenadas “England Finder”. (A-B) *Halodinium* sp., RF 2019-M4: U23; RF 2019-M10: T9; (C-D) *Palaeostomocystis subtilitheca*, RF 2019-M10: L1; RF 2019-M4: J491; (E-F) *Radiosperma corbiferum*, RF 2019-M1: Y44/4-Y45/3; RF 2019-M6: T8/2; (G-H) *Spirogyra* sp., RF 2019-M15: H41/2; RF 2019-M4: V52/4; (I) *Pediastrum* sp., RF 2019-M12b: V41/4 (J) Huevo de crustáceo, RF 2019-M4: O40/2; (K) Revestimiento orgánico de foraminífero, RF 2019-M3: J36; (L) Tintínido, RF 2019-M26b: H7/4. Escala 10 µm.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 4

No se incluyen las referencias taxonómicas

- Akselman, R., 1999. Abundancia y distribución temporal de quistes de reposo de dinoflagelados en sedimentos recientes de una estación fija en la plataforma frente a Mar del Plata, Argentina. 3 Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, Trujillo, Perú. Libro de resúmenes ampliados: 323-324.
- Akselman, R., Krock, B., Alpermann, T.J., Tillmann, U., Borel C.M., Almundoz, G.O., Ferrario, M.E., 2015. *Protoceratium reticulatum* (Dinophyceae) in the austral Southwestern Atlantic and the first report on YTX-production in shelf waters of Argentina. Harmful Algae, 45: 40–52.
- Barbieri, S.M., Orlandi, M.J.L.G., 1989. Ecological studies on the planktonic protozoa of a eutrophic reservoir (Rio Grande Reservoir-Brazil). Hydrobiologia, 183, 1–10, <https://doi.org/10.1007/BF00005966>
- Batten, D.J., Grenfell, H.R., 1996. Chapter 7D. *Botryococcus*. In: Jansonius, J. and McGregor, D.C. (eds) Palynology: Principles and Applications. Vol. 1. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 205–214.
- Batten, D.J., 1996. Chapter 7C. Colonial Chlorococcales. En: J. Jansonius y D.C. McGregor (eds.), Palynology: principles and applications, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 1: 191-203.
- Borel, C.M., Gómez, E.A., 2006. Palinología del Holoceno del Canal del Medio, estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. Ameghiniana, 43: 399-412.
- Borel, C. M., Guerstein, G. R., Prieto, A. R., 2003. Palinomorfos acuáticos (algas y acritarcos) del Holoceno de la laguna Hinojales (Bs As, Argentina): interpretación paleoecológica. Ameghiniana, 40(4), 531-544.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2001. Palynological study of Holocene marine sediments from Bahía Lapataia, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. Rev. esp. micropaleontol. 33 (1): 61-70.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2007. Holocene sea-level change and marine palynology of the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. Ameghiniana 44: 161-171.
- Bosak, T., Macdonald, F., Matys, E., 2011. Putative Cryogenian ciliates from Mongolia. Geology, 39, 1123–1126.
- Brenner, W.W., 2001. Organic-walled microfossils from the central Baltic Sea, indicators of environmental change and base for ecostratigraphic correlation: Baltica, v. 14, p. 40–51.
- Candel, M.S., 2010. Cambios relativos del nivel del mar en el Canal Beagle, Tierra del Fuego (Cenozoico tardío), en base al análisis palinológico. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Argentina
- Candel, M. S., 2015. First record of *Palaeostomocystis subtilitheca* in Holocene marine sediments from the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. Rev. Palaeobot. Palynol. 221, 52-58.
- Candel, M.S., Borromei, A.M., 2013. Caracterización taxonómica y paleoecológica de la ingresión del Holoceno en el Canal Beagle (Tierra del Fuego) en base a las asociaciones de dinoquistes y otros palinomorfos acuáticos. Rev. Bras. Paleontol. 16: 245-262.
- Candel, M.S., Borromei, A.M., Martínez, M.A., Gordillo, S., Quattrocchio, M., Rabassa, J., 2009. Middle–Late Holocene palynology and marine mollusks from Archipiélago Cormoranes area, Beagle Channel, southern

Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 273: 111-122.

Candel, M.S., Martínez, M.A., Borromei, A.M., 2011. Palinología y palinofacies de una secuencia marina del Holoceno medio-tardío: albufera Lanushuaia, Canal Beagle, Tierra de Fuego, Argentina. *Rev. Bras. Paleontol.* 14: 297-310.

Candel, M.S., Radi, T., de Vernal, A., Bujalesky, G., 2012. Distribution of dinoflagellate cysts and other aquatic palynomorphs in surface sediments from the Beagle Channel, southern Argentina. *Marine Micropaleontology*, 96-97:1-12. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.06.009>.

Candel, M.S., Louwye, S., Borromei, A.M., 2017. Reconstruction of the late Holocene paleoenvironment of the western Beagle Channel (Argentina) based on a palynological analysis. *Quat. Int.* 44 (PartA), 2–12.

Candel, M.S., Borromei, A.M., Louwye, S., 2018. Early to middle Holocene Palaeoenvironmental reconstruction of the Beagle Channel (southernmost Argentina) based on terrestrial and marine palynomorphs. *Boreas* 47, 1072–1083.

Candel, M. S., Díaz, P. E., Borromei, A. M., Fernández, M., Montes, A., Santiago, F. C., 2020. Multiproxy analysis of a Lateglacial-Holocene sedimentary section in the Fuegian steppe (northern Tierra del Fuego, Argentina): Implications for coastal landscape evolution in relation to climatic variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 557, 109941.

Cleve, P.T., 1899. On the seasonal distribution of some Atlantic plankton organisms. *Översigt af Konglige Vetenskaps-Akademis Förhandlingar*, Stockholm, 56(8), 785–845.

Cook, E. J., van Geel, B., van der Kaars, S., van Arkel, J., 2011. A review of the use of non-pollen palynomorphs in palaeoecology with examples from Australia. *Palynology*, 35(2), 155-178.

Concheyro, A., Caramés, A., Amenábar, C.R., Lescano, M., 2014. Nannofossils, foraminifera and microforaminiferal linings in the Cenozoic diamictites of Cape Lamb, Vega Island, Antarctica. *Polish Polar Research*, 35, 1–26, <https://doi.org/10.2478/popore-2014-0003>.

Dale, B., Fjellså, A., 1994. Dinoflagellate cysts as paleoproductivity indicators: State of the art, potential, and limits. En: Zahn R., Pedersen T.F., Kaminski M.A., Labeyrie L. (Eds.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*. Springer, Berlin: NATO ASI Series I: Global Environmental Change, pp. 521-537.

Dale, B., Dale, A.L., Jansen, J.H.F., 2002. Dinoflagellate cysts as environmental indicators in surface sediments from the Congo deep-sea fan and adjacent regions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 185: 309-338.

da Silva, W.G., de Souza, P.A., van Waveren, I.M., 2017. New insights on the systematic classification of certain palynological taxa (tintinnomorphs) from Holocene deposits of the coastal plain of Southern Brazil. *Rev. Bras. Paleontol.* 20(3), 321-332.

Denne, R.A., 2018. Plankton. In: R. Sorkhabi (ed.), *Encyclopedia of Petroleum Geoscience*, Springer International Publishing AG, part of Springer Nature. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02330-4_55.

Dolan, J., 2013. Tintinnid Ciliates: an introduction and overview. In: Dolan, J.R., Agatha, S., Coats, D.W., Montagnes, D.J.S. and Stocker, D.K. (eds), *Biology and Ecology of Tintinnid Ciliates: Models for Marine Plankton*, Wiley-Blackwell, Oxford, 1–16.

de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., 2008. Natural variability of Greenland climate, vegetation, and ice volume during the past million years. *Science*, 320(5883), 1622-1625.

de Vernal, A., Goyette, C., Rodrigues, C.G., 1989. Contribution palynostratigraphique (dinokystes, pollen et spores) à la connaissance de la Mer Champlain: coupe de Saint-Césaire, Quebec. *Can J Earth Sci* 26: 2450-2464.

de Vernal, A., Bilodeau, G., Hillaire-Marcel, C., Kassou, N., 1992. Quantitative assessment of carbonate dissolution in marine sediments from foraminifer linings vs. shell ratios: Davis Strait, northwest North Atlantic. *Geology*, 20(6), 527-530.

de Vernal, A., Rochon, A., Turon, J.L., Matthiessen, J., 1998. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. *Geobios* 30: 905-920.

de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P., Rochon, A., Boessenkool, K., Eynaud, F., Grøsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, F., Harland, R., Head, M., Kunz-Pirrung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L., Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new, n = 677^o data base and its application for 178.

De Vernal, A., 2009. Marine palynology and its use for studying nearshore environments. IOP Conference Series: Earth Environmental Science, 5, 012002, <https://doi.org/10.1088/1755-1307/5/1/012002>

Edwards, L.E., Andrle, V.A.S., 1992. Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. En: Head, M.J., Wrenn, J.H. (Eds.), Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs. Dallas, U.S.A: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 259-288.

Ellegaard, M., Lewis, J., Harding, I., 2002. Cyst-theca relationship, life cycle, and effects of temperature salinity on the cyst morphology of *Gonyaulax baltica* sp. nov (Dinophyceae) from the Baltic Sea area. *J. Phycol.* 38: 775-789.

Faye, S., Rochon, A., St-Onge, G., 2018. Distribution of modern dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of San Jorge Gulf (Patagonia, Argentina). *Oceanography* 31, 122e131, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.416>.

Faye, S., Rochon, A., St-Onge, G., Vilanova, I., de Vernal, A., Desiage, P. A., 2023. Southern westerly winds and paleoceanography of the San Jorge Gulf (SW-Atlantic Ocean, Argentina) during the last 14,000 years. *Quat. Sci. Rev.* 299, 107858.

Franco Arias, D. A., 2018. Reconstrucción de cambios paleoambientales en el estuario de bahía blanca y áreas adyacentes de la plataforma durante el holoceno a través de registros palinológicos, sedimentológicos y geocronológicos. Universidad Nacional del Sur, Argentina, 205 pp.

Gómez, E.A., Martinez, D.E., Borel, C.M., Guerstein G.R., Cusminsky, G.C., 2005. Submarine evidence of Holocene sea-level fluctuations in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *J South Am Earth Sci.* 20: 139-155.

Grill, S., Guerstein, R., 1995. Estudio palinológico de sedimentos superficiales en el Estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires (Argentina). *Polen*, 7: 40-49.

Grill, S.C., Quattrocchio, M.E., 1996. Fluctuaciones eustáticas durante el Holoceno a partir del registro de paleomicroplancton, Arroyo Napostá Grande, sur de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 33: 435-442.

Grill, S., Borromei, A.M., Quattrocchio, M., Coronato, A., Bujalesky, G., Rabassa, J., 2002. Palynological and sedimentological analysis of Recent sediments from Río Varela, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. esp. micropaleontol.* 34 (2): 145-161.

Gurdebeke, P.R., Mertens, K.N., Takano, Y., Yamaguchi, A., Bogus, K., Dunthorn, M., Matsuoka, K., Vrielinck, H., Louwye, S., 2018. The affiliation of *Hexasterias problemática* and *Halodinium verrucatum* sp. nov. to ciliate cysts based on molecular phylogeny and cyst wall composition. *Eur. J. Protistol.* 66, 115-135.

Harland, R., 1983. Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Palaeontology*, 26: 321-387.

Head, M.J., 1993. Dinoflagellates, Sporomorphs, and Other Palynomorphs from the Upper Pliocene St. Erth Beds of Cornwall,

- Southwestern England. J Paleontol. 67 (3): 1-62.
- Head, M.J., 1996. Late Cenozoic dinoflagellates from the Royal Society borehole at Ludham, Norfolk, Eastern England. J Paleontol. 70: 543-570.
- Head, M., Seidenkrantz, M., Janczyk-Kopikowa, Z., Marks, L., Gibbard, P., 2005. Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. Quat. Int. 130: 3-30.
- Kawamura, H., 2002. Marine palynological records in the southern South China Sea over the last 44 kyr. Dissertation for the Doctoral Degree. Kiel: Geologisch-Palaeontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts-Universitaet Kiel.
- Leroy, S.A.G., Albay, M., 2010. Palynomorphs of brackish and marine species in cores from the freshwater Lake Sapanga, NW Turkey: Rev. Palaeobot. Palynol. 160, no. 3, p. 181-188.
- Marret, F., Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. Rev. Palaeobot. Palynol. 125: 1-200.
- Martin, F., 1993. Acritharchs: a review. Biol. Rev. 68(4), 475-538.
- Matsuoka, K., Ishii, I., 2018. Marine and freshwater palynomorphs preserved in Surface sediments of Osaka Bay. Bulletin of the Osaka Museum of Natural History, 72, 1-17. <https://doi.org/10.20643/00001290>.
- Matthiessen, J., Kunz-Pirring, M., Mudie, P., 2000. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff. Int. J. Earth Sciences 89: 470-485.
- Mertens, K.N., Ribeiro, S., Bouimetarhan, I., Caner, H., Combourieu, N.N., Dale, B., De Vernal, A., Ellegaard, M., Filipova, M., Godhe, A., Goubert, E., Grøsfjeld, K., Holzwar, U., Kotthoff, U., Leroy, S.A.G., Londeix, L., Marret, F., Matsuoka, K., Mudie, P.J.m Naudts, L., Peña-Manjarrez, J.L., Persson, A., Popescu, S.M., Pospelova, V., Sangiorgi, F., Van der Meer, M.T.J., Vink, A., Zonneveld, K.A.F., Vercauteren, D., Vlassenbroeck, J., Louwye, S., 2009. Process length variation in cysts of a dinoflagellate, *Lingulodinium machaerophorum*, in the surface sediments: Investigating its potential as salinity proxy. Mar. Micropaleontol. 40: 54-69.
- Morزادек-کرفون، M.T., 1992. Upper Pleistocene and Holocene dinoflagellate cyst assemblages in marine environments of the Mediterranean Sea and the northwest Atlantic coast of France. En: Head, M.J., Wrenn, J.H. (Eds.), Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 121-132.
- Mudie, P.J., 1992. Circum-arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs (Eds. M.J. Head & J.H. Wrenn). American Association Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 347-390.
- Mudie, P.J., Harland, R., 1996. Chapter 21. Aquatic Quaternary. En: Jansonius, J. y. D. McGregor, D.C. (Eds.), Palynology: principles and applications. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 843-877.
- Mudie, P.J., Marret, F., Rochon, A., Aksu, A.E., 2010. Non-pollen palynomorphs in the Black Sea corridor. Vegetation History and Archaeobotany, 19, 531-544. <https://doi.org/10.1007/s00334-010-0268-9>.
- Mudie, P. J., Leroy, S. A. G., Marret, F., Gerasimenko, N., Kholeif, S. E. A., Sapelko, T., Filipova-Marinova, M., 2011. Nonpollen palynomorphs: indicators of salinity and environmental change in the Caspian–Black Sea–Mediterranean corridor. Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis: Geological Society of America Special Paper, 473, 89-115.
- Ning, W., Andersson, P.S., Ghosh, A., Khan, M., Filipsson, H.L., 2017. Quantitative salinity

reconstructions of the Baltic Sea during the mid-Holocene. *Boreas*, 46(1), 100–110.

Pawlowski, J., Holzmann, M., Berney, C., Fahrni, J., Gooday, A., Cedhagen, T., Habura, A., Bowser, S., 2003. The evolution of early Foraminifera. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States*, 30, 11494–11498.

<https://doi.org/10.1073/pnas.2035132100>

Pospelova, V., Kim, S.-J., 2010. Dinoflagellate cysts in recent estuarine sediments from aquaculture sites of southern South Korea. *Mar. Micropaleontol.* 76: 37-51.

Price, A.M., Pospelova, V., 2011. High-resolution sediment trap study of organic-walled dinoflagellate cyst production and biogenic silica flux in Saanich Inlet (BC, Canada). *Mar. Micropaleontol.* 80, 18–43.

Price, A.M., Mertens, K., Pospelova, V., Pedersen, T., Ganehrann R.S., 2013. Late Quaternary climatic and oceanographic changes in the Northeast Pacific as recorded by dinoflagellate cysts from Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Paleoceanography*, 28: 200-212.

Radi, T., de Vernal, A., 2008. Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere. *Mar. Micropaleontol.*, 68(1-2), 84-114.

Randhawa, M.S., 1959. Zyg nemaceae. Indian Council of Agricultural Research, New Delhi, 478 pp.

Reid, P.C., John, A.W.G. 1978. Tintinnid cysts. - *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 58: 551557.<https://doi.org/10.1017/S0025315400041205>.

Rochon, A., De Vernal, A., Turon, J.L., Matthiessen, J., Head, M., 1999. Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Special Contribution Series, 35, 146 pp.

Roncaglia, L., 2004. New acritarch species from Holocene sediments in central West Greenland. *Grana*, 43(2), 81–88.

Sangiorgi, F., Fabbri, D., Comandini, M., Gabbianelli, G., Tagliavini, E., 2005. The distribution of sterols and organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments of the North-western Adriatic Sea (Italy). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64: 395-406.

Shumilovskikh, L., O'Keefe, J. M., Marret, F., 2021. An overview of the taxonomic groups of non-pollen palynomorphs. *Geological Society, London, Special Publications*. <https://doi.org/10.1144/sp511-2020-65>

Sorrel, P., Popescu, S.-M., Head, M.J., Suc J.P., Klotz, S., Oberhänsli, H., 2006. Hydrographic development of the Aral Sea during the last 2000 years based on a quantitative analysis of dinoflagellate cysts. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 234: 304–327.

Stutz, S., Tonello, M. S., González Sagrario, M. D. L. Á., Navarro, D. Fontana, S. L., 2014. Historia ambiental de los lagos someros de la llanura Pampeana (Argentina) desde el Holoceno medio. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 21(2), 0-0.

Susek, E., Zonneveld, K. A., Fischer, G., Versteegh, G. J. Willems, H., 2005. Organic-walled dinoflagellate cyst production in relation to upwelling intensity and lithogenic influx in the Cape Blanc region (off north-west Africa). *Phycological Res.* 53(2), 97-112.

Tyson, R., 1995. Sedimentary organic matter. Chapman & Hall Eds., London, 615 pp.

van Geel, B., 2001. Non-pollen palynomorphs. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B. and Last, W.M. (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous indicators*. Kluwer, Dordrecht, 1–17.

van Geel, B., Hallewas, D.P., Pals, J.P., 1983. A late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): palaeoecological and archaeological aspects. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 38: 269–335.

van Waveren, I.M., 1993. Chitinous palynomorphs and palynodebris representing crustacean exoskeleton remains from

sediments of the Banda Sea (Indonesia). Geologica Ultraiectina Mededelingen van den Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht, 104, 18–51.

van Waveren, I.M., 1994. Distribution of copepod egg-envelopes in sub-Recent sediments from the Banda Sea (Indonesia). Scripta Geologica 105: 53-67.

van der Wiel, A.M., 1982. Sea-Level Change and Water-Level Movements in The Netherlands During the Holocene. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 138 pp.

Vilanova, I., Guerstein, G.R., Akselman, R., Prieto, A.R., 2008. Mid to Late organic-walled dinoflagellate cysts from the northern Argentine shelf. Rev. Palaeobot. Palynol. 152: 11-20.

Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P., Smith, W., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic oceans and adjacent seas. Mar. Micropaleontol. 2: 121-200.

Warner, B. G., 1990. Testate amoebae (Protozoa), p. 65-74. In B. G. Warner (ed.), Methods in Quaternary Ecology. Geoscience Canada Reprint Series 5, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland.

Warny, S., 2009. Species of the acritarch Genus *Palaeostomocystis* Deflandre 1937: potential indicators of neritic subpolar to polar environments in Antarctica during the Cenozoic. Palynology 33 (2), 39–50.

Zippi, P.A., 1998. Freshwater algae from the Mattagami Formation (Albian), Ontario: Paleoecology, botanical affinities, and systematic taxonomy. Micropaleontology 44, supplement 1: 1-78.

Zonneveld, K.A.F., Brummer, G.J.A., 2000. (Palaeo-)ecological significance, transport and preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in the Somali Basin, NW Arabian Sea. Deep Sea Research II 47, 2229-2256.

Zonneveld, K. A. F. Susek, E., Fischer, G., 2010. Interannual and seasonal variability of the organic-walled dinoflagellate cyst

production in the coastal upwelling region off Cape Blanc (Mauritania). J. Phycol. 46, 1: 202 – 215.

Zonneveld, K.A., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., Esper, O., Sven, F., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kielt, J., Kim, S., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.-H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsouka, K., Matthiessen, J., Mildenhall, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi ,Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young M., 2013. Atlas of modern 187 dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. Rev. Palaeobot. Palynol. 191: 1-197.

Capítulo 5



5. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos en las tres localidades estudiadas en esta Tesis -*Río Fuego, Río San Martín y Arroyo Gamma*-, a partir de estudios geológicos-geomorfológicos, análisis granulométricos y determinaciones de contenido orgánico total (COT) en las secciones sedimentarias correspondientes (RF-RSM-AG, respectivamente). Además, se incluyen, resultados preliminares de tefrocronología, dataciones radiocarbónicas e imágenes de granos de polen y esporas registradas en los perfiles (Lámina 3). Estos estudios complementan y consolidan los hallazgos de los análisis palinológicos, los cuales constituyen el núcleo de esta Tesis y ofrecen un aporte clave para entender los cambios ambientales del pasado en las áreas analizadas.

5.1 LOCALIDAD RÍO FUEGO

5.1.1 Geología

El Río Fuego tiene sus nacientes en las Sierras de Beauvoir-Apen, y fluye hacia el norte por un cauce sinuoso. El valle de este río se encuentra labrado en sedimentos limo-arenosos del Oligoceno-Mioceno correspondientes al Grupo Cabo Domingo (Olivero y Torres Carbonell, 2021) y en depósitos cuaternarios glaciales y glacifluviales. Como se observa en la Figura 15, la sección muestreada se ubica en un escarpe erosivo del tramo inferior del río. Este desarrolla un patrón serpenteante en una llanura de inundación de baja pendiente. Además, los canales meandrosos y dendríticos se forman sobre una planicie paleomareal, para más detalles ver la Tabla 9 y la Figura 16 (A). En la llanura de inundación

y en la planicie paleomareal se reconocieron algunos arbustos y hierbas (*Empetrum rubrum*, *Gunnera magellanica*, *Taraxacum officinale*).

En el sector sur del área de estudio, extensas superficies planas con cuencas de deflación ocupadas por lagunas someras y cordones litorales lacustres de arena y grava están asociadas espacialmente con paleoalbúferas (Alli *et al.*, 2025). Las lagunas estacionales someras experimentan ciclos secos y húmedos, al igual que varias lagunas del norte de la estepa fueguina (Villareal y Coronato, 2017). Los cordones litorales lacustres de arena y grava tienen una morfología de arco en vista aérea, y están alineados principalmente en dirección norte-sur asociados al proceso de “*swash*” por olas orientadas en dirección oeste-este, debido a la influencia de los “*westerlies*” en ambientes lagunares antiguos. Los cursos de agua estacionales se encuentran en valles fluviales de pendiente suave y llanuras aluviales húmedas. Un complejo de dunas y cubetas de deflación, compuesto de arena muy fina y limo, con paleosuelos discontinuos y frecuentes restos arqueológicos, se encuentra orientado de oeste-noroeste a este-sudeste -94 a 104°N- Figura 16 (B). Al sur del río se encuentra expuesta una terraza glacifluval del Pleistoceno, compuesta por depósitos de grava y arena con estructuras criogénicas cerca de la parte superior. Las estructuras criogénicas como las cuñas de hielo (Figura 16 C) y columnas de grava también se reconocieron en los cordones litorales de grava arenosa del Pleistoceno ubicadas a 13-15 m s.n.m. Estos cordones, presentan una topografía suavemente ondulada y una orientación noroeste-sudeste entre 108 y 145°N. Los decímetros superiores de una sección sedimentaria en estos cordones litorales, expuesta en el margen de una cantera inestable, están formados por sedimentos con estratificación plana-paralela, horizontal a subhorizontal, compuestos por estratos alternados de guijarros en una matriz de arena gruesa y arena mal seleccionada. Estos están cubiertos por 25-45 cm de arena eólica de grano medio a fino. Los cordones litorales de grava holocenos están alineados principalmente con una dirección entre 143 y 154°N, y se preservan al pie y entre los

paleoacantilados tallados en colinas de roca sedimentaria. Asimismo, una espiga o flecha litoral activa compuesta de grava, de 6,1 km de longitud, bloquea el canal mareal y presenta una orientación noroeste-sudeste. La misma presenta canales y abanicos de sobrelavado que se extienden desde la zona intermareal superior hasta el canal mareal posterior al cordón como se observa en la Figura 16 (D). La playa está formada por grava y arena, presentando distribuciones granulométricas bimodales. La llanura de bajamar está compuesta de arenas finas bien seleccionadas, con una pendiente muy suave, menor a 1°. En contraste, la zona intermareal superior, compuesta por grava, presenta una pendiente más pronunciada (4-5°). La altitud de las planicies paleomareales y las paleoalbúferas se encuentra principalmente entre 11 y 7 m s.n.m., aunque los depósitos de la planicie paleomareal oriental están a 5-6 m s.n.m. Las mediciones con GPS diferencial sobre la sección sedimentaria RF arrojaron una altitud de 7,121 m s.n.m., mientras que los depósitos de playa del Lago Fuego se registraron a 4,970 m s.n.m. Esto demuestra que la superficie actual del lago está próxima y ligeramente por debajo de las altitudes registradas para las formas del relieve costero asociadas con la extensión máxima de la transgresión marina del Holoceno (Alli *et al.*, 2025; Tabla 10).

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío,
en base al análisis palinológico

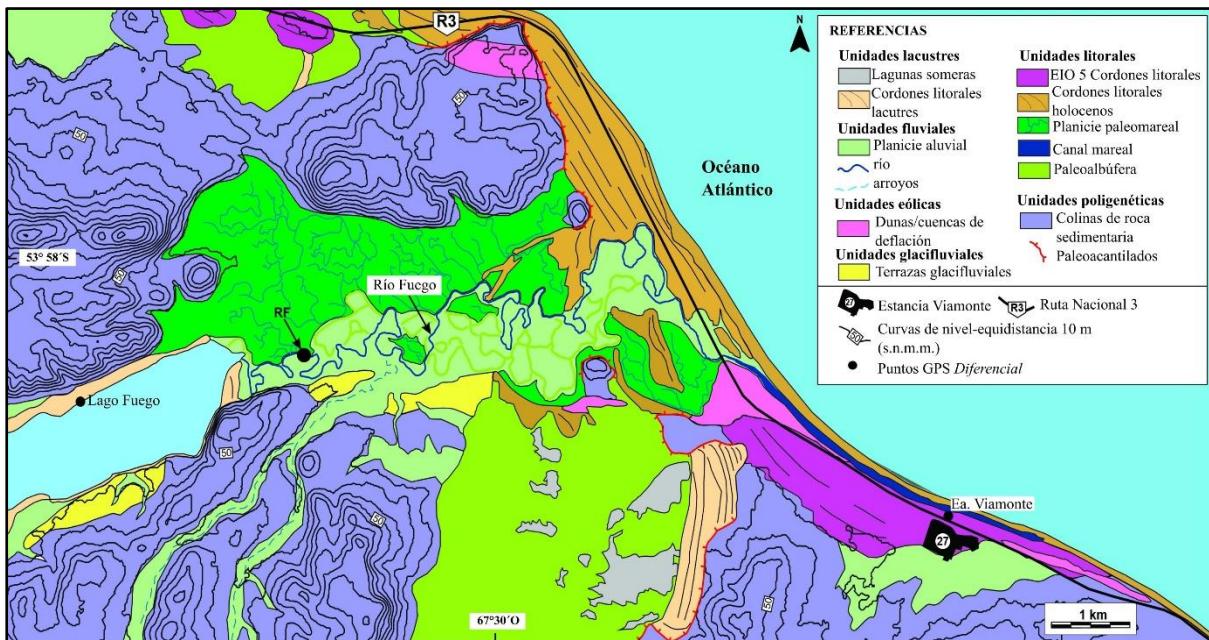


Figura 15. Mapa geomorfológico del valle del Río Fuego y zona costera circundante. Tomado y modificado de Alli *et al.* (2025). (RF: sección sedimentaria Río Fuego).

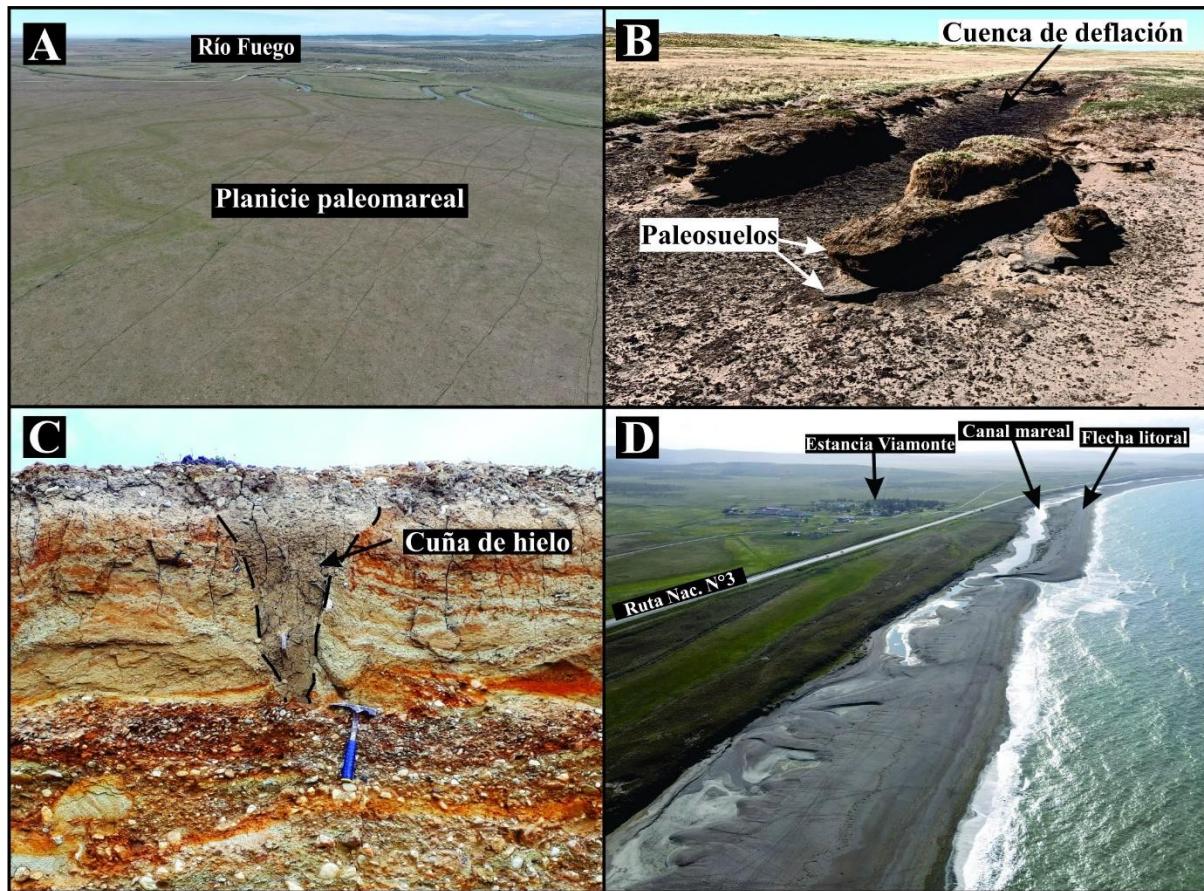


Figura 16. Vista aérea del Río Fuego con patrón serpenteante y planicie paleomareal (**A**). Cuenca de deflación en sedimentos eólicos del Holoceno con paleosuelos (**B**). Cuñas de hielo pleistocénicas expuestas en sedimentos glacifluviales (**C**). Flecha litoral y canal mareal en la desembocadura del Río Fuego (**D**). Panel fotográfico tomado y modificado de Alli *et al.* (2025). (Fotos: A. Montes).

Unidad Geomorfológica	Ambiente	Sedimentos	Relieve	Edad
Canal mareal	Litoral	Fango, arena y grava	Canal estrecho.	Presente
Lagunas someras	Lacustre	Fango y arena fina	Cuencas muy planas y poco profundas.	Holoceno medio?- presente
Dunas y cubetas de deflación	Eólico	Limo y arena fina	Láminas de arena lisas e irregulares y crestas de hasta 5 m con orientación oeste-noroeste a este-sudeste. Pendientes de ángulo bajo (8°) y pequeños escarpes subverticales.	Holoceno medio a Presente
Planicie aluvial	Fluvial	Fango y arena	Tierras bajas, húmedas, de pendientes suaves.	Pleistoceno tardío a Holoceno
Cordones litorales lacustres	Lacustre	Arena y grava	Plano o suavemente redondeado, con pendientes de bajo ángulo (hasta 6°).	Holoceno medio a Presente
Cordones litorales holocenos	Litoral	Arena gruesa y grava	Plano o suavemente redondeado.	Holoceno medio a tardío
Paleoalbúfera	Litoral	Fango y arena	Plano con niveles de pantanos.	Holoceno medio
Planicie paleomareal	Litoral	Limo y limo-arenosos	Plano con canales angostos y suaves.	Holoceno medio
Terraza Glacifluvial	Glacifluvial	Grava y arena	Plano con un bajo gradiente hacia el este.	Pleistoceno tardío
EIO 5 Cordones litorales	Litoral	Arena gruesa y grava	Plano con crestas muy suaves.	Pleistoceno tardío
Colinas de rocas sedimentarias	Poligenético	Areniscas y limolitas	Colinas redondeadas hasta 70 m.	-

Tabla 9. Principales características geomorfológicas y relieve en la zona del Río Fuego, según morfogénesis, tipo de sedimentos y edad estimada. Tomado y modificado de Alli *et al.* (2025).

	Código	Latitud	Longitud	Elevación (m s.n.m.)	Error vectorial		
					$\sigma \Delta X$	$\sigma \Delta Y$	$\sigma \Delta Z$
Río Fuego	RF	53°58'35.96403" S	67°32'13.80995" O	7,121	0,007	0,010	0,013
Lago Fuego	LF	53°58'54.45456" S	67°34'40.72280" O	4,970	0,007	0,010	0,013
Río San Martín	RSM	53°18'11.71072" S	68°36'03.00241" O	7,523	0,006	0,012	0,016
Arroyo Gamma	AG	53°27'46.05318" S	68°05'21.25786" O	7,307	0,004	0,009	0,010

Tabla 10. Mediciones topográficas sobre la planicie paleomareal, sobre las secciones sedimentarias del Río Fuego (RF), Río San Martín (RSM), Arroyo Gamma (AG) y en la playa norte del Lago Fuego (LF).

5.1.2 Sedimentología y Tefrocronología

En la Figura 17 se observa el perfil sedimentario (RF) ubicado en la cuenca inferior del Río Fuego. El mismo tiene 302 cm de longitud y está constituido por una alternancia de limos laminados de tonalidades azul grisáceo (5 B 4/1) y gris verdoso (10 GY 8/1), con una variable distribución de rasgos redoximórficos y la presencia de raíces finas.

La base, desde los 302 a los 256 cm bajo la superficie, está compuesto por sedimentos limosos con laminación difusa, raíces dispersas y motas negras asociadas a la precipitación de óxidos de manganeso. El contenido de arcilla alcanza en algunos sectores el 22 %. Entre los 256 y los 102 cm bajo la superficie los sedimentos son ligeramente más gruesos con laminación planar difusa. Se trata de sedimentos limo-arenosos con mayor contenido de arena (22-50 %) y una disminución en el contenido de arcilla (7-12 %) respecto

a la base. En general, predominan las motas de color ocre, aunque entre los 120 y los 140 cm se concentran junto a motas de color negro y raíces. La sección de limo laminado superior, desde 102 cm hasta 43 cm por debajo de la superficie, muestra un ligero aumento en el contenido de arcilla (9-18 %) y una disminución en el contenido de arena (9-22 %). Está cubierto por sedimentos limo-arenosos de color marrón oscuro (7,5 YR 3/4) con abundantes raíces finas, una estructura granular y una cubierta de pasto, a través de un contacto difuso y suavemente cóncavo. Se reconocen dos capas delgadas discontinuas de tefra de color gris claro, una primera capa de tefra a 27 cm de profundidad y una segunda capa de tefra a 23 cm de profundidad. Las mismas pudieron reconocerse hasta aproximadamente 200 m al oeste de la sección sedimentaria RF. Ambas capas tienen un alto contenido de litoclastos. La fracción vítrea consiste en fragmentos de vidrio volcánico que exhiben color, tamaño, morfología y composición geoquímica similares. Las partículas son en su mayoría de color marrón claro y su tamaño es inferior a 125 μm (ceniza fina a extremadamente fina, según White y Houton, 2006). Los fragmentos de tipo pared de burbuja son el componente más común de la fracción fina, que exhibe morfologías diversas e irregulares que dependen del segmento de burbuja roto. Muestran superficies delgadas y lisas, sin vesicularidad ni bordes angulares. La composición geoquímica de los elementos principales es relativamente homogénea (por ejemplo, SiO₂: 63,63 \pm 0,44 % en peso; K₂O: 2,75 \pm 0,25 % en peso; Na₂O: 7,06 \pm 1,00 % en peso; Tabla 11). En el diagrama de contenido total de álcali vs sílice (Figura 18), la composición de los fragmentos de vidrio se representa en el campo Traquita-Traquidacita (Alli *et al.*, 2025).

5.1.3 Contenido de Materia Orgánica Total

El contenido de carbono orgánico total (COT) a lo largo del tramo sedimentario oscila entre el 1,14 y el 18,1 % (Figura 17). Los valores bajos probablemente indican sedimentos predominantemente minerogénicos (inorgánicos), frecuentemente asociados con condiciones más secas o de menor productividad biológica *sensu* Mansilla *et al.* (2016). Estos sedimentos se encuentran mayormente en el sector inferior del perfil, donde la materia orgánica es escasa y no se observan signos evidentes de procesos pedogenéticos significativos. Por el contrario, a medida que la profundidad disminuye, los valores de COT superan el 6 % y se concentran principalmente en los sedimentos limo-arenosos, los cuales presentan estructuras pedogenéticas. Esta transformación en la composición, de acuerdo a Mansilla *et al.* (2016), sugiere un cambio ambiental hacia condiciones ligeramente más húmedas y propicias para el desarrollo de vegetación, que contribuyó a una mayor acumulación de carbono orgánico en estos niveles. Las estructuras pedogenéticas halladas reflejan un proceso de estabilización del sedimento y la retención de carbono a medida que los niveles de humedad aumentaban, favoreciendo la productividad biológica local. Finalmente, los valores más altos de COT se registran en la parte superior del tramo sedimentario RF, comenzando a partir de los 43 cm de profundidad (Alli *et al.*, 2025). En este sector, el desarrollo de suelo se hace evidente, con sedimentos que muestran mayor complejidad estructural y un notable incremento en la retención de materia orgánica. Esta tendencia sugiere un ambiente donde las condiciones se tornaron aún más favorables para la acumulación de carbono, consolidándose así un suelo que refleja procesos ambientales y biológicos más activos y dinámicos. La evolución de los valores de COT en el perfil sedimentario, desde niveles bajos en la base hasta los más altos

en la superficie, destaca el papel de las variaciones climáticas y ecológicas en la transformación del sustrato a lo largo del tiempo.

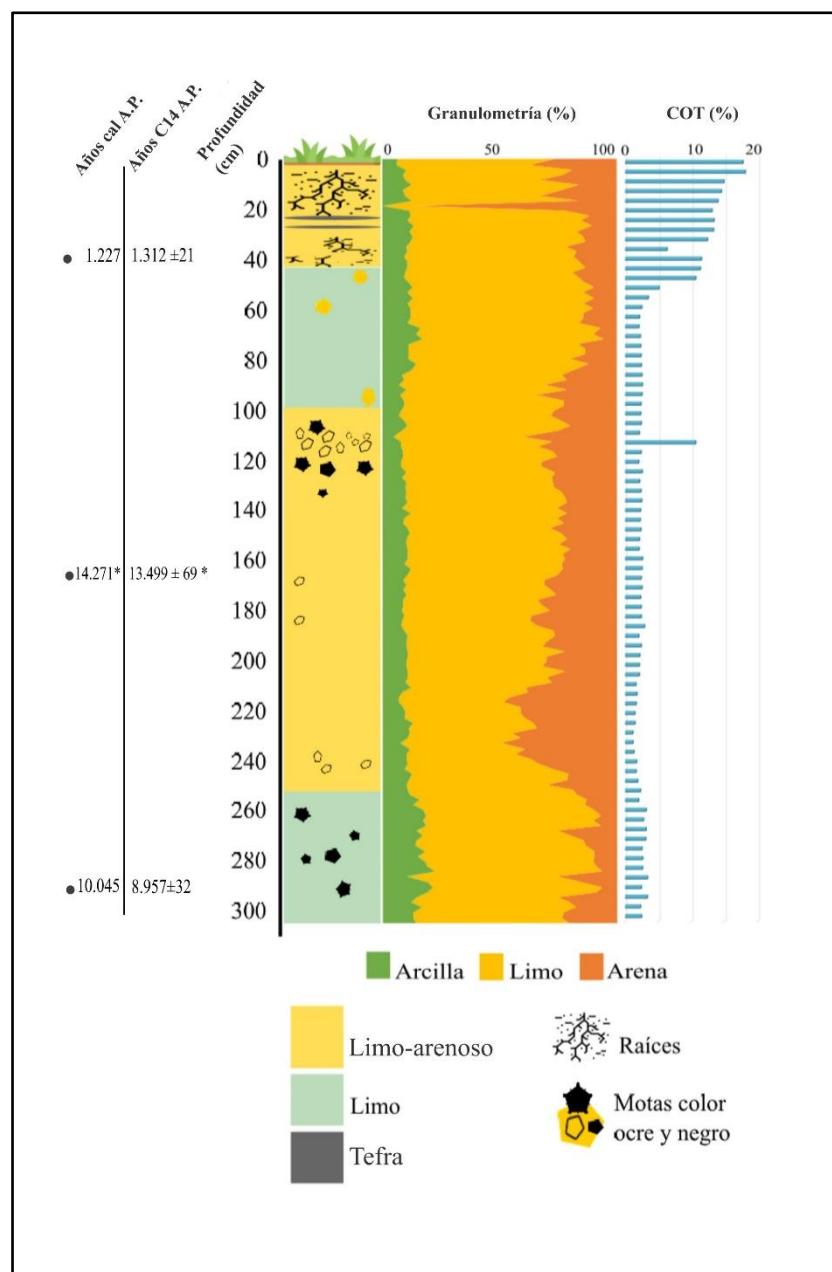


Figura 17. Perfil sedimentario, granulométrico y contenido de materia orgánica total de la sección sedimentaria Río Fuego (RF).

	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Capa inferior de tefra	RFI 4 SPC 18	63.81	1.29	16.34	5.16	1.28	3.07	6.09	2.94
	RFI 4 SPC 20	63.50	1.19	17.05	4.44	1.58	2.66	6.88	2.71
	RFI 4 SPC 21	62.84	1.10	17.17	3.74	1.75	2.40	8.34	2.53
	RFI 4 SPC 22	64.00	1.23	16.06	5.28	1.39	3.09	5.80	3.15
Capa superior de tefra	RFS 1 SPC 24	63.62	1.19	16.86	3.99	1.58	2.33	7.86	2.57
	RFS 2 SPC 26	64.04	1.00	16.90	4.00	1.58	2.50	7.40	2.58
Media		63.63	1.17	16.73	4.44	1.53	2.68	7.06	2.75
SD		0.44	0.10	0.43	0.65	0.16	0.33	1.00	0.25

La química de la tefra se normaliza al 100 % (% en peso). * FeO representa el Fe total

Tabla 11. Análisis de la composición geoquímica de los fragmentos de vidrio identificados en la sección sedimentaria RF del área del Río Fuego. Tomado de Alli *et al.* (2025).

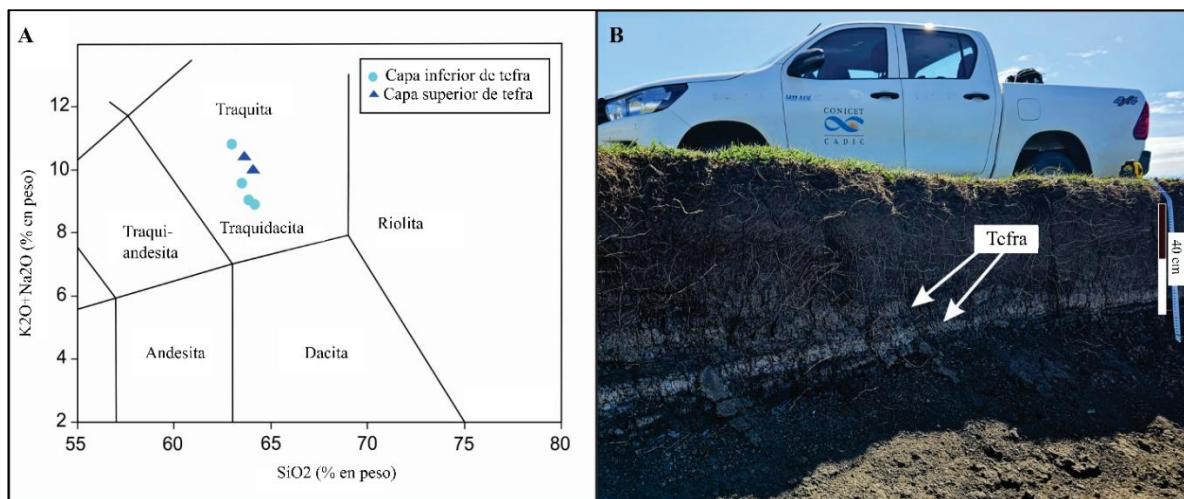


Figura 18. Contenido total de álcali vs sílice en las dos capas de tefra de la sección sedimentaria RF en el área del Río Fuego (A). Capas de tefra de color gris claro en sedimentos limo-arenosos de color marrón oscuro, a pocos metros de la sección sedimentaria RF (B). Tomado de Alli *et al.* (2025)

5.1.4 Cronología

Como se indica en la Tabla 12, una muestra ubicada a una profundidad de 296 cm arrojó una edad de 8.957 ± 32 años C¹⁴ AP. Por otro lado, una muestra situada a 216 cm de profundidad no pudo ser datada debido a su bajo contenido en materia orgánica de acuerdo a lo comunicado por el Laboratorio de Radiocarbono del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). A su vez, una muestra ubicada a una profundidad de 170 cm arrojó una edad de 13.499 ± 69 años C¹⁴ A.P. Esta edad está asociada a un retransporte local de sedimentos con contenido orgánico más antiguo que el propio depósito, porque es significativamente más antiguo que la muestra basal, pero también por las características que exhibe el contenido palinológico en este intervalo. Para la parte superior de la sección, a una profundidad de 36 cm, se obtuvo una edad radiocarbónica de 1.312 ± 21 años C¹⁴ A.P (Figura 17). De esta manera, de acuerdo a las dataciones radiocarbónicas previamente mencionadas, la sección sedimentaria RF comprende una edad Holoceno temprano a tardío.

Profundidad de la muestra (cm)	Código de laboratorio	Años C ¹⁴ A.P.	Años calibrados A.P. (probabilidad media)	Rango 1σ	Rango 2σ
36	D-AMS 042819	1.312 ± 21	1.227	1.263-1.210	1.272-1.176
170	D-AMS 042816	13.499 ± 69	14.271 ^(*)	14.382-14.155	14.511-14.035
296	D-AMS 042815	8.957 ± 32	10.045	9.935-9.921	10.099-9.905

Tabla 12. Datación por radiocarbono y edades calibradas obtenidas a partir de muestras de la sección sedimentaria RF. (*) Fecha atípica. Tomado y modificado de Alli *et al.* (2025).

5.1.5 Análisis Palinológico

En base al análisis de agrupamiento realizado en la sección sedimentaria RF, se han diferenciado desde la base del perfil a los 302 cm de profundidad, hasta la superficie, tres zonas palinológicas: RF-1, RF-2 y RF-3. Entre los 200 y 43 cm y entre los 22 y 16 cm de profundidad, las muestras resultaron estériles o con muy bajo contenido palinológico para realizar un análisis estadístico. Para mayor detalle se presentan los diagramas palinológicos de frecuencias relativas (Figura 19, A y B), el diagrama de concentraciones (Figura 20) y la Tabla 13, que resume los principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos (Alli *et al.*, 2025).

Zona palinológica RF-1 (302-200 cm de profundidad; 10.045 años cal A.P.). La misma se subdividió en 4 subzonas palinológicas: RF-1a, RF-1b, RF-1c y RF-1d.

Subzona palinológica RF-1a (302-265 cm de profundidad). Está compuesta principalmente por Chenopodiaceae (79,4-87,5 %), acompañada por Poaceae (1,6-8,1 %), *Empetrum rubrum* (0,6-3,2 %), Asteraceae subf. Asteroideae (0,6-1,5 %) y Caryophyllaceae (< 1 %). El polen arbóreo se encuentra representado por *Nothofagus* tipo *dombeyi* (13 %) y *Drimys winteri* (< 0,3 %). *Misodendrum*, género hemiparásito de *Nothofagus*, registra bajas frecuencias (0,3 %). Las esporas de *Lycopodium* también presentan valores bajos, inferiores a 1,6 %. Dentro de los palinomorfos acuáticos, las algas dulceacuícolas están representadas por *Botryococcus* sp. y *Spirogyra* (0,3 %.). La asociación de dinoquistes presenta valores inferiores a 0,6 % y se encuentra representada por, *Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium* spp., “round brown” indet. (dinoquistes de pared pigmentada indeterminados), *Operculodinium centrocarpum* y *Spiniferites* spp. Otros componentes microplanctónicos registran bajos valores, entre ellos

Radiosperma corbiferum y *Palaeostomocystis subtilitheca* (0,3 %), huevos de crustáceos (0,6 %) y revestimientos orgánicos de foraminíferos (0,3-1,3 %).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos Las hierbas y arbustos presentan valores de concentración que oscilan entre 54,7 y 309,6 granos por g⁻¹. Mientras el polen arbóreo registra valores menores respecto a la concentración de hierbas y arbustos, que varían entre 3,6 y 24,5 granos por g⁻¹. La concentración de esporas no supera las 5,6 esporas g⁻¹. Los componentes acuáticos, presentan valores de concentración entre 1,2 y 3,3 especímenes por g⁻¹.

Subzona palinológica RF-1b (265-252 cm de profundidad). En esta subzona se registra una marcada disminución de Chenopodiaceae (55,1-70,3 %) y un aumento de Poaceae (5,9-14,6 %) hacia la parte superior de la misma, junto con incrementos de *Empetrum rubrum* (5-7,8 %), Asteraceae subf. Asteroideae (2-2,6 %) y *Acaena* (0,3-1,4 %). Acompañan Caryophyllaceae (< 0,3 %), Asteraceae subf. Cichorioideae (< 0,4 %) y Asteraceae tribu Nassauvieae (< 0,6 %). El polen arbóreo de *Nothofagus* tipo *dombeyi* muestra un incremento (10,9-18,3 %), mientras *Misodendrum* (0,2-0,3 %) mantiene valores similares a la subzona anterior (RF-1a). Entre los taxa hidrófitos, se registra por primera vez *Myriophyllum* con valores que no superan el 0,7 %. Las esporas de *Lycopodium* aumentan sus frecuencias ligeramente (1,5-1,7 %) acompañadas por esporas de Polypodiaceae (1,1 %). Dentro de los palinomorfos acuáticos, las algas están representadas por *Pediastrum*, *Spirogyra* y Tipo-128 registrando valores < 1 %. Los dinoquistes marinos representados por “round brown” indet., *Operculodinium centrocarpum*, *Operculodinium* cf. *centrocarpum*, *Operculodinium* sp. y *Brigantedinium* spp., mantienen valores inferiores a 1 %. Dentro de los acritarcos, se registra por primera vez *Halodinium* sp. con valores que varían entre 0,2 y 0,6 %, acompañado por *Radiosperma corbiferum* (0,2-0,6 %) y *Palaeostomocystis subtilitheca* (0,3 %). Los huevos

de crustáceos (0,3-1,6 %) y los revestimientos orgánicos de foraminíferos (2,5-4,9 %), muestran un incremento en sus valores respecto de la subzona anterior (RF-1a).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos Las concentraciones de hierbas y arbustos y de polen arbóreo, muestran una disminución en sus valores respecto a la subzona anterior (RF-1a). Asimismo, la concentración de hidrófitas (0,2 granos por g⁻¹) y de esporas (0,5-0,9 esporas por g⁻¹) también presentan valores muy bajos. Los componentes acuáticos presentan valores levemente más altos que en la subzona anterior (2,8 y 3,2 especímenes por g⁻¹).

Subzona palinológica RF-1c (252-220 cm de profundidad). Se registra un marcado incremento de Chenopodiaceae (72,9-89,8 %), acompañado por una disminución de las frecuencias relativas respecto a la subzona RF-1b de Poaceae (3,6-10,9 %), *Empetrum rubrum* (1,3-3,8 %), y Asteraceae subf. Asteroideae (0,3-1,6 %). Caryophyllaceae, *Valeriana*, *Gunnera*, *Acaena* y *Drapetes muscosus* están presentes con valores inferiores a 1 %. El polen arbóreo de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (3,9-14,5 %) disminuye y *Drymis winteri* registra 1 %. Dentro de los taxones hidrófilos, *Myriophyllum* muestra un leve incremento en las frecuencias relativas (1,2 %). Las esporas de *Lycopodium* (3,1 %) registran una disminución en sus porcentajes, mientras *Azolla* y Polypodiaceae no superan el 1 %. Las algas dulceacuícolas, *Pediastrum*, *Spirogyra* y Tipo-128, registran también valores inferiores < 1 %. La asociación de dinoquistes marinos varía entre 0,2-1,3 % y está representada por “round brown” indet., *Operculodinium* sp., cf. *Selenopemphix quanta*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp., *Spiniferites* spp. y *Brigantedinium* spp. Entre los acritarcos, *Halodinium* sp. (0,2-0,7 %), *Radiosperma carbiferum* (0,2-0,3 %) y *Palaeostomocystis subtilitheca* (0,2-0,6 %) mantienen bajos valores similares a los registrados en la subzona anterior (RF-1b). Dentro de los zoomorfos, se observa un incremento en los valores de huevos de crustáceos (0,3-3,4

%) y de revestimientos orgánicos de foraminíferos (1,3-12,9 %) hacia la parte superior de esta subzona.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos Se observa un incremento en las concentraciones de arbustos y hierbas que varían entre 6,7 y 322,1 de granos por g⁻¹. La concentración de polen arbóreo alcanza un pico de 55 granos por g⁻¹ y luego disminuye hacia el final de la subzona (0,8 granos de polen por g⁻¹). Las hidrófitas (1,1 hidrófitas por g⁻¹) y esporas presentan un incremento respecto a la subzona anterior (5,5 esporas por g⁻¹). Los palinomorfos acuáticos presentan una concentración considerablemente mayor (26,4 palinomorfos por g⁻¹). Gran parte de esta concentración es aportada por los dinoquistes (0,1-3,8 dinoquistes por g⁻¹) y por los zoomorfos (0,8-24,2 zoomorfos por g⁻¹).

Subzona palinológica RF-1d (220-200 cm de profundidad). Chenopodiaceae registra una disminución al inicio de la subzona (40,6 %), para luego aumentar (78,4 %) hacia el límite superior de la misma. Poaceae registra un aumento en la base la subzona (24,2 %) seguido de una disminución (9,9 %). Lo mismo sucede con *Empetrum rubrum* registra 7,3 % en la base y luego 1,8 % y con Asteraceae subf. Asteroideae, que se incrementa (4,6 %) en el inicio de la subzona y luego disminuye (0,5 %) hacia el tope de la misma. También están presentes Caryophyllaceae, Asteraceae subf. Cichorioideae y *Gunnera* con valores inferiores a 1 %. El polen arbóreo de *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta un marcado incremento (21 %), acompañado por *Misodendrum* (0,5 %). Dentro de las hidrófitas, *Myriophyllum* (1,8 %) aumenta respecto a la subzona anterior (RF-1c). Las esporas de *Lycopodium* también se incrementan (5,8 %), acompañadas de *Azolla* (0,8 %) y Polypodiaceae (0,6 %). Entre los componentes acuáticos, las algas dulceacuícolas (*Spirogyra*, *Zygnema* sp., y Tipo-128) registran un leve aumento (1,6 %). La asociación de dinoquistes marinos muestra un incremento en sus valores de frecuencias relativas hacia el techo de la subzona, y se caracteriza por “round brown” indet. (3,4 %), *Operculodinium centrocarpum* (2,5 %),

Opercudinium spp. (1,1 %). Mientras, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites mirabilis*, *Spiniferites* sp., *Spiniferites* spp., *Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium* spp. e *Impagidinium aculeatum* registran frecuencias inferiores a 1 %. Entre los acritarcos, se observa un incremento de *Palaeostomocystis subtilitheca* (4,3 %) y *Halodinium* sp. (2,1 %). *Radiosperma corbiferum* está presente con 0,4%. Dentro de los zoomorfos, los huevos de crustáceos (7,3 %) y los revestimientos orgánicos de foraminíferos (25,9 %) también muestran un incremento en sus porcentajes respecto a la subzona anterior.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos En general las concentraciones de hierbas y arbustos (16,1 granos por g⁻¹), de polen arbóreo (1,7 granos de polen por g⁻¹), de hidrófitas (0,1 hidrófitas por g⁻¹) y de esporas (0,6 esporas por g⁻¹) disminuyen. Respecto de los palinomorfos acuáticos, también se observa una disminución en los valores de concentración (1,6-2,9 especímenes por g⁻¹) en relación a la subzona anterior (RF-1c).

Zona palinológica RF-2 (43-9 cm de profundidad). Se subdivide en 2 subzonas: RF-2a y RF-2b.

Subzona palinológica RF-2a (43-32 cm de profundidad; 1.227 años cal A.P.). La asociación está caracterizada por un notable incremento de Poaceae (70,2-74,6 %) y de Caryophyllaceae (15,9-19,4 %) acompañada por una marcada disminución en los porcentajes de Chenopodiaceae (1,8 %) y de *Empetrum rubrum* (0,4 %) respecto a la subzona anterior (RF-1d). El polen arbóreo de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, también presenta una disminución (7,5-9,1 %). Las esporas de *Lycopodium* registran un notorio incremento (7 y 12,2 %). Los componentes acuáticos están representados exclusivamente por algas dulceacuícolas como *Spirogyra* sp. (2,5-8,4 %), tipo Zygnemataceae (0,7-2,8 %), Tipo-128 y Tipo-181 (2,5-3,7 %).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos La concentración de hierbas y arbustos (34,2 granos por g⁻¹) y de polen arbóreo (2,8 granos por g⁻¹), registran un

incremento respecto a la subzona anterior (RF-1d). Las hidrófitas mantienen valores bajos (0,1 hidrófitas por g⁻¹), mientras la concentración de esporas (2,8 esporas por g⁻¹) registran un leve aumento. Respecto a los palinomorfos acuáticos, también incrementan levemente sus valores de concentración (7,9 especímenes por g⁻¹).

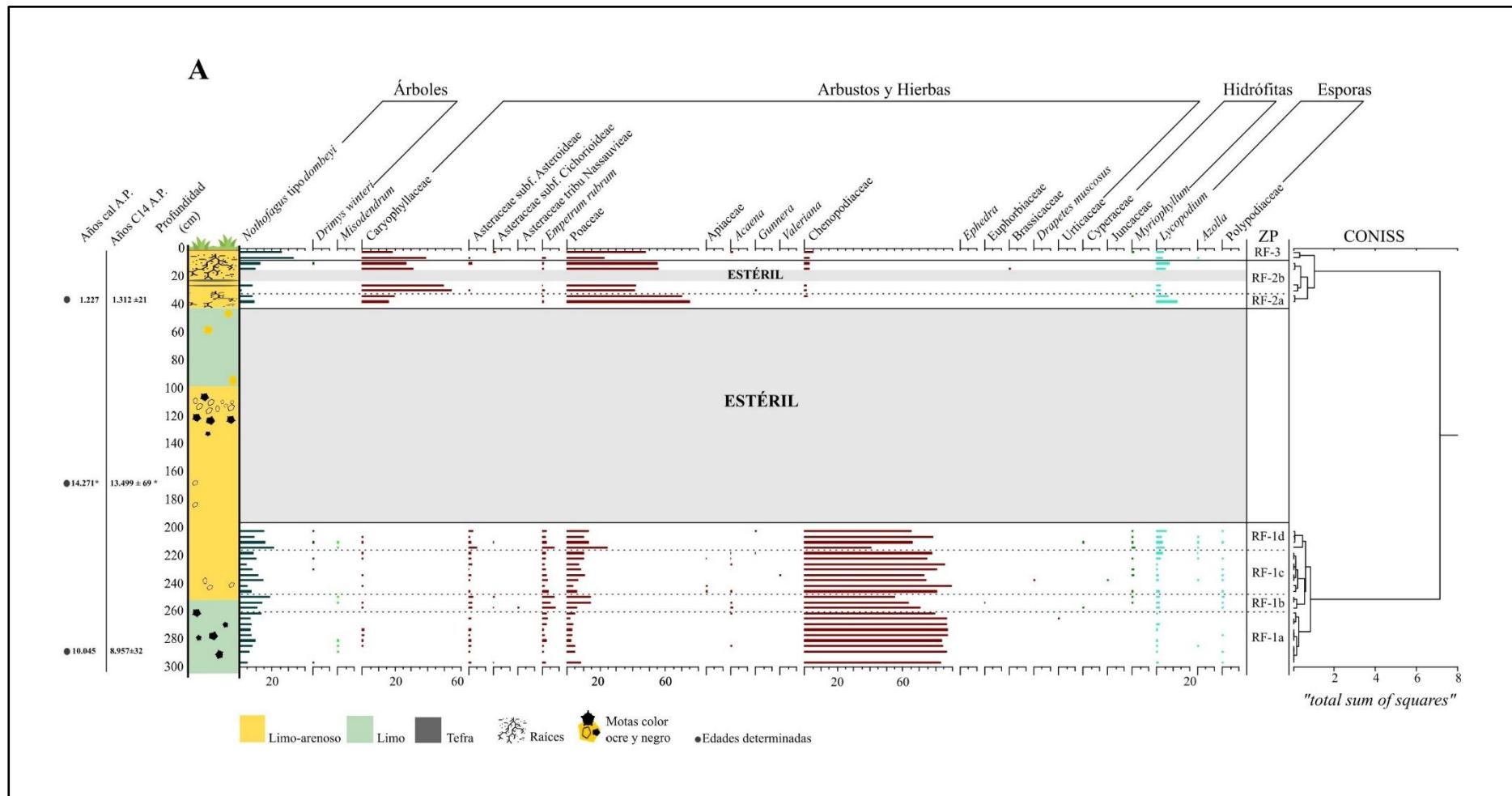
Subzona palinológica RF-2b (32-9 cm de profundidad). Se registra una notable disminución de Poaceae (41,3 %) hacia el límite inferior de la subzona y luego incrementa sus valores (55,8 %) hacia la parte superior de la misma. Mientras, Caryophyllaceae muestra un marcado incremento en la base de la subzona (54,3 %) para luego disminuir (26,8 %) hacia el final de la misma. El polen de Chenopodiaceae (0,8-3 %) y *Empetrum rubrum* (0,2-1,2 %) registran valores levemente más altos respecto de la subzona anterior (RF-2a). Acompañan Asteraceae subf. Asteroideae (0,8-1,7 %), *Gunnera* y Brassicaceae con valores inferiores a 1 %. *Nothofagus* tipo *dombeyi* (12,3 %) registra un leve incremento hacia la parte superior de esta subzona y *Drymis winteri* está presente con valores < 0,4 %. Se registra una leve disminución de esporas de *Lycopodium* (1,9-7,8 %) respecto a la subzona anterior. Las algas dulceacuícolas Tipo-128 (4,5 %) y Tipo-181 (6,4 %) aumentan levemente sus valores, mientras que *Spirogyra* sp. (2,9 %) y tipo Zygemataceae (0,2-0,4 %) disminuyen sus frecuencias relativas.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos La concentración de hierbas y arbustos (26,9 granos por g⁻¹), de polen arbóreo (2,5 granos por g⁻¹) y de esporas (1,7 esporas por g⁻¹) disminuyen respecto a la subzona anterior (RF-2a). Los componentes acuáticos, representados por algas dulceacuícolas, presentan valores entre 0,5-2,1 especímenes por g⁻¹, y son notablemente más bajos que en la subzona anterior.

Zona palinológica 3 (9-0 cm de profundidad). Está caracterizada por Poaceae (22,9-48 %) y Caryophyllaceae (18,4-38,9 %), acompañados por *Empetrum rubrum* (1,5 %). Asteraceae subf. Asteroideae, Asteraceae subf. Cichoroideae y *Acaena* están presentes con valores

inferiores a 1 %. Se observa un notable incremento de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (25,5-32,8 %) y *Chenopodiaceae* (5,1 %) respecto a la subzona anterior RF-2b. Las hidrófitas están representadas por *Myriophyllum* (1 %) en el límite superior de la zona. Se registra una ligera disminución en la frecuencia de *Lycopodium* (3,9 %), acompañada por *Azolla* (0,7 %). Los palinomorfos acuáticos están representados exclusivamente por algas dulceacuícolas Tipo-181 (8,3 %) y Tipo-128 (0,9 %).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos La concentración de hierbas y arbustos (100,3 granos por g⁻¹) y de polen arbóreo (49 granos por g⁻¹) aumentan respecto a la subzona anterior (RF-2b), mientras la concentración de hidrófitas registra valores bajos (0,2 granos por g⁻¹). Las esporas (6,8 esporas por g⁻¹) y los palinomorfos acuáticos (2,3 especímenes por g⁻¹) aumentan sus concentraciones.



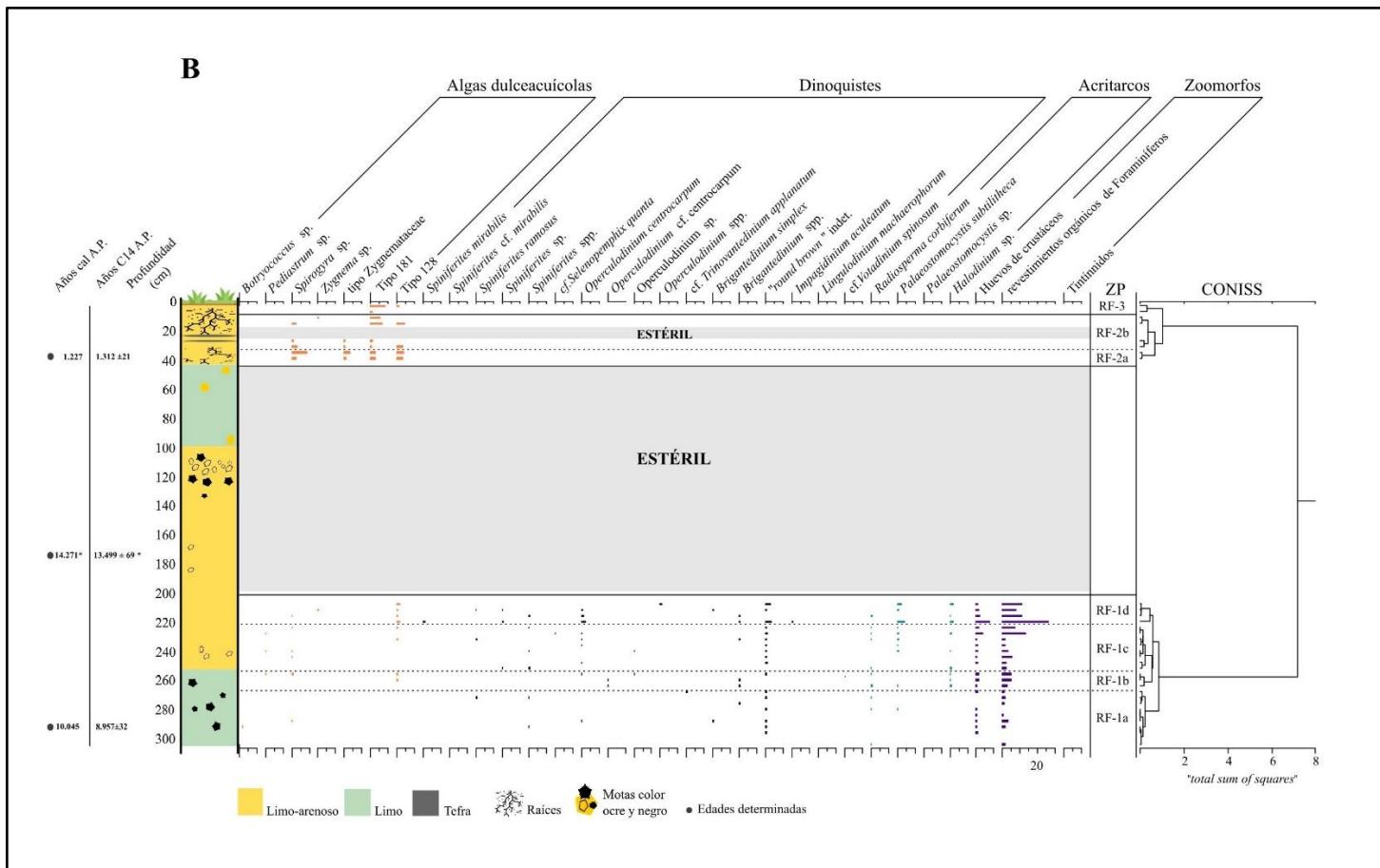


Figura 19. Diagramas de frecuencias relativas de los componentes palinológicos terrestres (**A**) y acuáticos (**B**), de la sección sedimentaria Río Fuego.

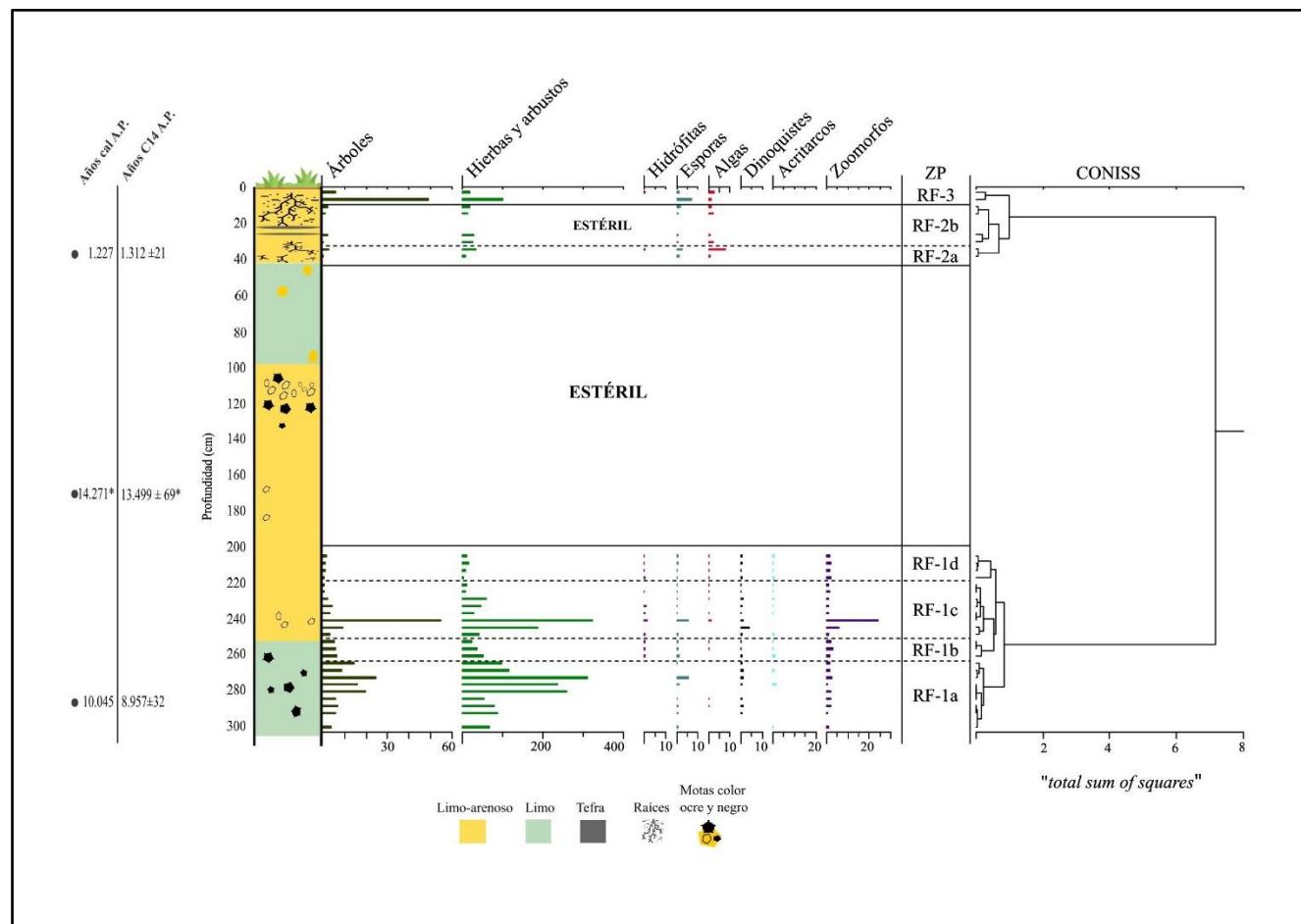


Figura 20. Diagrama de concentraciones de los palinomorfos identificados en la sección sedimentaria Río Fuego.

5.1.6 Interpretación Paleoambiental

El análisis palinológico de la sección sedimentaria RF, muestra un predominio de los palinomorfos terrestres (granos de polen y esporas) sobre los componentes acuáticos (algas dulceacuícolas, quistes de dinoflagelados, acritarcos y zoomorfos).

Con posterioridad a los 10.000 años cal A.P. (subzona RF-1a), la asociación polínica dominada por el polen de Chenopodiaceae sugiere el desarrollo de una comunidad vegetal halofítica propia de suelos salinos y de textura gruesa en ambientes costeros (Alli *et al.*, 2022). De acuerdo con Anchorena *et al.* (2009) en el estuario de Río Grande, Tierra del Fuego, distantes unos *ca.* 25 km hacia el norte de la sección sedimentaria estudiada, se observa el desarrollo de humedales salinos caracterizados por comunidades vegetales halófilas (principalmente *Sarcocornia perennis*) de crecimiento rastrero que forman extensas carpetas, y se encuentran acompañadas por gramíneas (*Puccinellia magallánica*, *Hordeum lechleri*, *Poa atropidiformis*) adaptadas a suelos salinos. Esta vegetación de marismas costeras ocupa aquellas áreas bajas de la costa, esporádicamente inundadas por el mar. Por otro lado, los porcentajes altos de Chenopodiaceae registrados en el perfil fósil, probablemente sean atribuidos a la dispersión-depositación polínica, ya que es una familia con alta producción de polen y dispersión anemófila (Stutz y Prieto, 2003; Franco Arias, 2018). Asimismo, la presencia de una comunidad vegetal subarbustiva xeromórfica acidófila, se encuentra representada por *Empetrum rubrum* (murtilla) que en la estepa fueguina se asocia a suelos de textura gruesa, ácidos y pobres en nutrientes (Collantes *et al.*, 1989, 1999). Otros arbustos y hierbas (Asteraceae subf. Asteroideae, Caryophyllaceae) aparecen escasamente representados (Alli *et al.*, 2025).

El polen de larga distancia, representado por *Nothofagus* tipo *dombeyi*, registra bajos valores (< 13 %) equiparables con aquellos provenientes de las muestras superficiales de la

estepa ubicadas al norte de la ciudad de Río Grande y distantes unos *ca.* 125 km del límite del bosque (Heusser, 1989; Trivi de Mandri *et al.*, 2006). La sección sedimentaria RF se encuentra ubicada en el límite estepa-ecotonía, donde las muestras de superficie registran valores porcentuales de *Nothofagus* que varían aproximadamente entre 20-40 % (Trivi de Mandri *et al.*, 2006; Musotto *et al.*, 2012). Esto permite inferir el transporte aéreo del polen de *Nothofagus*, debido al carácter anemófilo de sus granos, desde áreas más alejadas y/o una baja intensidad de los vientos. Por otro lado, el registro no continuo y con valores de porcentaje mínimos de *Misodendrum* podría sugerir probablemente la presencia de escasos árboles de *Nothofagus* cercanos al área de estudio (Alli *et al.*, 2025). *Misodendrum* es una planta hemiparásita que necesita del hospedador (*Nothofagus*) para su subsistencia (Tercero-Bucardo y Rovere, 2010) y no posee una amplia dispersión polínica (Markgraf *et al.*, 2013).

Dentro de los componentes acuáticos, las algas dulceacuícolas están escasamente representadas por *Botryococcus* sp. y *Spirogyra*. Estas algas clorofíceas se encuentran en diversos cuerpos de agua dulce como lagos, lagunas y pequeñas charcas, aunque también pueden registrarse en ambientes de aguas salobres (Margaleff, 1964; Pals *et al.*, 1980; van Geel, 2001; Shumilovskikh *et al.*, 2021).

Por otro lado, la asociación de dinoquistes marinos en esta subzona se encuentra representada principalmente por “*round brown*” indet., *Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium* spp., y cf. *Trinovantedinium applanatum*. Estos dinoquistes han sido documentados en diferentes ambientes marinos y dentro de un amplio rango de temperaturas, salinidades y concentración de fosfato o nitrato. Sus mayores abundancias generalmente están relacionadas con una alta productividad primaria y la disponibilidad de presas como las diatomeas (Zonneveld *et al.*, 2013; Faye *et al.*, 2018). Acompañan *Spiniferites* spp. y *Operculodinium centrocarpum*, cuyas abundancias relativamente altas se registran en aguas costeras y estuarinas con disponibilidad de nutrientes (nitrato, fosfato), así como también

cierto grado de estratificación de la columna de agua, baja turbidez y condiciones libres de hielo (Pospelova *et al.*, 2018). De acuerdo con Alli *et al.* (2025), esta asociación de dinoquistes podría sugerir un ambiente marino marginal o nerítico interno, con alta disponibilidad de nutrientes probablemente por el aporte de escorrentía superficial. Entre los acritarcos se registra *Radiosperma corbiferum* junto a *Palaeostomocystis subtilitheca*. Estos taxa han sido registrados mayormente en ambientes neríticos con aguas ricas en nutrientes, estratificadas y condiciones subpolares a polares (Roncaglia, 2004; Pieńkowski *et al.*, 2011, 2013).

Durante la subzona RF-1b, se observa, aunque dominantes, una retracción en las comunidades halófilas junto con un incremento de la vegetación graminosa (Poaceae), de los matorrales enanos de murtilla (*Empetrum rubrum*) y arbustos (Asteraceae subf. Asteroideae). Acompañan hierbas (*Acaena*) y pteridófitas (*Lycopodium*, Polypodiaceae) asociadas a la vegetación de la estepa fueguina (Heusser, 1998; Cingolani, 1999). Estas fluctuaciones en las comunidades vegetales sugieren variaciones en la línea de costa como consecuencia de oscilaciones en el nivel relativo medio del mar. El registro de polen hidrófilo (*Myriophyllum*) y el leve incremento de algas dulceacuícolas (*Pediastrum*, *Spirogyra*, Tipo-128) a lo largo de esta subzona y las siguientes (RF-1c y RF-1d), indicarían el desarrollo de charcas costeras o cuerpos de agua dulce poco profundos cercanos a la costa.

Durante este intervalo se registra un incremento en el “*input*” del polen de larga distancia, *Nothofagus*, probablemente relacionado con una mayor influencia de los vientos del oeste en el área de estudio.

La asociación de dinoquistes marinos presenta una menor diversidad de especies en esta subzona (2 taxones identificados). Está compuesta principalmente por *Brigantedinium* spp., “*round brown*” indet. y dinoquistes del género *Operculodinium*. Estos taxa han sido

registrados en ambientes costeros con aguas ricas en nutrientes (Morzadec-Kerfourn, 1992, Ellegaard *et al.*, 2002; Dale *et al.*, 2002; Radi *et al.*, 2007).

Entre los acritarcos, *Halodinium* sp. registra su primera aparición junto con un leve incremento en la proporción de *R. corbiferum* y de *P. subtilitheca*. Su presencia indica una influencia fluvial fuerte y ha sido reportado en depósitos marinos o estuáricos (de Vernal *et al.*, 1989; Mudie, 1992; Head, 1993; Gurdebeke *et al.*, 2018). La presencia de *Halodinium* sp. en esta subzona y en las siguientes (RF-1c y RF-1d), estaría sugiriendo el aporte de agua dulce en el ambiente marino. Los zoomorfos registran un incremento en sus valores respecto a la subzona RF-1a. De acuerdo con Castañeda Quezada (2021), la abundancia de huevos de crustáceos en los sedimentos estaría en estrecha relación con la productividad secundaria de la columna de agua. Los revestimientos orgánicos de foraminíferos son buenos marcadores de la influencia marina en lagos costeros y se usan comúnmente como indicadores de ambientes marinos y salobres en regiones deltaicas (van Geel, 1978). Por otra parte, estos revestimientos orgánicos son buenos indicadores de una alta producción de foraminíferos y constituyen un índice de disolución donde se reduce la conservación de carbonato (Mudie *et al.*, 2010).

Durante la subzona RF-1c, las comunidades de halófitas (Chenopodiaceae) se expanden nuevamente acompañadas por la retracción de la vegetación de gramíneas (Poaceae), murtillares (*Empetrum rubrum*) y arbustos (Asteraceae subf. Asteroideae). Aparecen escasamente representadas otras hierbas como Caryophyllaceae, *Valeriana*, *Gunnera*, *Acaena*, Apiaceae y *Drapetes muscosus*, todas ellas asociadas a las comunidades de la estepa fueguina (Collantes *et al.*, 1999). La entrada del polen de larga distancia, aunque fluctuante, disminuye probablemente en relación con una menor influencia de los vientos del oeste.

La asociación de dinoquistes marinos presenta un leve incremento (4 taxones identificados) que en la subzona anterior y se encuentra representada principalmente por “*round brown*” indet., *Brigantedinium* spp., *Selenopemphix quanta* y cf. *Selenopemphix quanta*, acompañados por dinoquistes de los géneros *Spiniferites* y *Operculodinium*. Esta asociación sugiere la presencia de un ambiente marino costero, poco profundo con aguas ricas en nutrientes y salinidades variables, afectados por la descarga fluvial (Pospelova y Kim, 2010; Zonneveld *et al.*, 2013). Entre los acritarcos, *Halodinium* sp., *Radiosperma corbiferum* y *Palaeostomocystis subtilitheca* mantienen bajos valores similares a los registrados en la subzona anterior (RF-1b). Por otro lado, una mayor proporción de zoomorfos, especialmente hacia la parte superior de esta subzona, podría relacionarse con efectos combinados de alta productividad y altas tasas de sedimentación.

Durante la subzona RF-1d, las comunidades vegetales halófitas continúan desarrollándose en el área costera mientras se observa una mayor participación de pastizales graminosos (Poaceae) junto con murtillares (*Empetrum rubrum*), arbustos (Asteraceae subf. Asteroideae) y vegetación herbácea (Caryophyllaceae, Asteraceae subf. Cichorioideae y *Gunnera*). En particular, el registro de *Lycopodium* indicaría condiciones relativamente más secas del suelo ya que se lo menciona para la estepa fueguina como una especie preferencial de hábitat xérico (Cingolani, 1999).

Una mayor influencia de los vientos del oeste podría estar indicado por el incremento en el polen de larga distancia *Nothofagus* junto con el registro de *Misodendrum* y *Drimys winteri*. Este último se desarrolla en el sector oeste/suroeste de Tierra del Fuego, a lo largo de la costa, y produce granos de polen de gran tamaño y pesados que se liberan en forma de tétradas con capacidad de dispersión limitada. Por lo tanto, su registro en esta subzona estaría señalando la acción de intensos vientos del oeste, debido a que *D. winteri* no se encuentra en la estepa fueguina (Borromei *et al.*, 2018; Candel *et al.*, 2020).

En cuanto a los componentes acuáticos, se registra la presencia de *Zygnema* sp., característica de cuerpos de agua dulce, ricos en oxígeno y poco profundos. Asimismo, la asociación de dinoquistes marinos se encuentra representada principalmente por “*round brown*” indet. y dinoquistes del género *Operculodinium*. El dominio de este último género en los niveles sedimentarios limo-arenosos sugeriría cierta influencia de las aguas de la plataforma continental (Vilanova *et al.*, 2008).

Acompañan esta asociación *Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium* spp., *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp., y *Spiniferites* spp. Estos dinoquistes han sido documentados en diferentes ambientes marinos, dentro de un amplio rango de temperaturas y salinidades variables, con influencia de descargas fluviales o de surgencias (“*upwelling*”) (Zonneveld *et al.*, 2013). Acompañan en menor proporción *Spiniferites mirabilis* e *Impagidinium aculeatum*, los cuales se han registrado tanto en ambientes costeros como en el océano abierto. Las abundancias relativas más altas ocurren en ambientes oligotróficos a eutróficos. *S. mirabilis* e *I. aculeatum* pueden estar presentes en áreas donde la salinidad es reducida, ya sea estacionalmente o durante todo el año (Zonneveld *et al.*, 2013). Por otro lado, estudios de trampas de sedimentos han demostrado que la producción de quistes de *I. aculeatum*, aumenta con el incremento de la disponibilidad de nutrientes y la bioproducción en las aguas superiores (Zonneveld y Brummer, 2000; Susek *et al.*, 2005; Zonneveld *et al.*, 2010a).

La mayor diversidad (5 taxa identificados) y abundancia en la asociación de dinoquistes marinos registradas en esta subzona, respecto a las subzonas anteriores (RF-1a, RF-1b y RF-1c), podría estar relacionado a un pulso del mar alto durante la fase regresiva.

Entre los acritarcos se registró un aumento de *P. subtilitheca* y *Halodinium* sp., acompañados de una mayor proporción de zoomorfos, en particular revestimientos orgánicos

de foraminíferos, lo que podría estar relacionado con podría estar relacionada con los efectos combinados de ambientes de alta productividad y baja energía (Alli *et al.*, 2025).

La presencia de sedimentos limosos con laminación difusa en las subzonas RF-1a y 1b (Figura 17) indica un ambiente de baja energía, mientras que la ocurrencia de sedimentos limo-arenosos, en las subzonas RF-1c y 1d sugiere un ambiente de mayor energía ambos influenciados por la acción de las mareas. Por otra parte, la limitada presencia de características redoximórficas hacia la parte superior de la zona 1 podría haber facilitado la preservación de palinomorfos acuáticos (Alli *et al.*, 2025).

En definitiva, a lo largo de la zona 1, la asociación de palinomorfos acuáticos sugiere condiciones de ambiente litoral, con salinidades bajas/variables y altas concentraciones de nutrientes como resultado de la descarga fluvial.

Entre 200 y 43 cm de profundidad., las muestras analizadas, resultaron estériles y/o con escaso contenido palinológico (presencia). Los taxones polínicos registrados como “presencia” comprendieron *Nothofagus* tipo *dombeyi*, *Drimys winteri*, Caryophyllaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, *Empetrum rubrum*, Poaceae, Apiaceae, *Gunnera*, *Valeriana*, Chenopodiaceae, *Ephedra*, Brassicaceae, Urticaceae, *Myriophyllum* y Cyperaceae. Entre las esporas, *Lycopodium* y *Azolla*. Los taxones acuáticos incluyeron algas dulceacuícolas (*Spirogyra* sp. y *Zygnea* sp.) y dinoquistes marinos tales como *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites mirabilis*, *Spiniferites* cf. *mirabilis*, *Spiniferites* sp., *Spiniferites* spp., cf. *Selenopemphix quanta*, *Operculodinium centrocarpum*, *Operculodinium* cf. *centrocarpum*, *Operculodinium* spp. *Brigantedinium* spp., “round brown” indet. y *Lingulodinium machaerophorum*. Además, se reconocieron acritarcos (*Palaeostomocystis subtilitheca*, *Palaeostomocystis* sp. y *Halodinium* sp.) y zoomorfos (huevos de crustáceos, revestimientos orgánicos de foraminíferos y restos orgánicos de tintínnidos). Los escasos palinomorfos presentes en este intervalo exhiben daño mecánico, roturas y/o plegamientos. Esto podría

estar relacionado con el transporte mecánico, y/o compactación sin y postdepositacional dentro de los sedimentos asociados a canales de marea. Asimismo, una muestra localizada en este intervalo a 170 cm de profundidad, resultó tener una edad significativamente mayor que la basal, 14.271 años cal A.P. (Tabla 12), lo que se asocia a un retrporte local de sedimentos con contenido orgánico más antiguo que el depósito. En particular, la ausencia o presencia de palinomorfos podría deberse a varios factores: en primer lugar, la alteración tafonómica provocada por la exposición subaérea de los sedimentos, ya que el alcance mareal se restringe exclusivamente a mareas extraordinarias, lo que deja los sedimentos predominantemente expuestos a condiciones subaéreas. En segundo lugar, la resuspensión de los sedimentos puede ocurrir debido a la acción del oleaje en la zona mareal, especialmente durante la rotura de las barreras de grava situadas al este. De acuerdo con Frazer *et al.* (2020), bajo estas circunstancias el agua se vuelve más oxigenada, por lo que los procesos de oxidoreducción en la interfaz sedimento-agua podría dificultar la preservación de los palinomorfos. Esto se evidencia por la presencia de sedimentos limo-arenosos con motas de color ocre y la ocurrencia de mineral autigénico pirita (FeS), indicando condiciones ambientales anóxicas probablemente asociadas a un ambiente marino marginal (Candel *et al.*, 2011). Adicionalmente, la presencia de motas de color negro (Mn^{+2}) sugiere sedimentos oxigenados y condiciones de alcalinidad en el ambiente (Davison, 1993; Koinig *et al.*, 2003).

Con posterioridad a los 1.227 años cal A.P. (subzona RF-2a), se observa un profundo cambio en la asociación polínica evidenciado por la expansión de las comunidades vegetales de gramosas (Poaceae) y herbácea (Caryophyllaceae) acompañadas de pteridófitas (*Lycopodium*) con escasa participación de la vegetación halófita y arbustiva indicativo de condiciones de mayor disponibilidad de humedad efectiva (Alli *et al.*, 2025). Dicha asociación sería análoga con las praderas mesofíticas que se desarrollan sobre las suaves líneas de drenaje de paisajes alomados o sobre los bordes o nacientes de vegas en la estepa

fueguina (Anchorena *et al.*, 2009). La presencia de cuerpos de agua dulce someros se infiere a partir del registro de polen hidrófilo (*Myriophyllum*) y de las algas dulceacuícolas *Spirogyra* sp., tipo Zygemataceae, Tipo-128 y Tipo-181. De acuerdo con Pals *et al.* (1980) y van Geel (2001), estas algas, son características de cuerpos de agua someros, eutróficos a mesotróficos.

Por otro lado, una disminución en la frecuencia de *Nothofagus* (< 10 %) podría vincularse con una menor influencia de los vientos del oeste sobre el área de estudio.

Durante la subzona RF-2b se observa la expansión de una comunidad herbácea (Caryophyllaceae) y la retracción de la vegetación graminosa (Poaceae). Acompañan murtillares (*Empetrum rubrum*), arbustos (Asteraceae subf. Asteroideae), halófitas (Chenopodiaceae) y pteridófitas (*Lycopodium*). El “input” del polen de larga distancia (*Nothofagus*) se mantiene similar a la subzona anterior (RF-2a).

Durante esta subzona, las muestras analizadas entre 22 y 16 cm de profundidad, presentaron muy poco a nulo contenido palinológico para realizar recuentos estadísticos confiables. Dentro de los taxones polínicos se reconocieron *Nothofagus* tipo *dombeyi*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, *Lycopodium* y *Azolla*. En cuanto a los taxones acuáticos, se registraron algas dulceacuícolas del Tipo-128 y Tipo-181, todos ellos en buen estado de preservación. Este sector estéril se presenta inmediatamente después de la deposición de las capas de tefra. De acuerdo con Campbell y Campbell (1994), la baja concentración de palinomorfos podría reflejar un bajo aporte de granos de polen y esporas como consecuencia de una pobre cobertura vegetal y/o condiciones tafonómicas desfavorables para su conservación. El tamaño de las partículas, la composición química, la morfología y el color de los fragmentos de vidrio indican que las dos capas de tefra derivaron de la misma erupción explosiva. Teniendo en cuenta la ubicación geográfica, la fuente más probable debería ser un volcán situado en la Zona Volcánica Austral (ZVA) o aquellos

situados en el borde sur de la Zona Volcánica Sur (ZVS). La composición química de los fragmentos de vidrio coincide con el campo compositivo del volcán Hudson (Stern *et al.*, 2016; Smith *et al.*, 2019), también contrasta marcadamente con la composición de los volcanes Aguilera, Lautaro, Viedma, Reclus y Burney de la ZVA (Smith *et al.*, 2019; Panaretos *et al.*, 2021; Figura 21). Asimismo, las características observadas en la fracción vítreas coinciden con las descritas para la tefra H1 de Hudson (~7500 años cal A.P.), dispersa al sur y sur-sudeste del volcán, en sitios ubicados al sur de los 51°58'S en la Patagonia Argentina (Borromei *et al.*, 2010, Musotto *et al.*, 2016, 2017; Smith *et al.*, 2019) y la Patagonia Chilena (Stern, 2008; Prieto *et al.*, 2013; Del Carlo *et al.*, 2018). La mezcla de tefra con material lítico y materia orgánica, junto con su distribución en dos niveles separados por aproximadamente 4 cm de sedimentos limo-arenosos, indica procesos de retrabajo posteriores a la depositación inicial (Alli *et al.*, 2025).

Hacia la parte superior de la subzona (RF-2b), se observa la expansión de la comunidad graminosa (Poaceae) y la retracción de la comunidad herbácea (Caryophyllaceae) con una mayor participación de halófitas (Chenopodiaceae) y pteridófitas (*Lycopodium*). Acompañan los murtillares de *Empetrum rubrum*, arbustos (Asteraceae subf. Asteroideae), y algunas hierbas (Brassicaceae). El incremento del polen de larga distancia (*Nothofagus*) sugiere un mayor aporte extrarregional al área de estudio. En cuanto a los componentes acuáticos, se registra la presencia de *Zygnuma* sp., probablemente relacionada con la formación de cuerpos de agua someros cercanos al sitio estudiado.

Durante la zona RF-3, la comunidad vegetal está caracterizada por gramíneas (Poaceae) acompañadas de hierbas (Caryophyllaceae) y halófitas (Chenopodiaceae).

La depositación de sedimentos limo-arenosos en esta zona sugieren ambientes de aguas menos turbias. Además, el registro de algas dulceacuícolas (Tipo-128 y 181) indicarían la presencia de cuerpos de agua someros. Asimismo, el incremento en la proporción de la

materia orgánica (18,10 %, Figura 17) indica el desarrollo de suelo. En relación al polen extrarregional, las frecuencias de *Nothofagus* (25-33 %) comparables a las registradas en las muestras superficiales de la estepa ubicadas en el límite estepa-ecoton (Musotto *et al.*, 2012), sugieren que las comunidades del ecoton bosque-estepa habrían alcanzado durante esta zona (RF-3), posiciones similares a las actuales para el área de estudio (Alli *et al.*, 2025).

A lo largo de toda la sección sedimentaria, se ha documentado una notable presencia de material retrabajado. Los palinomorfos terrestres comprendieron *Nothofagus obliqua*, *Hymenophyllum*, *Perfotricolpites* y *Podocarpidites*, que aportan información valiosa sobre la vegetación de la región; mientras que dentro de los palinomorfos acuáticos, se reconocieron dinoquistes como *Deflandrea* sp., *Enneadocysta* sp. y *Spiniferites* sp., que sugieren un entorno acuático en el pasado. Es probable que estos palinomorfos retrabajados provengan del Grupo Cabo Domingo, de edad Oligoceno-Mioceno (Olivero y Torres Carbonell, 2021).

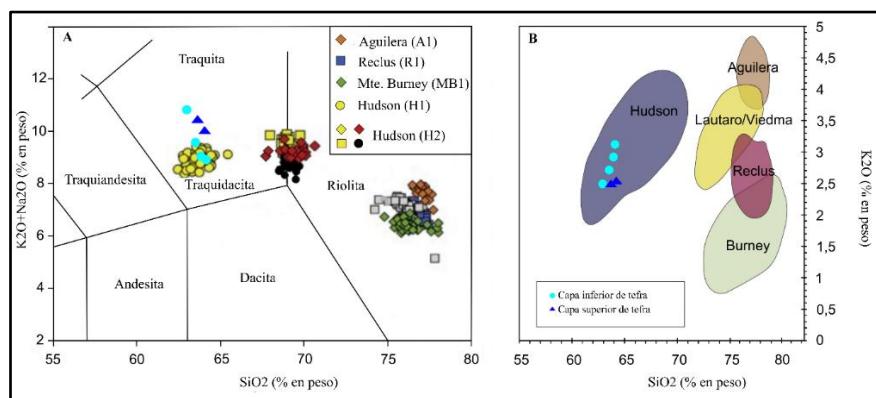


Figura 21. Gráficas de datos geoquímicos de los fragmentos de vidrio para dos capas de tefra identificadas en la sección sedimentaria RF, y su comparación con los registros del Volcán Hudson y los volcanes de la Zona Volcánica Austral. Contenido total de álcali vs sílice, mostrando la clasificación composicional de los fragmentos de vidrio (modificado de Panaretos *et al.*, 2021) (A). Campos composicionales de los volcanes de la Zona Volcánica Austral (modificado de Smith *et al.*, 2019) (B). Tomado de Alli *et al.* (2025).

ZP-RF	Años C ¹⁴ A.P.	Características de las Zonas Palinológicas	Interpretación Paleoambiental
3	Presente	Poaceae (48 %), Caryophyllaceae (38,9 %) y Chenopodiaceae (5,1 %) acompañado por <i>Nothofagus</i> (32,8 %). Algas de agua dulce (9,2 %).	Desarrollo de gramíneas y vegetación herbácea, asociados a ambientes de llanura aluvial. Presencia de comunidades ecotonales cercanas al área estudiada.
2b		Poaceae aumenta (55,8 %) y Caryophyllaceae disminuye (26,8 %). <i>Nothofagus</i> (12,3 %). Las esporas de <i>Lycopodium</i> disminuyen hasta 7,8 %. Las algas de agua dulce están presentes (14,2 %).	Desarrollo de gramíneas (Poaceae) y vegetación herbácea (Caryophyllaceae), acompañado de pteridófitas (<i>Lycopodium</i>). Aporte extrarrregional de polen de <i>Nothofagus</i> . Presencia de cuerpos de agua dulce someros cercanos al área de estudio.
ESTÉRIL			
2b	1.227	Caryophyllaceae aumentan (54,3 %) y Poaceae disminuyen (41,3 %). <i>Nothofagus</i> (12,3 %).	
2a		Dominio de Poaceae (74,6 %) acompañado por Caryophyllaceae (19,4 %). Chenopodiaceae (1,8 %) y <i>E. rubrum</i> (0,4 %). <i>Nothofagus</i> disminuye (9,1 %). Las esporas de <i>Lycopodium</i> llegan hasta 12,2 %. Las algas de agua dulce muestran un incremento (5,7-14,9 %).	
ESTÉRIL			
1d		Chenopodiaceae varía entre 40,6 y 78,4 % y Poaceae entre 24,2 y 9,9 %. Asteraceae subf. Asteroideae (4,6 %) y <i>E. rubrum</i> (7,3 %). Caryophyllaceae, Asteraceae subf. Cichorioideae y <i>Gunnera</i> aumentan hasta 1 %, respectivamente. <i>Nothofagus</i> aumenta (21 %). <i>Myriophyllum</i> (1,8 %) y las esporas de <i>Lycopodium</i> (5,8 %). Las algas de agua dulce (1,6 %). Dinoquistes marinos (< 8 %). Acritarcos (4,3 %). Huevos de crustáceos y revestimientos orgánicos de foraminíferos aumentan (7,3 y 25,9 %, respectivamente).	Desarrollo de comunidades halofitas (Chenopodiaceae) y gramíneas (Poaceae) de marismas costeras acompañada de vegetación arbustiva y herbácea. La retracción y expansión de las halófitas sugieren fluctuaciones en la línea de costa. El registro de taxones de larga distancia estaría vinculado a los vientos del oeste. El aumento en las subzonas RF-1b y RF-1d de polen extrarrregional (<i>Nothofagus</i>) probablemente sugiere una influencia intensificada de los vientos del oeste en el área de estudio.
1c		Chenopodiaceae aumenta hasta 89,8 % acompañado por Poaceae (11 %), <i>E. rubrum</i> (3,8 %) y Asteraceae subf. Asteroideae (1,6 %). <i>Nothofagus</i> disminuye (14,5 %) y <i>Drimys winteri</i> registra hasta 1 %. <i>Myriophyllum</i> (1,2 %). Esporas de <i>Lycopodium</i> aumentan (3,1 %). Algas de agua dulce (< 1 %).	La asociación de palinomorfos acuáticos en esta zona RF-1 (principalmente “round brown” indet., <i>Brigantedinium</i> spp., <i>Operculodinium centrocarpum</i> , <i>Spiniferites</i> spp.) evidencia un

	Dinoquistes marinos (1,3 %). Acritarcos (0,7 %). Huevos de crustáceos (3,4 %) y revestimientos orgánicos de foraminíferos varían entre 1,3-12,9 %.	ambiente marino con salinidades variables y disponibilidad de nutrientes. El registro de <i>Halodinium</i> sp. en la subzona RF-1b probablemente esté relacionado con la descarga de agua dulce al medio marino. La mayor proporción de zoomorfos en las subzonas RF-1c y RF-1d sugiere efectos combinados de alta productividad y flujos de carbono orgánico en ambientes de baja energía.
1b	Chenopodiaceae (55,1 %) y Poaceae aumenta (14,6 %) junto con <i>E. rubrum</i> (7,8 %), Asteraceae subf. Asteroideae (2,6 %) y <i>Acaena</i> (1,4 %). <i>Nothofagus</i> registra 18,3 % y <i>Misodendrum</i> 0,3 %. Esporas de <i>Lycopodium</i> (1,7 %). Algas de agua dulce (< 1 %). Dinoquistes marinos (1 %). Acritarcos (0,6 %). Huevos de crustáceos (1,6 %) y revestimientos orgánicos de foraminíferos (4,9 %) también están presentes.	
1a	10.045	Dominio de Chenopodiaceae (hasta 87,5 %) acompañado por Poaceae (8,1 %), <i>E. rubrum</i> (3,2 %). Taxones de larga distancia como <i>Nothofagus</i> (13 %) y <i>Drimys winteri</i> (< 0,3 %), se registran junto con <i>Misodendrum</i> (0,3 %). Esporas de <i>Lycopodium</i> (< 2 %). Algas de agua dulce (0,3 %). Dinoquistes marinos (0,6 %). Acritarcos (0,3 %). Huevos de crustáceos (0,6 %) y revestimientos orgánicos de foraminíferos (< 1,3 %) están presentes.

Tabla 13. Principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos e interpretación paleoambiental de la sección sedimentaria RF en el área del Río Fuego. Tomado y modificado de Alli *et al.* (2025).

5.2 LOCALIDAD RÍO SAN MARTÍN

5.2.1 Geología

El Río San Martín tiene sus nacientes en Chile y recorre aproximadamente, 10 km de territorio argentino por un cauce sinuoso, hasta desembocar en la zona central de la Bahía San Sebastián. Como muestra la Figura 22, la sección muestrada se ubica en un escarpe erosivo del tramo inferior del río. Este curso de agua presenta un patrón meandriforme en una extensa llanura de inundación de baja pendiente (< 1 %), la cual está cubierta por vegetación característica de la estepa como *Festuca gracillima*, *Chiliotrichum diffusum*, *Lepidophyllum cupressiforme* y *Berberis buxifolia* (Pisano, 1977; Figura 23).

Está delimitado al norte por el Cerro de los Gatos y hacia el sur por las Sierras de Carmen Silva. El valle de este río, al igual que el de la localidad previamente mencionada, está esculpido en sedimentos limo-arenosos pertenecientes al Grupo Cabo Domingo (Olivero y Torres Carbonell, 2021), y en depósitos cuaternarios de origen glacial y glacifluvial. Al norte del Río San Martín, se observan cordones litorales formados por conchillas de organismos marinos conocidos como *cheniers* (Bujalesky, 2007). Hacia el este y el norte del río, también se identifican abundantes depresiones alineadas, las cuales se transforman en lagunas de agua salobre debido a las precipitaciones, que se secan en verano (Villareal y Coronato, 2017; Tabla 14). Finalmente, la medición obtenida con GPS diferencial sobre la sección sedimentaria RSM fue de 7,523m s.n.m., lo que demuestra que la sección muestrada está ligeramente por encima de la berma de tormenta actual, ubicada entre 6 y 7 m s.n.m. en esta zona de la isla (Tabla 10).

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío,
en base al análisis palinológico

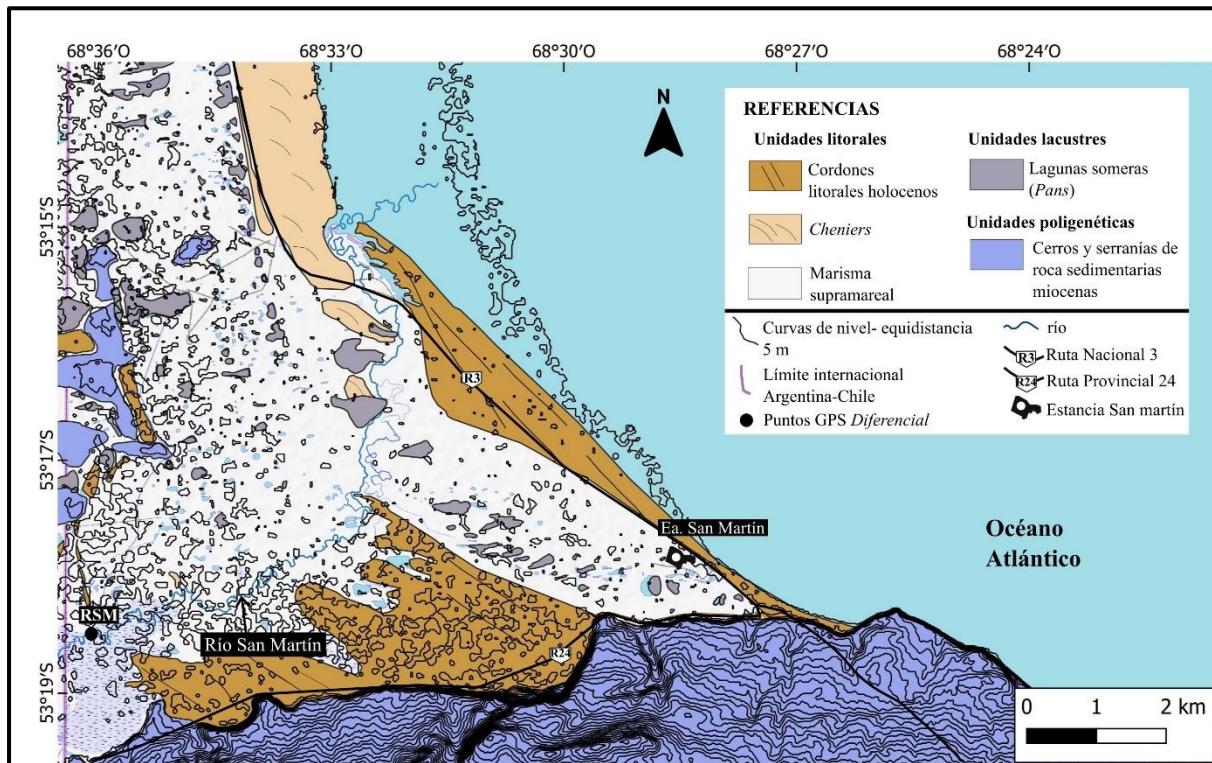


Figura 22. Mapa geomorfológico del valle del Río San Martín y zona costera circundante. Tomado y modificado de Bujalesky (2007). (RSM: sección sedimentaria Río San Martín).



Figura 23. Imagen aérea del sector de muestreo del perfil RSM en el Río San Martín. (Foto: A. Montes).

Unidad Geomorfológica	Ambiente	Sedimentos	Relieve	Edad
Planicie mareal actual	Litoral	Fango, arena y grava	Sedimentación activa.	Presente
Mantos eólicos	Eólico	Arena	Plano, sobre afloramientos del Mioceno.	Holoceno medio a presente;
Lagunas alineadas poco profundas	Lacustre	Barro y arena fina	Cuencas muy planas y poco profundas.	Holoceno medio?- presente
<i>Cheniers</i>	Litoral	Conchillas de moluscos y arena	Plano o suavemente redondeado, con pendientes de bajo ángulo.	Holoceno medio-tardío
Cordones litorales del Holoceno	Litoral	Arena gruesa y grava	Plano o suavemente redondeado.	medio a tardío
Planicie paleomareal	Litoral	Limo y limo-arenosos	Plano con canales angostos y suaves.	Holoceno medio-tardío
Planicie aluvial	Fluvial	Fango y arena	Tierras bajas, húmedas, de pendientes suaves.	Pleistoceno tardío a Holoceno
Cerros de rocas sedimentarias	Poligenético	Areniscas	Relieve bajo ca. 16 m.	Mioceno inferior a medio-

Tabla 14. Principales características geomorfológicas y relieve en la zona del Río San Martín, según morfogénesis, tipo de sedimentos y edad estimada. Basado en Favier Dubois y Borrero (2005) y Bujalesky (2007).

5.2.2 Sedimentología y Tefrocronología

En la Figura 24 se puede observar el perfil sedimentario del Río San Martín (RSM). El mismo se ubica en la cuenca inferior de dicho río, tiene un espesor de 120 cm y presenta una distribución variable de rasgos redoximórficos, además de la presencia de raíces delgadas y macrorrestos vegetales. Está compuesto por una alternancia de limo con estructura laminar, de tonalidades gris azulado medio (5 B 5/1) y marrón grisáceo (5YR 5/2) y por sedimentos limo-arenosos con estructuras laminar, granular y tabular de tonalidad marrón claro (5YR 7/1).

El limo se extiende desde la base del perfil hasta los 36 cm bajo la superficie con valores de limo que varían entre 64,05 y 81,25 %, y abundante presencia de raíces, motas de color ocre asociadas a la precipitación de hierro y, en menor proporción, motas de color negro asociadas a la precipitación de óxidos de manganeso. El contenido de arcilla a lo largo de este tramo es bajo (aproximadamente 15 %), con algunos picos inferiores al 20 %.

Desde los 36 cm de profundidad hasta la superficie, el perfil está constituido por sedimentos limo-arenosos, con proporciones de limo que oscilan entre el 47,5 y 68,3 % y de arena que varían entre 14,7 y 46,03 %. En este intervalo, se han identificado macrorrestos vegetales dispersos, además de estructuras pedogenéticas, especialmente hacia la parte superior, indicando procesos de alteración y formación de suelo. Asimismo, a una profundidad de 34 cm, se observa una fina capa de tefra de tonalidad gris claro, cuyo espesor varía entre 0,5 y 2 cm. Esta capa se presenta de manera discontinua y ha sido registrada hasta aproximadamente 20 metros al noreste de la sección sedimentaria RSM, lo que sugiere una dispersión limitada pero reconocible en la zona adyacente. Sin embargo, es importante

destacar que la tefra no ha sido objeto de análisis hasta el momento (com. pers. S. Rodriguez, 2024) lo que limita nuestra comprensión completa de sus características y posibles orígenes.

5.2.3 Contenido de Materia Orgánica Total

El contenido de carbono orgánico total (COT) a lo largo del tramo sedimentario (Figura 24) fluctúa entre 1,21 y 39,75 %. En el tramo inferior del perfil, entre los 120 y 36 cm de profundidad, los valores de COT son relativamente bajos, oscilando entre el 1,21 y el 12,1 %. Estos niveles, como se indicó anteriormente en la sección RF, reflejan condiciones de menor productividad biológica o fases ambientales más áridas, caracterizadas por una acumulación reducida de materia orgánica en los sedimentos *sensu* Mansilla *et al.* (2016). La composición y baja proporción de COT en esta sección podrían estar relacionadas con un ecosistema de baja actividad biológica y vegetación escasa. Desde los 36 cm de profundidad hasta la superficie, el COT muestra un aumento progresivo, con valores que oscilan entre el 10 % y un máximo de 39,75 %, seguido de un descenso (23,78 %) en la parte superior del perfil. Este cambio coincide con el desarrollo de estructuras pedogenéticas en sedimentos limo-arenosos, lo que sugiere un ambiente relativamente más húmedo y una mayor incorporación de materia orgánica.

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío,
en base al análisis palinológico

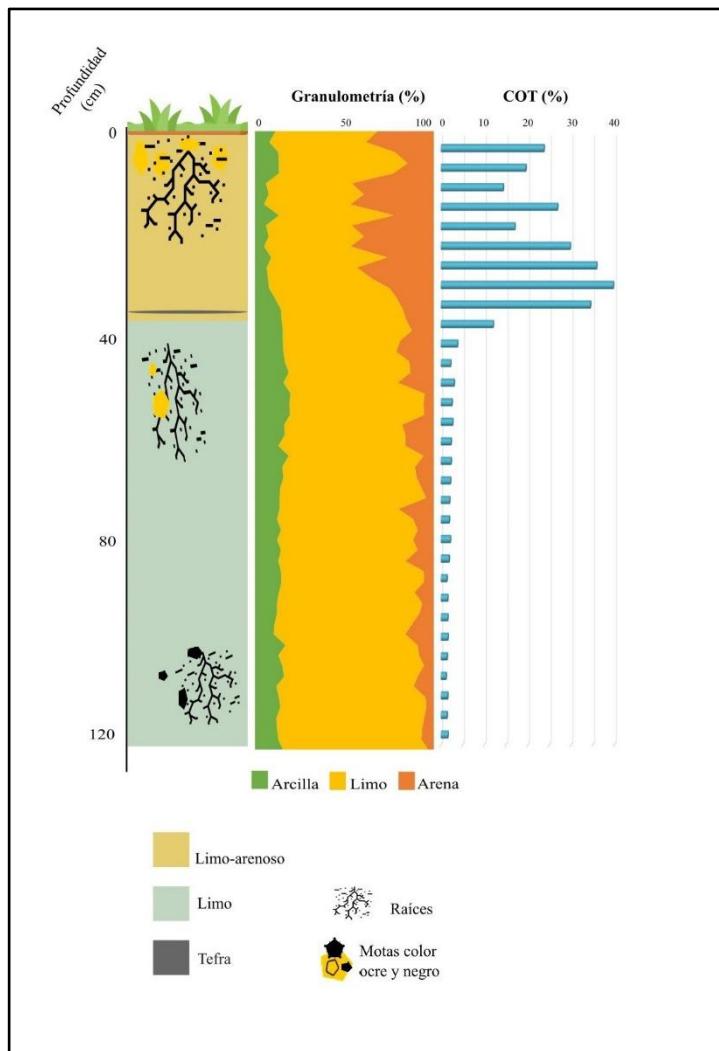


Figura 24. Perfil sedimentario, granulométrico y contenido de materia orgánica total de la sección sedimentaria Río San Martín (RSM).

5.2.4 Análisis Palinológico

En base al análisis de agrupamiento realizado en la sección sedimentaria RSM, se ha reconocido, desde la base del perfil a los 120 cm de profundidad hasta la superficie, una única zona palinológica: RSM-1. Entre los 120 y 55 cm de profundidad, y desde los 38 cm hasta la superficie, las muestras resultaron estériles o con muy bajo contenido palinológico para realizar un análisis estadístico. Para mayor detalle se presenta el diagrama palinológico de frecuencias relativas (Figura 25), el diagrama de concentraciones (Figura 26) y la Tabla 15, que resume los principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos.

Zona palinológica RSM-1 (54-39 cm de profundidad)

La base de la zona está dominada por Chenopodiaceae (68,6-94,3 %), acompañada por Poaceae (2,7-19,1 %), Caryophyllaceae (< 4 %) y Asteraceae subf. Asteroideae (0,3-1,3 %). Además, Asteraceae subf. Cichorioideae, *Empetrum rubrum* y *Gunnera* presentan valores bajos (< 1 %, 0,7 % y 0,3 %, respectivamente). El polen arbóreo se encuentra representado por *Nothofagus* tipo *dombeyi* con valores que se incrementan hacia la parte superior de la zona (2,6-5,6 %). Las esporas de *Lycopodium* también muestran valores bajos a lo largo de la zona (< 3,5 %). Dentro de los palinomorfos acuáticos, las algas dulceacuícolas están representadas por Tipo-181 (< 4 %), Tipo-128 (< 3 %), *Spirogyra* sp. (0,1-2,3 %.) y tipo Zygemataceae (0,6 %).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos Las hierbas y arbustos presentan valores de concentración que oscilan entre 1204,1 y 2970,8 granos por g⁻¹. Mientras el polen arbóreo registra valores menores respecto a la concentración de hierbas y arbustos, variando

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío,
en base al análisis palinológico

entre 35,5 y 164,5 granos por g⁻¹. La concentración de esporas no supera las 65,7 esporas g⁻¹.

Las algas dulceacuícolas, presentan valores de concentración entre 41,8 y 175,8 algas por g⁻¹.

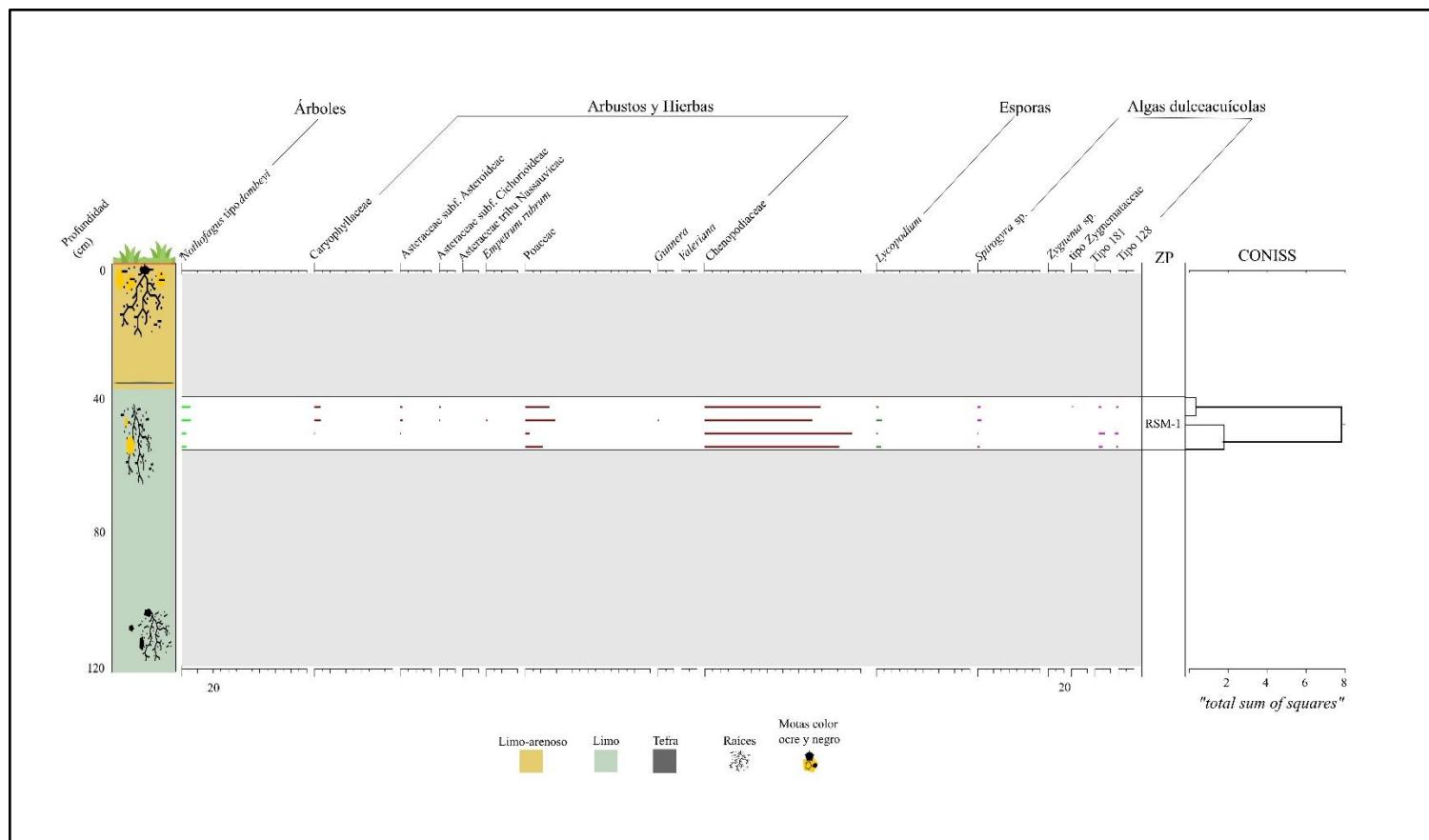


Figura 25. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes palinológicos terrestres y acuáticos, de la sección sedimentaria Río San Martín.

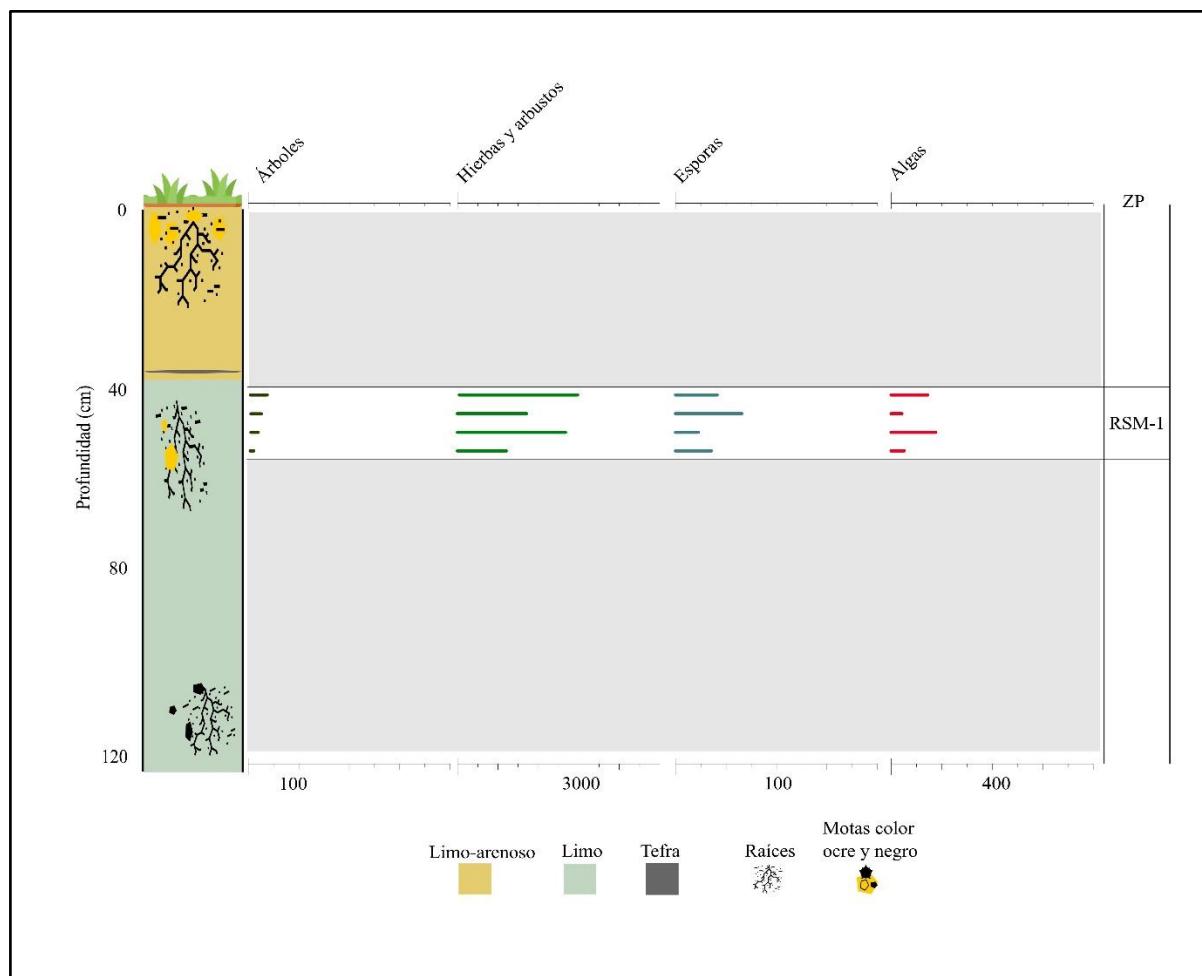


Figura 26. Diagrama de concentraciones de los palinomorfos identificados en la sección sedimentaria Río San Martín.

5.2.5 Interpretación Paleoambiental

El análisis palinológico de la secuencia RSM, revela un predominio de los palinomorfos terrestres (granos de polen y esporas) sobre los componentes acuáticos (algas dulceacuícolas), destacando una comunidad vegetal compuesta, principalmente, por especies halófilas y gramíneas.

Entre los 120 y los 56 cm de profundidad, las muestras analizadas resultaron estériles y/o con escaso contenido palinológico (presencia). Dentro de los palinomorfos terrestres se observó la presencia de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, *Myriophyllum*, *Drymis winteri*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, *Lycopodium* y *Azolla*. En cuanto a los palinomorfos acuáticos, se registraron algas dulceacuícolas (tipo Zygnemataceae, Tipo-128 y Tipo-181) además de quistes de dinoflagelados (*Spiniferites* spp.) y zoomorfos (restos orgánicos de foraminíferos) propios de un ambiente marino. Asimismo, es importante señalar que los pocos palinomorfos observados presentan una buena preservación. En particular, la ausencia o presencia de palinomorfos podría deberse a la preservación diferencial de la materia orgánica. Zonneveld *et al.* (2010b) plantean que, la materia orgánica en ambientes marinos sufre procesos de degradación selectiva que dependen de distintos factores como su composición molecular, la disponibilidad del oxígeno, la actividad microbiana y las características físicas del ambiente de deposición.

La zona RSM-1 (56-40 cm de profundidad), la asociación polínica dominada por Chenopodiaceae acompañada de Poaceae que sugiere el desarrollo de vegetación halófita y de gramíneas análogas con las comunidades vegetales que se encuentran en el área de la Bahía San Sebastián, ubicada a unos *ca.* 7 km al este de la sección sedimentaria estudiada,

donde se observan comunidades de halófitas (*Sarcocornia perennis*) conformando carpetas acompañadas por pastizales (*Puccinellia* spp.) (León *et al.*, 1998). Otros arbustos y hierbas (Asteraceae subf. Asteroideae, Caryophyllaceae) y pteridófitas (*Lycopodium*) aparecen escasamente representados. Además, el bajo/moderado contenido de materia orgánica sugiere condiciones paleoambientales desfavorables para el desarrollo de la vegetación en el área.

Por otro lado, los bajos valores registrados de *Nothofagus* tipo *dombeyi* (< 6 %), son comparables con los de las muestras superficiales de la estepa fueguina ubicadas a más de 125 km del bosque de *Nothofagus*, en el área de Bahía San Sebastián (Heusser, 1989), infiriéndose un aporte extrarregional al sitio estudiado. En esta zona (RSM-1), los componentes acuáticos registrados en esta zona, representados exclusivamente por algas dulceacuícolas *Spirogyra* sp., Tipo-128 y Tipo-181, indican la existencia de cuerpos de agua someros con fluctuaciones estacionales. Durante esta zona y parte del tramo subyacente estéril, la presencia de limo laminar sugiere un ambiente de baja energía depositacional.

En el tramo superior estéril del perfil, entre los 39 cm y la superficie, las muestras analizadas resultaron estériles y/o con escaso contenido palinológico (presencia). Dentro de los palinomorfos terrestres se observó la presencia de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, *Myriophyllum*, *Drymis winteri*, *Empetrum rubrum*, *Gunnera*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, *Lycopodium* y *Azolla*. En cuanto a los palinomorfos acuáticos, se registraron algas dulceacuícolas (tipo Zygnemataceae, Tipo-128 y Tipo-181). En particular, la ausencia o presencia de palinomorfos podría reflejar, *sensu* Campbell (1999), un bajo aporte de granos de polen y esporas, lo que sugiere una escasa cobertura vegetal y/o condiciones tafonómicas desfavorables para su conservación. Por ejemplo, el ingreso y la conservación del polen en los depósitos sedimentarios aluviales pueden estar determinados por la fuente de polen, el transporte fluvial, los procesos de deposición, las facies

sedimentarias involucradas y los cambios postdepositacionales asociados a procesos de meteorización, como la pedogénesis, la percolación y las fluctuaciones del nivel freático (Rojo *et al.*, 2012). En el área de estudio, la escasa preservación de palinomorfos podría estar influenciada por procesos eólicos y el desarrollo de suelos, evidenciado por estructuras pedogenéticas. Además, las actividades antrópicas, como el arado y la ganadería ovina y bovina, podrían haber generado condiciones tafonómicas desfavorables para la preservación de los palinomorfos.

Cabe destacar que a lo largo de la sección sedimentaria RSM, se registró material retransportado, principalmente granos de polen de Podocarpaceae acompañados por esporas triletes. No se han registrado quistes de dinoflagelados ni otros componentes marinos de edad Paleógeno-Neógeno a diferencia de la sección sedimentaria previamente interpretada (RF).

ZP-RSM	Características de la Zona Palinológicas	Interpretación Paleoambiental
	ESTÉRIL	
1	Chenopodiaceae (68,6-94,3 %) y Poaceae (< 20 %). Presencia de Caryophyllaceae (< 4 %) y Asteraceae subf. Asteroideae (0,3-1,3 %). <i>Nothofagus</i> (< 6 %). Esporas de <i>Lycopodium</i> (hasta 3,5 %). Algas dulceacuícolas (< 4 %).	Desarrollo de vegetación halófila (Chenopodiaceae) acompañada de gramíneas, arbustos y hierbas. Proximidad de cuerpos de agua someros al área de estudio. Aporte extraregional de <i>Nothofagus</i> .
	ESTÉRIL	

Tabla 15. Principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos e interpretación paleoambiental de la sección sedimentaria RSM en el área del Río San Martín.

5.3 LOCALIDAD ARROYO GAMMA

5.3.1 Geología

El Arroyo Gamma, de régimen permanente, recorre el sur de las sierras de Carmen Silva por un cauce sinuoso. El arroyo desarrolla un patrón meandroso en una llanura de inundación con una pendiente menor a 1 % hasta desembocar en una albufera, junto al Océano Atlántico (Figura 27). La llanura de inundación está cubierta por brezales de *Empetrum rubrum* y gramíneas, principalmente *Festuca gracillima* (Figura 28). Actualmente, el arroyo ocupa cañadones y valles preexistentes que fueron generados y profundizados por incisiones hídricas erosivas durante el UMG (Montes, 2015). Estas incisiones están esculpidas en sedimentos limo-arenosos pertenecientes al Grupo Cabo Domingo, al igual que en las localidades previamente mencionadas (RF y RSM), en depósitos litorales de la Formación La Sara (Codignotto, 1979) y en depósitos cuaternarios glaciales y glacifluviales.

La sección sedimentaria AG se encuentra en un escarpe erosivo del tramo inferior del Arroyo Gamma. Este sector, de acuerdo con Montes (2015), fue parte de una bahía durante el Holoceno medio, que posteriormente quedó protegida del oleaje oceánico por la formación de cordones litorales que se extienden desde punta Sinaí hacia el sur (Tabla 16). La medición obtenida con GPS diferencial sobre la sección sedimentaria AG fue de 7,307 m s.n.m. lo que demuestra que la sección muestreada está ligeramente por debajo de las altitudes de las geoformas litorales (cordones litorales y espigas) asociadas con el máximo alcance de la transgresión marina del Holoceno medio (Tabla 10).

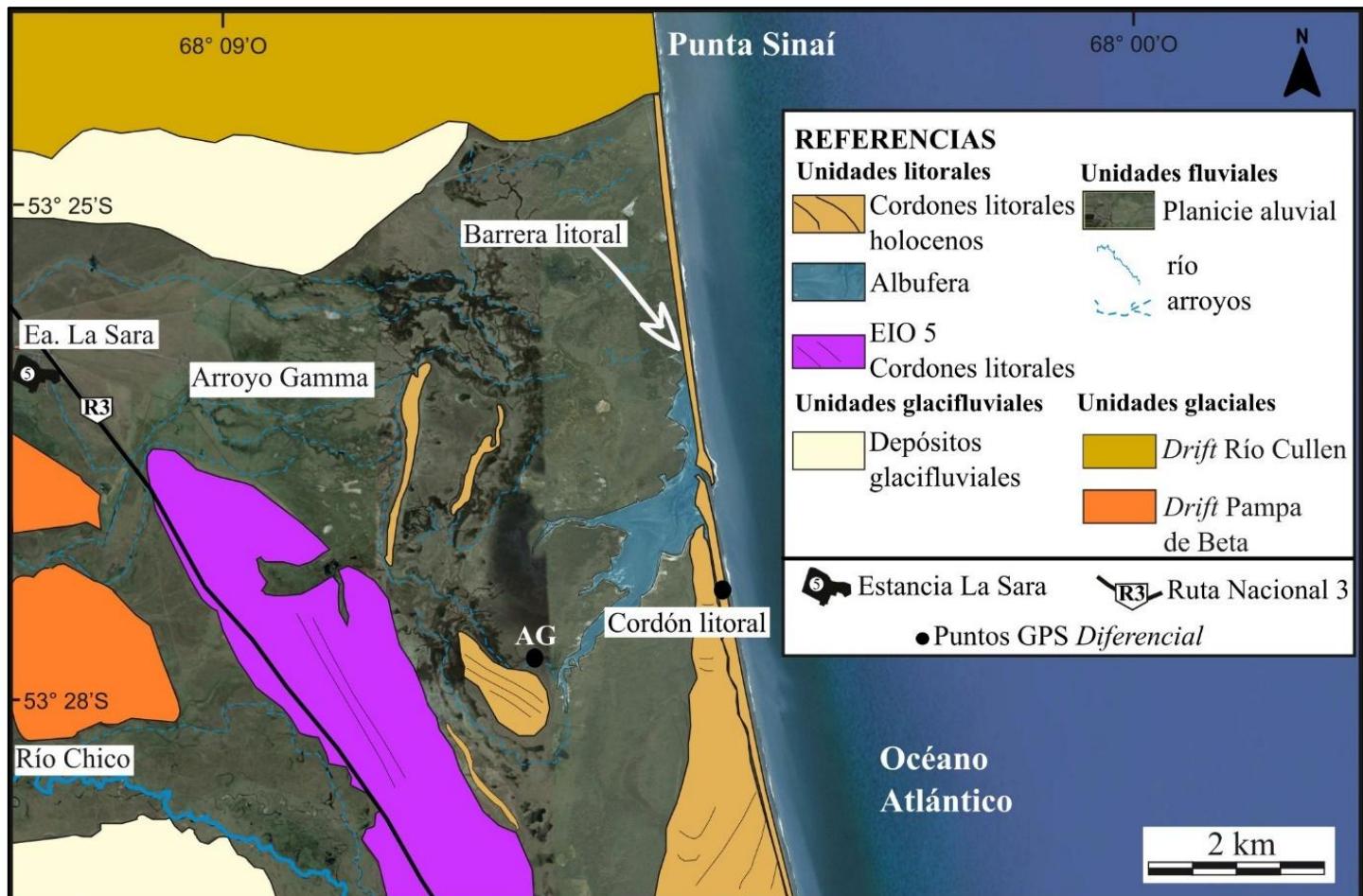


Figura 27. Mapa geomorfológico del valle del Arroyo Gamma y zona costera circundante.
Tomado y modificado de Montes (2015). (AG: sección sedimentaria Arroyo Gamma).



Figura 28. Imagen de los alrededores del área de muestreo del perfil sedimentario AG en el Arroyo Gamma. (Foto: A. Montes).

Unidad Geomorfológica	Ambiente	Sedimentos	Relieve	Edad
Planicie mareal actual	Litoral	Fango, arena y grava	Sedimentación activa.	Presente
Cordones litorales del Holoceno	Litoral	Arena gruesa y grava	Plano o suavemente redondeado.	Holoceno medio a tardío
Planicie aluvial	Fluvial	Fango y arena	Tierras bajas, húmedas, de pendientes suaves.	Pleistoceno tardío a Holoceno
EIO 5 Cordones litorales	Litoral	Arena gruesa y grava	Plano con crestas muy suaves.	Pleistoceno tardío
“Drift” Pampa de Beta	Glacial	Bloques, arena, limo, arcilla, clastos de metamorfitas	Depósitos registrados al sur-oeste de Ea. La Sara	Pleistoceno temprano
EIO 12 “Drift” Río Cullen	Glacial	Bloques, arena, limo, arcilla	Cubre la ladera norte y la superficie de las Sierras de Carmen Silva.	Pleistoceno temprano-medio

Tabla 16. Principales características geomorfológicas y relieve en la zona del Arroyo Gamma, según morfogénesis, tipo de sedimentos y edad estimada. Basado en Bujalesky (2007) y Montes (2015).

5.3.2 Sedimentología y Tefrocronología

En la Figura 29, se observa el perfil sedimentario Arroyo Gamma (AG). El mismo se ubica en la cuenca inferior de dicho arroyo al sur de la Bahía San Sebastián. La sección sedimentaria presenta una longitud de 170 cm y muestra una distribución variable de rasgos redoximórficos, además de la presencia de raíces. El perfil está compuesto por sedimentos limo-arcillosos finamente laminados de tonalidades gris parduzco (10YR 5/1) y naranja

amarillento opaco (10YR 6/4) y por sedimentos limo-arenosos con estructuras prismáticas de tonalidad marrón amarillento opaco (10YR 5/4).

Los sedimentos limo-arcillosos se extienden desde la base de la sección a 170 cm de profundidad hasta los 32 cm. Desde la base de la sección sedimentaria AG hasta los 79 cm bajo la superficie, los sedimentos limo-arcillosos presentan estructura laminar con alternancia de capas de sedimentos finos y gruesos (ritmitas). Asimismo, este tramo presenta abundante cantidad de raíces y motas de color ocre asociadas a la precipitación de hierro. El contenido de arcilla a lo largo de este sector registra valores altos de hasta 35 %.

Desde los 32 cm de profundidad hasta la superficie, el perfil se compone de sedimentos limo-arenosos, con un contenido de arcilla que varía entre el 5 y el 12 %, limo entre el 38 y el 67 %, y arena entre el 20 y el 56 %. A una profundidad de 24 cm bajo la superficie, se observa una fina capa de tefra (0,5 cm de espesor) que se extiende de forma discontinua y ha sido identificada hasta 1,3 km al este de la sección sedimentaria AG. Sin embargo, los resultados de la geoquímica de elementos mayoritarios en las muestras de tefra del Arroyo Gamma resultaron insatisfactorios. Los análisis de los vitroclastos, realizados mediante SEM-EDS, una herramienta precisa, aunque con ciertas limitaciones, presentaron un margen de error que afectó la clasificación composicional de la tefra, dificultando así la determinación de su origen volcánico (com. pers. S. Rodríguez, 2024). Estos resultados subrayan la importancia de aplicar métodos complementarios, para reducir la incertidumbre y lograr una identificación más confiable de la fuente volcánica de la tefra.

5.3.3 Contenido de Materia Orgánica Total

El contenido de carbono orgánico total (COT) a lo largo de la sección analizada (Figura 29) varía entre el 0,13 y el 30,93 %. En los niveles más profundos, donde predominan los sedimentos limo-arcillosos, los valores de COT son consistentemente bajos, manteniéndose por debajo del 5 %, sugiriendo probablemente condiciones de baja productividad orgánica. Al igual que en las localidades previamente mencionadas, este bajo contenido de carbono podría estar relacionado con condiciones ambientales menos favorables para la acumulación de materia orgánica, o con una depositación que no favoreció la retención de carbono en los sedimentos. En cambio, a partir de los 25 cm de profundidad, los sedimentos limo-arenosos muestran un aumento en sus porcentajes, con valores que van desde el 7,18 % hasta alcanzar un máximo del 30,93 % a los 6 cm bajo la superficie. Este aumento progresivo en el COT podría estar vinculado a condiciones más húmedas o a una vegetación más densa en la superficie, factores que promueven la acumulación de carbono orgánico en los sedimentos. La mayor concentración de COT en los sedimentos superficiales también sugiere una mayor productividad orgánica, posiblemente asociada a cambios ambientales que favorecieron un entorno más activo biológicamente en el pasado reciente (Fernández *et al.*, 2020). Este patrón de variación en el COT a lo largo del perfil sedimentario ofrece información sobre las condiciones ambientales y la dinámica de acumulación orgánica, evidenciando un aumento progresivo en la disponibilidad de materia orgánica en los sedimentos menos profundos.

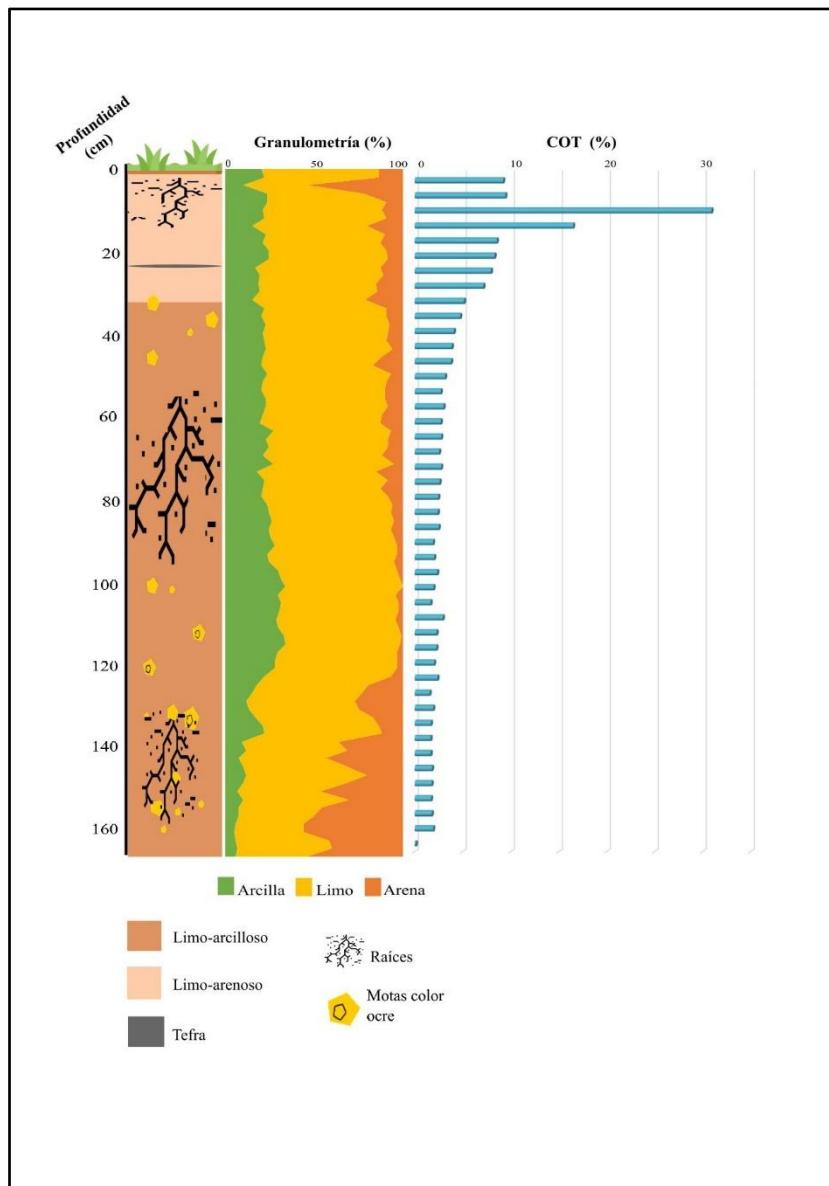


Figura 29. Perfil sedimentario, granulométrico y contenido de materia orgánica total de la sección sedimentaria Arroyo Gamma (AG).

5.3.4 Cronología

Para determinar la edad de la base de la sección sedimentaria AG, se seleccionó una muestra a 162 cm de profundidad. Asimismo, para establecer la edad de la parte superior de la sección, se tomó una muestra a 30 cm de profundidad. Si bien las muestras se encuentran

en el laboratorio de Radiocarbono del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), los resultados de las dataciones radiocarbónicas aún no están disponibles, por lo que no se puede establecer la edad de la sección.

5.3.5 Análisis Palinológico

En base al análisis de agrupamiento realizado en la sección sedimentaria AG, se han diferenciado desde la base del perfil a los 170 cm de profundidad, hasta la superficie, dos zonas palinológicas: AG-1 y AG-2. Por otro lado, entre los 111 y 107 cm, entre los 95 y 83 cm y entre los 79 y 71 cm de profundidad, las muestras resultaron estériles o con muy bajo contenido palinológico para realizar un análisis estadístico. Para mayor detalle se presenta el diagrama palinológico de frecuencias relativas (Figura 30), el diagrama de concentraciones (Figura 31) y la

Tabla 17, que resume los principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos.

Zona palinológica AG-1 (170-48 cm de profundidad). La misma se subdividió en 2 subzonas palinológicas: AG-1a y AG-1b.

Subzona palinológica AG-1a (170-116 cm de profundidad). Está compuesta principalmente por Chenopodiaceae (21-62,3 %), acompañada por Poaceae (2,9-17,3 %), *Empetrum rubrum* (< 5 %), Asteraceae subf. Asteroideae (hasta 3 %) y Caryophyllaceae (entre 0,5 y 7,2 %). El polen arbóreo se encuentra representado por *Nothofagus* tipo *dombeyi* (26,1-60,5 %) y *Drimys winteri* (< 0,5 %). Entre los taxones hidrófitos, se registra por primera vez *Myriophyllum* con valores que no superan el 0,5 %. Las esporas de *Lycopodium* presentan valores inferiores a 8% y están acompañadas por esporas de Polypodiaceae (1,4 %). Dentro

de los palinomorfos acuáticos, las algas dulceacuícolas están integradas por *Spirogyra* (0,4-2,1 %), Tipo-128 (0,5-1,7 %) y Tipo-181 (0,5-7,8 %). Los dinoquistes marinos, representados exclusivamente por el género *Spiniferites*, presentan valores inferiores a 1 %.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos Las hierbas y arbustos presentan valores de concentración que oscilan entre 139,5 y 1168,8 granos g⁻¹. Mientras el polen arbóreo registra valores menores respecto a la concentración de hierbas y arbustos, que varían entre 84,3 y 506,5 granos por g⁻¹. La concentración de hidrófitas es de 5,6 hidrófitas por g⁻¹ y la de esporas no supera las 66,8 esporas g⁻¹. Los palinomorfos acuáticos presentan una concentración de (53,7 palinomorfos por g⁻¹), donde la gran parte de esta concentración es aportada por las algas (2-50,1 algas por g⁻¹). Los dinoquistes, presentan valores de concentración de hasta 3,6 dinoquistes por g⁻¹.

Subzona palinológica AG-1b (116-48 cm de profundidad). En esta subzona se registra un incremento de Chenopodiaceae (53,2-88,7 %). Poaceae registra en la base de la subzona valores similares a la subzona anterior AG-1a (17,2 %) seguido de una disminución de las frecuencias relativas (1 %) hacia la parte superior de la subzona. *Empetrum rubrum* (< 3 %), Asteraceae subf. Asteroideae (hasta 2 %), Caryophyllaceae (0,9-8,4 %) están presentes y se registra por primera vez *Gunnera* con valores inferiores al 1 %. El polen arbóreo representado por *Nothofagus* tipo *dombeyi* muestra una disminución en sus valores (8,4-30,6 %), mientras que *Drimys winteri* mantiene valores similares a la subzona anterior (0,5-1 %). Las esporas de *Lycopodium* registran valores inferiores a 6 % y están acompañadas por esporas de Polypodiaceae que presentan un leve incremento respecto a la subzona anterior AG-1a (0,9-2,2 %). Dentro de los palinomorfos acuáticos, las algas dulceacuícolas Tipo-128 y Tipo-181, disminuyen levemente sus porcentajes (0,4 % y 4,6 %, respectivamente), mientras que *Spirogyra* sp. mantiene valores similares a la subzona anterior (< 3 %). Los dinoquistes representados por *Spiniferites* spp., no superan el 1 %.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos Las hierbas y arbustos presentan valores de concentración notablemente más altos que en la subzona AG-1a, que oscilan entre 155,8 y 3337,4 granos por g^{-1} . Mientras el polen arbóreo registra valores que varían entre 68,4 y 386,3 granos por g^{-1} . La concentración de esporas no supera las 43,9 esporas g^{-1} . Los palinomorfos acuáticos presentan una concentración de 49,7 palinomorfos por g^{-1} , la mayor parte de esta concentración es aportada por las algas (2,5-46,6 algas por g^{-1}). Los dinoquistes, presentan valores de concentración más bajos que en la subzona anterior (2,1 dinoquistes por g^{-1}).

Zona palinológica AG-2 (48 cm de profundidad y la superficie). Esta zona está caracterizada por Caryophyllaceae (20,5-65,3 %), acompañada por Poaceae (5,2-18,1 %) y Chenopodiaceae (6,4-47,5 %). Asteraceae subf. Asteroideae registra valores más altos que en la zona anterior AG-1, con valores que no superan el 13 %. *Empetrum rubrum* mantiene valores inferiores al 3 %. Hacia la parte superior de la zona se registran Asteraceae subf. Cichoroideae (17,8 %), *Acaena* (9,5 %) y *Drimys winteri* (1,2 %). Se observa un aumento de las frecuencias relativas del polen de larga distancia (*Nothofagus*) en la base la zona (49,5 %) seguido de una disminución (9,5 %) para luego aumentar (25,3 %) hacia la parte superior de la misma. Las hidrófitas están representadas por *Myriophyllum* con valores que no superan el 3 %. Se registra una ligera disminución en las frecuencias de *Lycopodium* (5,3 %) y Polypodiaceae (1,4 %). Los palinomorfos acuáticos están representados por algas dulceacuícolas Tipo-181 (3,2 %), Tipo-128 (2,4 %) y *Spirogyra* sp. (4,5 %). Los dinoquistes presenta valores inferiores a 1 % y al igual que en la zona anterior, se encuentran representados por *Spiniferites* spp.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos La concentración de hierbas y arbustos y de polen arbóreo registran un incremento respecto a la anterior subzona (3974 granos por g^{-1} y 1474,8 granos por g^{-1} , respectivamente). Respecto a las hidrófitas registran

valores de concentración de 34,7 granos por g⁻¹. Aumentan las concentraciones de las esporas (119,5 esporas por g⁻¹) y de los palinomorfos acuáticos (283,7 especímenes por g⁻¹), que al igual que en la zona anterior, la mayor parte de esta concentración, es aportada por las algas (2,4-270 algas por g⁻¹).

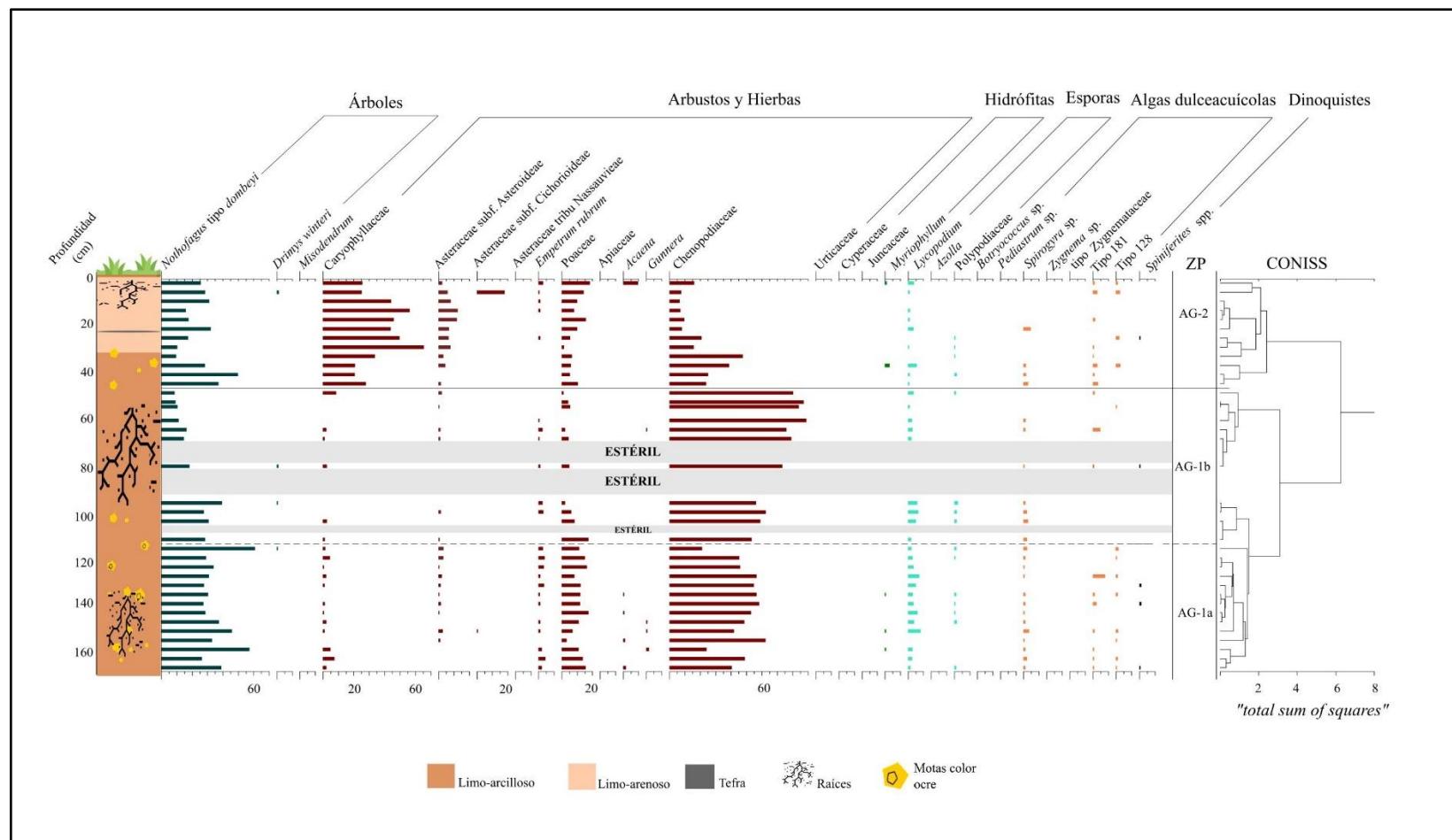


Figura 30. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes palinológicos terrestres y acuáticos, de la sección sedimentaria Arroyo Gamma.

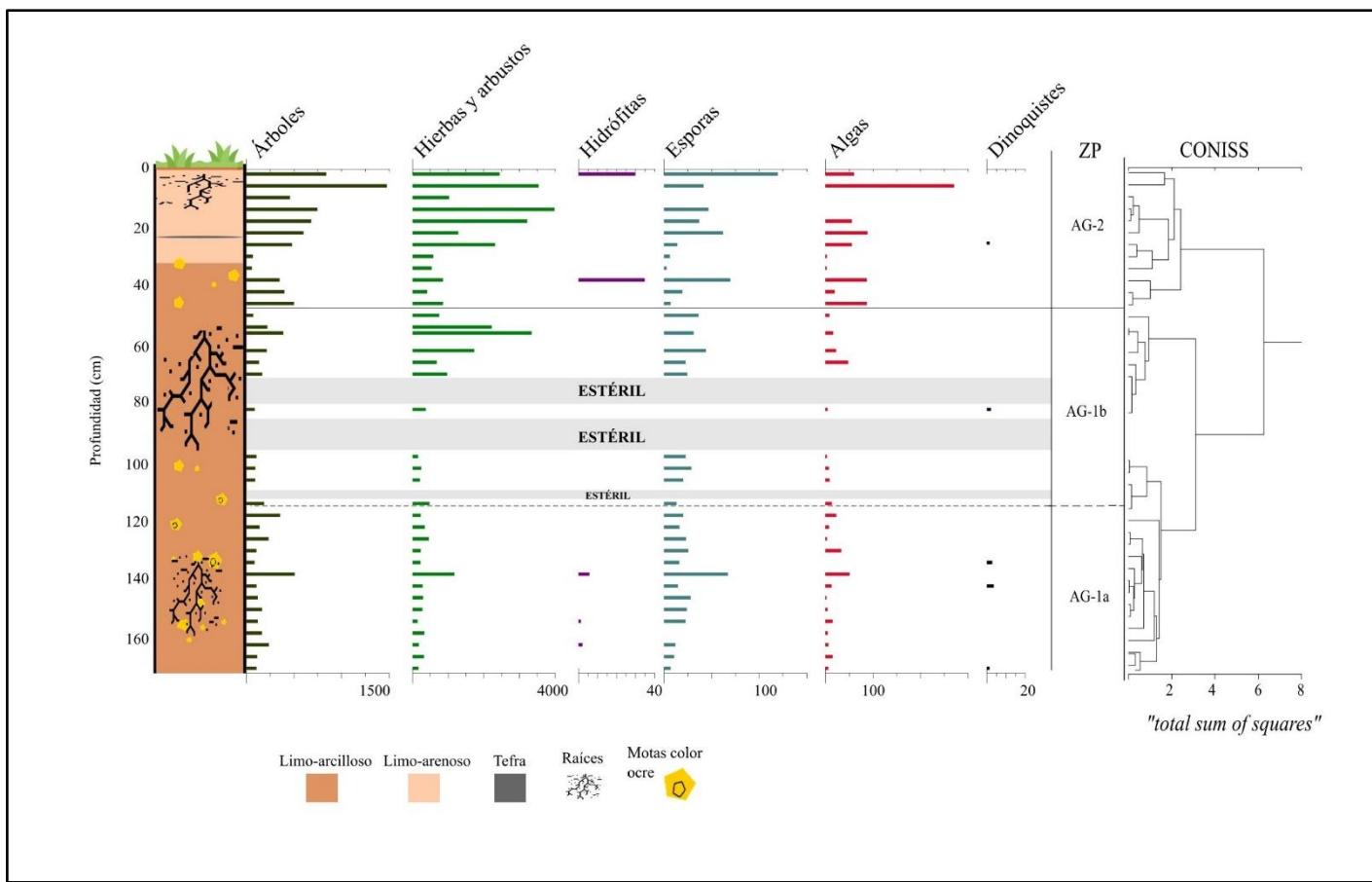


Figura 31. Diagrama de concentraciones de los palinomorfos identificados en la sección sedimentaria Arroyo Gamma.

5.3.6 Interpretación Paleoambiental

El análisis palinológico de la sección sedimentaria AG, revela un predominio de los palinomorfos terrestres (granos de polen y esporas) sobre los componentes acuáticos (algas dulceacuícolas y quistes de dinoflagelados).

Hacia la parte inferior del perfil, durante la subzona AG-1a (170-116 cm de profundidad), la asociación polínica está dominada por el polen de Chenopodiaceae, lo que indica, al igual que en las localidades previamente mencionadas (RF y RSM), el desarrollo de una comunidad halófita adaptada a suelos salinos de marismas costeras. Asociado a estas comunidades, se registran gramíneas (Poaceae), brezales (*E. rubrum*), arbustos y hierbas (Asteraceae subf. Asteroideae, Caryophyllaceae, *Acaena*, *Gunnera*, Asteraceae subf. Cichorioideae) y pteridófitas (*Lycopodium*) asociadas a suelos menos húmedos. Al igual que en las localidades anteriormente mencionadas, la presencia de algas dulceacuícolas (*Spirogyra* sp., Tipo-128 y Tipo-181), señala la existencia de cuerpos de agua someros en el área. El registro de dinoquistes marinos, exclusivamente Gonyaulacales (*Spiniferites* spp.), junto con la sedimentación rítmica, sugieren la influencia de las mareas en el ambiente.

Durante la subzona AG-1b (116-48 cm de profundidad), se observa la expansión de comunidades halófitas (Chenopodiaceae) y una disminución de pastizales (Poaceae) acompañados de brezales (*E. rubrum*) con escasa representación herbácea (Caryophyllaceae) y presencia de pteridófitas. Las muestras analizadas entre los 111 y 107 cm, entre los 95 y 83 cm y entre los 79 y 71 cm de profundidad registraron muy poco o nulo contenido palinológico para realizar recuentos estadísticos confiables. Sin embargo, dentro de los taxa polínicos se reconocieron *Nothofagus* tipo *dombeyi*, *Empetrum rubrum*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, *Lycopodium* y Polypodiaceae. En cuanto a los taxa acuáticos, se

registraron algas dulceacuícolas *Spirogyra* sp., Tipo-128 y Tipo-181, y dentro de los dinoquistes marinos se observó la presencia de *Spiniferites* spp. y *Operculodinium* spp., todos estos en buen estado de preservación. Como se mencionó en las secciones sedimentarias RF y RSM, y de acuerdo con Campbell y Campbell (1994), la baja concentración de palinomorfos podría reflejar un bajo aporte de granos de polen y esporas como consecuencia de una pobre cobertura vegetal y/o condiciones tafonómicas desfavorables para su conservación. Asimismo, la presencia de sedimentos limo-arcillosos durante esta zona (AG-1) y parte de la siguiente (AG-2), indica un ambiente de baja energía de deposición influenciado por las mareas.

La evidencia hasta aquí mencionada, sugiere la existencia de un sistema costero de transición, donde los aportes continentales y marinos se entrelazaban de forma dinámica.

Durante la zona AG-2 (48-0 cm de profundidad), se observa un cambio en la asociación polínica con el predominio de comunidades herbáceas (*Caryophyllaceae*, *Acaena*) acompañada de vegetación graminosa (*Poaceae*), halófila (*Chenopodiaceae*) y arbustiva (*Asteraceae* subf. *Asteroideae*). Dicha asociación sería análoga con las comunidades vegetales de la estepa fueguina que se desarrollan en las áreas cercanas a la costa atlántica (Collantes *et al.*, 1999, 2009) tal como ocurre con el sitio estudiado, distante *ca.* 3 km de la costa. Los valores de COT (< 10 %) sugieren condiciones de menor humedad con una productividad orgánica moderada.

Dentro de los componentes acuáticos, las algas dulceacuícolas están representadas por Tipo-181, Tipo-128 y *Spirogyra* sp., y al igual que en la Zona AG-1, indican la existencia de cuerpos de agua someros en el área. Además, los dinoquistes marinos, representados escasamente por *Spiniferites* spp., sugieren la influencia del “spray” marino en la región.

En relación con la litología, la presencia de sedimentos limo-arenosos hacia la parte superior del perfil, indican un aumento en la energía del agente depositacional. La presencia de motas de color ocre a lo largo del perfil, sugiere condiciones ambientales anóxicas, características de suelos anegados o con baja disponibilidad de oxígeno (Davison, 1993; Koinig *et al.*, 2003).

A lo largo de todo el perfil, el polen de larga distancia, *Nothofagus*, registra valores análogos con aquellos provenientes de muestras superficiales la estepa ubicadas en el límite estepa-ecotonio (Trivi de Mandri *et al.*, 2006; Musotto *et al.*, 2022), donde las frecuencias relativas varían entre 20-30 %. Esto podría indicar el desarrollo de comunidades ecológicas cercanas al sitio estudiado, el cual se encuentra distante unos 45 km al este del ecotonio bosque-estepa. Por otro lado, aquellos niveles donde se han registrado los valores más altos (entre 30 y 60 %) de *Nothofagus* podrían relacionarse con episodios de mayor intensidad de los vientos del oeste y/o un mayor desarrollo de las comunidades arbóreas cercanas al sitio de muestreo.

ZP-AG	Características de la Zona Palinológicas	Interpretación Paleoambiental
2	Caryophyllaceae (65,3 %), Poaceae (18,1 %) y Chenopodiaceae (47,5 %). Asteraceae subf. Asteroideae (< 13 %). <i>E. rubrum</i> (< 3 %). En la parte superior de la zona se registran Asteraceae subf. Cichoroideae (17,8 %), <i>Acaena</i> (9,5 %) y <i>Drimys winteri</i> (1,2 %). Las frecuencias relativas del polen de larga distancia fluctúan entre 9,5-49,5 %, registrando los valores más altos en la base de la zona. <i>Myriophyllum</i> (3 %). <i>Lycopodium</i> (5,3 %). Las algas de agua dulce registran un leve incremento (5 %). Dinoquistes marinos están presentes (< 1 %).	Predominio de vegetación herbácea (Caryophyllaceae) acompañada por gramíneas (Poaceae), halófitas y arbustos (Asteraceae subf. Asteroideae). Presencia de cuerpos de agua dulce someros cercanos al sitio estudiado. Comunidades ecotonales próximas al área de estudio. La presencia de <i>Spiniferites</i> spp. sugiere la influencia del “spray” marino en el área.
1b		
	ESTÉRIL	
1b	Dominio de Chenopodiaceae (88,7 %). Poaceae disminuye (1 %). <i>E. rubrum</i> , Asteraceae subf. Asteroideae y Caryophyllaceae registran porcentajes menores al 9 %, y <i>Gunnera</i> llega hasta 1 %. <i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> disminuye (< 31 %) y <i>Drimys winteri</i> se mantiene estable (0,5-1 %). Polypodiaceae (0,9-2,2 %). Las algas de agua dulce disminuyen (< 3 %). Dinoquistes (< 1 %).	Continúa el desarrollo de vegetación halófita (Chenopodiaceae) en la zona costera, acompañada de gramíneas, arbustos y hierbas. Aporte extrarregional de <i>Nothofagus</i> .
ESTÉRIL		
1b		
	ESTÉRIL	
1b		
1a	Dominio de Chenopodiaceae (hasta 62,3 %), acompañado por Poaceae (17,3 %), <i>Empetrum rubrum</i> (< 5 %), Asteraceae subf. Asteroideae (hasta 3 %) y Caryophyllaceae varía entre 0,5 y 7,2 %. Se registra <i>Nothofagus</i> tipo <i>dombeyi</i> (26,1-60,5 %) y <i>Drimys winteri</i> (< 0,5 %) se registran. Las esporas de <i>Lycopodium</i> (< 8 %) y de Polypodiaceae (1,4 %) también están presentes. Entre los palinomorfos acuáticos, se registran algas de agua dulce (7,8 %) y dinoquistes marinos (< 1 %).	Desarrollo de comunidades halófitas (Chenopodiaceae) en la zona costera acompañada de gramíneas, hierbas, brezales (<i>E. rubrum</i>) y pteridófitas (<i>Lycopodium</i>). Presencia de comunidades ecotonales cercanas al sitio estudiado. El registro de <i>Spiniferites</i> spp. sugiere la influencia de las mareas en el ambiente.

Tabla 17. Principales resultados obtenidos a partir de las asociaciones de palinomorfos terrestres y acuáticos e interpretación paleoambiental de la sección sedimentaria AG en el área del Arroyo Gamma.

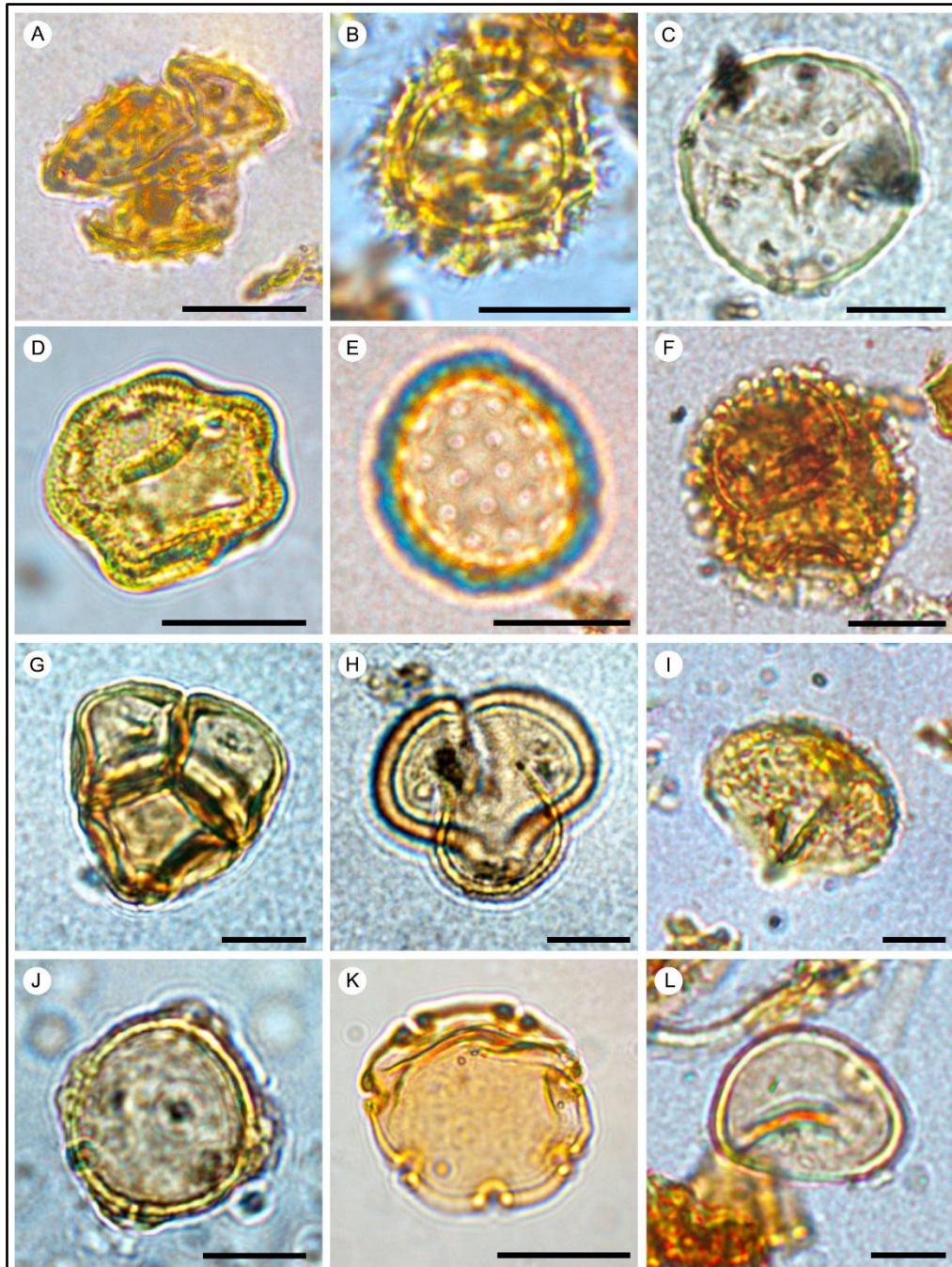


Lámina 3. Granos de polen y esporas. Número de muestra seguido por coordenadas “England Finder”. (A) Asteraceae subf. Asteroideae, RF 2019-M12: D37; (B) Asteraceae subf. Cichoroideae, AG 2023-M83a: K 51; (C) Azolla, RF 2019-M15:W37; (D) Caryophyllaceae, RF 2019-M3:R20; (E) Chenopodiaceae, RF 2019-M2: U46; (F) Drymis winteri, RF 2019-M1: U49/3; (G) Empetrum rubrum, RF 2019-M11b:X 51; (H) Gunnera, RF 2019-M7:F26; (I) Lycopodium, RF 2019-M1: U50-1; (J) Myriophyllum, RF 2019-M7: R54/3; (K) Nothofagus tipo dombeysi, RF 2019-M20b: K51/3; (L) Poaceae, RF 2019-M20b: K 51. Escala 10 μm .

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 5

- Alli, P., Candel, S., Montes, A., Coronato, A., 2022. Reconstrucción de las condiciones paleoambientales durante el ciclo transgresivo-regresivo del Holoceno en el valle del río Fuego, Tierra del Fuego (Argentina)-datos preliminares. Actas del XXI Congreso Geológico Argentino. Chubut. Asociación Geológica Argentina, 847–848.
- Alli, P., Montes, A., Candel, S., Borromei, A. M., Rodríguez, S., Coronato, A., López, R., 2025. Late Quaternary palaeoenvironmental and palaeogeographic evolution in the Fuego river valley, central Tierra del Fuego, southern South America. *Quat. Int.* 720, 109683.2025. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2025.109683>.
- Anchorena, J., Collantes, M., Rauber, R., Escartín, C., 2009. Humedales de la cuenca del río Grande. Informe Técnico.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Franzén, L., Ponce, J.F., López Sáez, J.A., Maidana, N., Rabassa, J., Candel, M.S., 2010. Multiproxy record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 286, 1–16.
- Borromei, A.M., Candel, M.S., Musotto, L.L., Cusminsky, G., Martínez, M.A., Coviaga, C.A., Ponce, J.F., Coronato, A., 2018. Late Holocene wet/dry intervals from Fuegian steppe at Laguna Carmen, southern Argentina, based on a multiproxy record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 499, 56–71.
- Bujalesky, G., 2007. Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Acta Geológica* 5 (4), 337–362.
- Campbell, I.D., 1999. Quaternary pollen taphonomy: examples of differential redeposition and differential preservation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 149, 245–256.
- Campbell, I.D., Campbell, C., 1994. Pollen preservation: experimental wet-dry cycles in saline and desalinated sediments. *Palynology* 18, 5–10.
- Candel, M.S., Martínez, M.A., Borromei, A.M., 2011. Palinología y palynofacies de una secuencia marina del Holoceno medio-tardío: Albufera Lanushuaia, Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. Bras. Palaontol.* 14 (3), 297–310.
- Candel, M.S., Díaz, P.E., Borromei, A.M., Fernández, M., Montes, A., Santiago, F.C., 2020. Multiproxy analysis of a Lateglacial-Holocene sedimentary section in the Fuegian steppe (northern Tierra del Fuego, Argentina): Implications for coastal landscape evolution in relation to climatic variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 557, 109941.
- Castañeda Quezada J. R., 2021. Identificación y distribución de quistes de reposo de *Gymnodinium catenatum* Graham en sedimentos superficiales de la parte norte del Golfo de California. Tesis doctoral. Baja California, México.
- Cingolani, A.M., 1999. Efectos de 100 años de pastoreo ovino sobre la vegetación y suelos del norte de Tierra del Fuego. PhD. Thesis. Unpublished. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, pp. 213.
- Codignotto, J.O., 1979. Hojas Geológicas 63a Cullen, 64a Bahía San Sebastián y 65b Río Grande. Servicio Geológico Nacional, (Inédito).
- Collantes, M. B., Anchorena, J., Koremblit, G., 1989. A soil nutrient gradient in Magellanic *Empetrum* heathlands. *Vegetatio* 80:183–193.
- Collantes, M.B., Anchorena, J., Cingolani, A.M., 1999. The steppes of Tierra del Fuego: floristic and growthform patterns controlled by soil fertility and moisture. *Pl Ecol* 140:61–75.
- Dale, B., Dale, A.L., Jansen, J.H.F., 2002. Dinoflagellate cysts as environmental indicators in surface sediments from the Congo deep-sea fan and adjacent regions.

Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.,185:
309-338.

Davison, W., 1993. Iron and manganese in
lakes. Earth Sci. Rev. 34, 119–163.

Del Carlo, P., Di Roberto, A., D'Orazio, M.,
Petrelli, M., Angioletti, A., Zanchetta, G.,
Maggi, V., Daga, R., Nazari, M., Rocchi, S.,
2018. Late Glacial-Holocene tephra from
southern Patagonia and Tierra del Fuego
(Argentina, Chile): A complete textural and
geochemical fingerprinting for distal
correlations in the Southern Hemisphere. Quat
Sci Rev. 195, 153-170.

de Vernal, A., Goyette, C., Rodrigues, C.G.,
1989. Contribution palynostratigraphique
(dinokystes, pollen et spores) à la
connaissance de la Mer Champlain: coupe de
Saint-Césaire, Quebec. Can J Earth Sci 26:
2450-2464.

Ellegaard, M., Lewis, J., Harding, I., 2002.
Cyst-theca relationship, life cycle, and effects
of temperature salinity on the cyst morphology
of *Gonyaulax baltica* sp. nov (Dinophyceae)
from the Baltic Sea area. J. Phycol. 38: 775-
789.

Favier Dubois, C. M., Borrero, L. A., 2005.
Playas de acreción: Cronología y procesos de
formación del registro arqueológico en la costa
central de la bahía San Sebastián, Tierra del
Fuego (Argentina). Magallania (Punta
Arenas), 33(2), 93-108.

Faye, S., Rochon, A., St-Onge, G., 2018.
Distribution of modern dinoflagellate cyst
assemblages in surface sediments of san Jorge
Gulf (Patagonia, Argentina). Oceanography
31, 122e131.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.416>.

Fernández, M., Ponce, J.F., Ramon Mercau, J.,
Laprida, C., Maidana, N.I., Quiroga, D.,
Magnères, I., Coronato, A.M.J., 2020.
Paleolimnological response to climate
variability during Late Glacial and Holocene
times recorded in shallow lake Arturo, Fuegian
steppe (Southern South America).
Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 550,
109737.

Franco Arias, D. A., 2018. Reconstrucción de
cambios paleoambientales en el estuario de
bahía blanca y áreas adyacentes de la
plataforma durante el holoceno a través de
registros palinológicos, sedimentológicos y
geocronológicos. Tesis doctoral. Universidad
Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

Frazer, H., Prieto, A.R., Carbonella, J.C.,
2020. Modern pollen source and spatial
distribution from surface, lake sediments in the
southwestern Pampa grasslands, Argentina:
Implications to interpret Holocene pollen
records. Rev. Palaeobot. Palynol. 277, 104207
<https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104207>.

Gurdebeke, P.R., Mertens, K.N., Takano, Y.,
Yamaguchi, A., Bogus, K., Dunthorn, M.,
Matsuoka, K., Vrielinck, H., Louwye, S.,
2018. The affiliation of Hexasterias
problemática and *Halodinium verrucatum* sp.
nov. to ciliate cysts based on molecular
phylogeny and cyst wall composition. Eur. J.
Protistol., 66,115-135.

Head, M.J., 1993. Dinoflagellates,
Sporomorphs, and Other Palynomorphs from
the Upper Pliocene St. Erth Beds of Cornwall,
Southwestern England. J Paleontol. 67 (3): 1-
62.

Heusser, C.J., 1989. Late Quaternary
Vegetation and Climate of Southern Tierra del
Fuego. Quat. Res. 31: 396–406.

Heusser, C.J., 1998. Deglacial paleoclimate of
the American sector of the Southern Ocean:
Late Glacial-Holocene records from the
latitude of Canal Beagle (55° S), Argentine
Tierra del Fuego. Palaeogeogr. Palaeoclimatol.
Palaeoecol .141: 277–301.

Koinig, K.A., Shotyk, W., Lotter, A.F.,
Ohlendorf, C., Sturm, M., 2003. 9000 years of
geochemical evolution of lithogenic major and
trace elements in the sediment of an alpine
lake the role of climate, vegetation 788 and
land-use history. J. Paleolimnol. 30,307- 320.

León, R. J., Bran, D., Collantes, M., Paruelo, J.
M., Soriano, A., 1998. Grandes unidades de
vegetación de la Patagonia extra andina.
Ecología austral, 8(2), 125-144.

- Mansilla, C.A., McCulloch, R.D., Morello, F., 2016. Palaeoenvironmental change in southern Patagonia during the Lateglacial and Holocene: implications for forest refugia and climate reconstructions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 447, 1–11.
- Mansilla, C.A., McCulloch, R.D., Morello, F., 2018. The vulnerability of the Nothofagus forest-steppe ecotone to climate change: Palaeoecological evidence from Tierra del Fuego (~53°S). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 508, 59–70.
- Margalef, R., 1964. Correspondence between the classic types of lakes and the structural and dynamic properties of their populations: With 1 figure and 2 tables in the text. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 15(1), 169–175.
- Markgraf, V., Iglesias, V., Whitlock, C., 2013. Late and postglacial vegetation and fire history from Cordón Serrucho Norte, northern Patagonia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 371, 109–118.
- Montes, A., 2015. Morfología y evolución de depósitos litorales en la zona del río Chico, Tierra del Fuego. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Argentina.
- Morزادکر فورن، M.T., 1992. Upper Pleistocene and Holocene dinoflagellate cyst assemblages in marine environments of the Mediterranean Sea and the northwest Atlantic coast of France. En: Head, M.J., Wrenn, J.H. (Eds.), Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 121–132.
- Mudie, P.J., 1992. Circum-arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs (Eds. M.J. Head & J.H. Wrenn). American Association Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 347–390.
- Mudie, P.J., Marret, F., Rochon, A., Aksu, A.E., 2010. Non-pollen palynomorphs in the Black Sea corridor. *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 531–544, <https://doi.org/10.1007/s00334-010-0268-9>.
- Musotto, L.L., Bianchinotti, M.V., Borromei, A.M., 2012. Pollen and fungal remains as environmental indicators in surface sediments of Isla Grande de Tierra del Fuego, southernmost Patagonia. *Palynology* 36, 162–179.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R., 2016. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental changes in Central Tierra del Fuego (~54°S) inferred from pollen analysis. *Veg. Hist. Archaeobotany* 25, 117–130.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R., 2017b. Postglacial environments in the southern coast of Lago Fagnano, Central Tierra del Fuego, Argentina, based on pollen and fungal microfossils analyses. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 238, 43–54.
- Musotto, L.L., Borromei, A.M., Candel, M.S., Mehl, A., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., 2022. Middle to late Holocene environmental conditions inferred from paleosols at the perched dune in the Laguna Arturo, Fuegian steppe, southern Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 588, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110806>, 110806.
- Olivero, E., Torres Carbonell, P., 2021. Stratigraphy and depositional architecture of the Viamonte Formation, Miocene, Tierra del Fuego, Argentina: the interplay between deep-marine transverse and longitudinal depositional systems. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 78(2): 135–162.
- Panaretos, P., Albert, P. G., Thomas, Z. A., Turney, C. S., Stern, C. R., Jones, G., Williams, A. N., Smith, V.C., Hogg, A. G., Manning, C. J., 2021. Distal ash fall from the mid-Holocene eruption of Mount Hudson (H2) discovered in the Falkland Islands: New possibilities for Southern Hemisphere archive synchronisation. *Quat Sci Rev.* 266, 107074.

- Pals, J.P., van Geel, B., Delfos, A., 1980. Paleoecological studies in the Klokkeveel bog near Hoogkarspel (Prov. of Noord-Holland). Rev. Palaeobot. Palynol. 30: 371–418.
- Pieńkowski, A.J., Mudie, P.J., England, J.H., Smith, J.N., Furze, M.F.A., 2011. Late Holocene environmental conditions in Coronation Gulf, SW Canadian Arctic Archipelago: evidence from dinoflagellate cysts, other non-pollen palynomorphs, and pollen. J. Quat. Sci. 26, 839–853.
- Pieńkowski, A., Marret, F., Scourse, J.D., Thomas, D.N., 2013. Organic walled microfossils from the north-west Weddell Sea, Antarctica: records from surface sediments after the collapse of the Larsen-A and Prince Gustav Channel ice shelves. Antarctic Science, 25(4), 565–574.
- Pisano, E., 1977. Fitogeografía de Fuego-Patagonia chilena. Comunidades vegetales entre las latitudes 52°S y 56°S. Anales del Instituto de la Patagonia 8: 121-250.
- Pospelova, V., Kim, S.-J., 2010. Dinoflagellate cysts in recent estuarine sediments from aquaculture sites of southern South Korea. Mar. Micropaleontol., 76: 37-51.
- Pospelova, V., Zonneveld, K. A., Heikkilä, M., Bringué, M., Price, A. M., Esenkulova, S., Matsuoka, K., 2018. Seasonal, annual, and inter-annual *Spiniferites* cyst production: a review of sediment trap studies. Palynology, 42(0), 162-181.
- Prieto, A., Stern, C.R., Estévez, J.E., 2013. The peopling of the Fuego- Patagonian fjords by littoral hunter-gatherers after the mid-Holocene H1 eruption of Hudson Volcano. Quat. Int. 317, 3-13.
- Radi, T.; Pospelova, V.; de Vernal, A., Barrie, J.V. 2007. Dinoflagellate cysts as indicators of water quality and productivity in British Columbia estuarine environments. Marine Micropaleontology, 62:269-297. doi: org/10.1016/j.marmicro.2006.09.002.
- Rojo, L. D., Mehl, A. E., Paez, M. M., Zárate, M. A., 2012. Mid-to Late Holocene pollen and alluvial record of the arid Andean piedmont between 33 and 34°S, Mendoza, Argentina: Inferences about floodplain evolution. J. Arid Environ., 77, 110-122.
- Roncaglia, L., 2004. New acritarch species from Holocene sediments in central West Greenland. Grana 43, 81–88.
- Shumilovskikh, L., O'Keefe, J. M., Marret, F., 2021. An overview of the taxonomic groups of non-pollen palynomorphs. Geological Society, London, Special Publications <https://doi.org/10.1144/sp511-2020-65>
- Smith, R. E., Smith, V. C., Fontijn, K., Gebhardt, A. C., Wastegård, S., Zolitschka, B., Ohlendorf, C., Stern, C., Mayr, C., 2019. Refining the Late Quaternary tephrochronology for southern South America using the Laguna Potrok Aike sedimentary record. Quat Sci Rev., 218, 137-156.
- Stern, C., 2008. Holocene tephrochronology 979 record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. Bull Volcanol 70:435–454.
- Stern, C. R., Moreno, P. I., Henríquez, W. I., Villa-Martínez, R., Sagredo, E., Aravena, J. C., de Pol-Holz, R., 2016. Tefrocronología holocénica cerca de Cochrane (~ 47° S), Chile Austral. Andean Geol., 43(1), 1-19.
- Stutz, S., Prieto, A. R., 2003. Modern pollen and vegetation relationships in Mar Chiquita coastal lagoon area, southeastern Pampa grasslands, Argentina. Rev. Palaeobot. Palynol., 126(3-4), 183-195.
- Susek, E., Zonneveld, K. A., Fischer, G., Versteegh, G. J., Willems, H., 2005. Organic-walled dinoflagellate cyst production in relation to upwelling intensity and lithogenic influx in the Cape Blanc region (off north-west Africa). Phycological Res., 53(2), 97-112.
- Tercero-Bucardo, N., Rovere, A. E., 2010. Patrones de dispersión de semillas y colonización de *Misodendrum punctulatum* (Misodendraceae) en un matorral postfuego de *Nothofagus antarctica* (Nothofagaceae) del

noroeste de la Patagonia. Revista chilena de historia natural, 83(3), 375-386.

Trivi de Mandri, M.E., Burry, L.S., D'Antoni, H.L., 2006. Dispersión-depositación del polen actual en Tierra del Fuego, Argentina. Rev Mex Biodivers. 77: 89–95.

van Geel, B., van der Hammen, T., 1978. Zygynemataceae in Quaternary Colombian sediments. Rev. Palaeobot. Palynol. 25:377-392. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(78\)90021-0](https://doi.org/10.1016/0034-6667(78)90021-0).

van Geel, B., 2001. Non-pollen palynomorphs. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M.(Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments 3, 99–119. Kluwer, Dordrecht.

Vilanova, I., Guerstein, G.R., Akselman, R., Prieto, A.R., 2008. Mid to Late organic-walled dinoflagellate cysts from the northern Argentine shelf. Rev. Palaeobot. Palynol. 152: 11-20.

Villarreal, M.L., Coronato, A., 2017. Characteristics and nature of pans in the semiarid temperate-cold steppe of Tierra del Fuego. In: Rabassa, J. (Ed.), Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina, Springer Earth System Sciences. Springer, Cham, pp. 203–224.

White, J. D. L., Houghton, B. F., 2006. Primary volcaniclastic rocks. Geology, 34(8), 677-680.

Zonneveld, K.A.F., Brummer, G.J.A., 2000. (Palaeo-)ecological significance, transport and preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in the Somali Basin, NW Arabian Sea. Deep Sea Research II 47, 2229-2256.

Zonneveld, K. A. F. Susek, E., Fischer, G., 2010a. Interannual and seasonal variability of the organic-walled dinoflagellate cyst production in the coastal upwelling region off Cape Blanc (Mauritania). J. Phycol. 46, 1: 202-215.

Zonneveld, K. A., Versteegh, G. J., Kasten, S., Eglington, T. I., Emeis, K. C., Huguet, C., Koch, B. P., de Lange, G. J., de Leeuw, J. W., Middelburg, J. J., Mollenhauer, G., Prahl, F.

G., Rethemeyer, J., Wakeham, S. G., 2010b. Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. Biogeosciences, 7(2), 483-511.

Zonneveld, K.A., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., Esper, O., Sven, F., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kielt, J., Kim, S., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.-H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsouka, K., Matthiessen, J., Mildenhall, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi ,Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young M., 2013. Atlas of modern 187 dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. Rev. Palaeobot. Palynol. 191: 1-197.

Capítulo 6



6. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE EL
PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO EN EL LITORAL ATLÁNTICO FUEGUINO Y
SU CORRELACIÓN CON OTRAS ÁREAS DE TIERRA DEL FUEGO

A fin de reconstruir las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas del Cenozoico tardío en el litoral atlántico de Tierra del Fuego, esta Tesis Doctoral analiza los registros palinológicos de tres localidades -*Río Fuego, Río San Martín y Arroyo Gamma*- situadas a lo largo de la costa atlántica fueguina. Los nuevos registros se comparan y discuten en el contexto de los eventos climáticos documentados en otras áreas costeras y del interior del archipiélago fueguino. La Figura 32 presenta las principales localidades ubicadas en la IGTDF e Isla de los Estados, en relación con los sitios estudiados por otros autores. La Figura 33 representa la evolución del paisaje litoral en la costa atlántica, en particular en el sector del Río Fuego. En la Tabla 18 se indica la correlación de las zonas palinológicas de los tres sitios estudiados en esta Tesis.

6.1 PLEISTOCENO

En la costa noreste de Tierra del Fuego, la distribución de los depósitos cuaternarios está condicionada por las rocas sedimentarias marinas del Grupo Cabo Domingo (Oligoceno-Mioceno medio; Olivero y Torres Carbonell, 2021). Estas sedimentitas, *sensu* Montes (2015), formaban elementos topográficos positivos durante el “Drift” Sierra de los Frailes asociado al Estadio Isotópico Oxígeno¹⁸ (EIO) 12 (< 1.4 Ma; Bujalesky, 2007; Tabla 2) limitando la distribución del paleoglaciación que ocupaba el área de Bahía Inútil-Bahía San Sebastián.

Durante el interglacial asociado al EIO 11? (400-600? ka; Bujalesky, 2007), se habría depositado la Formación Laguna Arcillosa (Bujalesky *et al.*, 2001). En este período, el nivel

del mar habría alcanzado la cota de 23 m sobre la berma de tormenta actual (s.b.t.a.) erosionando depósitos glaciarios y glacifluviales cuaternarios, así como a las sedimentitas marinas del Grupo Cabo Domingo (Montes, 2015). Durante dicho período interglacial, este autor propone que en el área del Arroyo Gamma se habría formado una extensa bahía, posteriormente sumergida durante los interglaciales asociados al EIO 9 equivalente a Formación Las Vueltas (300? ka; Bujalesky *et al.*, 2001) y EIO 5e correspondiente a Formación La Sara (82 ka; Codignotto, 1979). Al norte del mencionado arroyo, un nuevo englazamiento correspondiente al “*Drift*” Cabo Vírgenes (Meglioli, 1992), generó depósitos morénicos y glacifluviales reconocidos en los acantilados de Punta Sinaí que fueron asociados al EIO 10 (< 1,07 Ma; Bujalesky, 2007).

Los períodos glaciales asociados al “*Drift*” Punta Delgada, “*Drift*” Primera Angostura y “*Drift*” Segunda Angostura (Meglioli, 1992) corresponden a los EIOs 8 (240-300 ka), 6 (> 130 ka) y 2 (30-40 ka), respectivamente, según lo indicado por Bujalesky (2007). Estos eventos glaciales del Pleistoceno medio-tardío, habrían generado depósitos morénicos en los ambientes montañosos del sur y en las costas occidentales de Tierra del Fuego, abarcando el Estrecho de Magallanes, Bahía Inútil y Seno Almirantazgo. No obstante, pequeñas manifestaciones del avance post-Gran Glaciación Patagónica (GGP) III, *sensu* Coronato *et al.*, 2004b (Figura 3), en forma de morenas se encuentran en el valle del Río Fuego, al norte del lago Fagnano y en el Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 2011).

La presencia de cordones litorales en la costa atlántica de la IGTDF correspondientes a la Formación La Sara, representan uno de los depósitos de playa más australes del último período interglacial (EIO 5e; 2.1.3.1 Depósitos de playa). Bujalesky (2007, 2012) los identificó desde el valle del Río Fuego (Figura 33, A) hasta el área del Arroyo Gamma. Su textura, reconocida en imágenes satelitales, la morfología -relativamente cercana y paralela a

la línea de costa actual-, las características sedimentológicas y su altitud, coinciden con las de otros sitios del norte de Tierra del Fuego. Estos aspectos respaldan el origen y la edad propuestos por el autor (Alli *et al.*, 2025). Sin embargo, como señalan Gowan *et al.* (2021), aún se necesitan más dataciones a lo largo de toda la costa atlántica para confirmar esta interpretación. Como se menciona en Alli *et al.* (2025), entre los EIOs 5e y 2 del Pleistoceno tardío, las rápidas caídas del nivel del mar generaron la profundización de los valles, ampliando la red de drenaje y la incisión de los valles en el área de estudio. Este proceso se vio favorecido por la friabilidad de las sedimentitas del Grupo Cabo Domingo y de la Formación La Sara (Figura 33, B), tal como se ha descrito en la cuenca hidrográfica de Las Vueltas (Montes, 2015; Montes *et al.*, 2020; Candel *et al.*, 2020).

Durante el Último Máximo Glacial (UMG; *ca.* 24.000 años cal A.P.), los glaciares, como parte de la red de descarga del manto de hielo de montaña instalado en la Cordillera Darwin (55°S-69°O), fluyeron hacia el norte y el este a lo largo de extensos valles, conocidos en la actualidad como Estrecho de Magallanes, Bahía Inútil-Bahía San Sebastián, Lago Fagnano, Valle Carbajal-Lasifashaj y Canal Beagle, alcanzando la costa atlántica y extendiéndose hacia el norte del Estrecho de Magallanes y al sur del valle del Río Gallegos (Rabassa *et al.*, 2008). De acuerdo con McCulloch *et al.* (2005), el UMG corresponde al “Stage B” del modelo de deglaciación para el área del Estrecho de Magallanes-Bahía Inútil. Este evento coincidió con la presencia de glaciares que formaron morenas latero-frontales donde un fechado por termoluminiscencia arrojó una edad de 25.700 años cal A.P. (Coronato *et al.*, 2008). Durante este período, en el área de estudio se desarrolló una extensa tundra (Rabassa *et al.*, 2000; Trombotto, 2008). Específicamente, en los valles actuales de los ríos Fuego, Ewan, San Pablo y Láinez, se encauzaban cuatro lóbulos que formaban parte de la masa de hielo principal del paleoglaciar Fagnano (Coronato *et al.*, 2009).

Asimismo, durante el UMG, las fluctuaciones de los glaciares en el sur de la Patagonia, junto con evidencias paleoecológicas, indican que el núcleo de los vientos del oeste habría migrado hacia el norte, entre los 45 y 50°S. Este desplazamiento permitió que el Campo de Hielo Patagónico se expandiera de manera continua entre los 36 y 56°S (McCulloch *et al.*, 2000; McCulloch y Davies, 2001). De igual manera, dicho desplazamiento de los vientos habría provocado una significativa disminución de la humedad en todo el Archipiélago Fueguino (McCulloch *et al.*, 2000). Por su parte, el nivel del mar probablemente se mantuvo estable, entre *ca.* 120 y 140 m por debajo del nivel del mar actual, y la exposición subaérea de la Plataforma Continental Atlántica se habría extendido hasta *ca.* 450 km al este de la costa actual (Ponce *et al.*, 2011a; Violante *et al.*, 2014), lo que habría generado una continentalización del clima. En este sentido, tanto el retroceso glaciar como el bajo nivel del mar favorecieron el relleno de los valles como el del Río Fuego con depósitos glacifluviales (Alli *et al.*, 2025).

Con posterioridad al UMG, la presencia de estructuras en cuña en depósitos de terrazas glacifluviales y del EIO 5 sugiere un período de degradación del permafrost, como lo datan Rinbolini *et al.* (2014) en la Patagonia central. Esto es consistente con las estructuras en cuña que sobresalen de los depósitos litorales del EIO 5 en el cabo Peñas (Coronato *et al.*, 2004a; Pérez Alberti *et al.*, 2008) ubicado a *ca.* 15 km al noreste de la sección sedimentaria Río Fuego (RF), estudiada en esta Tesis.

A unos *ca.* 18 km al sur del Arroyo Gamma, en la Laguna Las Vueltas, cerca del sitio arqueológico LV1, se identificó un paleosuelo datado en 22.582 años cal A.P. que refleja condiciones subaéreas después del final de la incisión del paleovalle ocupado actualmente por dicha laguna. El desarrollo del paleosuelo sugiere condiciones de estabilidad ambiental relacionado a un nivel del mar más bajo que el actual (Montes, 2015; Montes *et al.*, 2020). En la localidad Laguna Arturo (Figura 32), distante a unos 33 km al sudoeste de la localidad

Arroyo Gamma, el registro sedimentario evidenció a partir de los *ca.* 23.200 años cal A.P., un paisaje árido desprovisto de vegetación junto con sistemas de drenajes efímeros e intermitentes previos a la formación del cuerpo lagunar (Fernández *et al.*, 2020).

Aunque con variaciones, el nivel del mar subió alrededor de 11-12 mm año⁻¹ e incluso más rápido, después del UMG (Guilderson *et al.*, 2000; Cavallotto *et al.*, 2004; Violante y Parker, 2004). Este aumento del nivel del mar se extendió incluso hasta la transición del Pleistoceno tardío-Holoceno, caracterizado por una gran variabilidad climática con alternancia de intervalos secos y húmedos (Coronato *et al.*, 2011; Borromei *et al.*, 2018).

6.2 TARDIGLACIAL (*ca.* 19.000-11.700 años cal A.P.)

En el sur de Tierra del Fuego, la edad mínima estimada para el inicio de la deglaciación en el área del Canal Beagle coincide con las registradas en distintas regiones de Patagonia: el norte de la Patagonia chilena (41°S) (Heusser *et al.*, 1999), el suroeste de la Patagonia argentina (50°S) (Mancini, 2009) y el área del Estrecho de Magallanes (53°S) (McCulloch y Davies, 2001). En el Canal Beagle, de acuerdo con el fechado radiocarbónico basal de un testigo (HB3) de la turbera de Puerto Harberton (Figura 32), ubicado *ca.* 40 km al oeste de Punta Moat, el retroceso del paleoglaciar Beagle desde su posición más externa en Punta Moat, asociado a las morenas terminales de la Última Glaciación (Glaciación Moat; Rabassa *et al.*, 2000), habría comenzado con anterioridad a los 19.445 años cal A.P., constituyéndose en el fechado radiocarbónico más antiguo para el canal (Savoretti, 2019). Durante el Tardiglacial, las áreas abiertas expuestas a lo largo del canal, favorecieron el desarrollo de una vegetación postglacial empobrecida caracterizada por comunidades de matorrales y arbustos bajos, gramíneas, hierbas y taxa palustres, propias de los ambientes de tundra/estepa, que fluctuaron en respuesta a las variaciones de temperatura y precipitación

que caracterizaron este período (Heusser, 2003; Markgraf y Huber, 2010; Coronato *et al.*, 2022). Según lo indicado por Hall *et al.* (2013), se estima que el retroceso glacial definitivo en el Canal Beagle ocurrió alrededor de los 14.500 años cal A.P. Este evento estuvo caracterizado por la formación de sistemas fluviales y lagos proglaciales, generados por la acumulación de agua de deshielo (Coronato, 1995; Bujalesky, 2011).

En el centro de Tierra del Fuego, si bien no hay datos cronológicos exactos sobre el inicio del retroceso del hielo del paleoglaciario Fagnano, las edades basales de las turberas San Pablo 1 y La Correntina (Figura 32), ubicadas en la posición terminal del paleoglaciario durante el UMG, muestran que el área estuvo libre de hielo entre los 13.830 y los 15.642 años cal A.P., respectivamente (Coronato *et al.*, 2002, 2009; Musotto, 2013, 2016). La vegetación durante el Tardiglacial, de acuerdo con los datos polínicos provenientes de la turbera La Correntina, estuvo caracterizada por el predominio de arbustos (*Asteraceae* subf. *Asteroideae*, *Empetrum rubrum*), gramíneas y hierbas (*Acaena*, *Caryophyllaceae*) (Musotto *et al.*, 2017a), análoga a las comunidades de la estepa patagónica sudoriental, donde la precipitación anual es inferior a 200 mm y las temperaturas promedio alcanzan 10,1 °C en verano y 0,8 °C en invierno (Collantes *et al.*, 1999; Quiroga, 2018). La vegetación arbórea postglacial estuvo pobremente representada (Musotto *et al.*, 2018). Mientras, el frente de hielo ubicado sobre la costa centro-sur del Lago Fagnano se habría retirado hacia los 14.770 años cal A.P., según una datación basal en la turbera Terra Australis (Figura 32). De acuerdo con los datos polínicos obtenidos en dicha turbera, con posterioridad a los 14.300 años cal A.P., se desarrolló un ambiente más mésico, con vegetación análoga a la actual de la estepa septentrional de Tierra del Fuego (Musotto, 2017b), caracterizada por precipitaciones que oscilan entre 300 y 430 mm anuales (Quiroga, 2018). Un patrón postglacial de vegetación similar, dominado por murtillares de *Empetrum rubrum*, arbustos y pastizales, ha sido

registrado en las localidades Bahía Inútil ($53^{\circ}27'S$ - $70^{\circ}06'W$) y Onamonte ($53^{\circ}54'S$ - $68^{\circ}57'W$) ubicadas hacia el noroeste en el sector chileno de la isla (Heusser, 2003; Figura 32).

En el norte Tierra del Fuego, sobre el litoral atlántico, en la localidad Laguna Las Vueltas (Figura 32), ubicada a unos 50 km al norte de Río Fuego, Candel *et al.* (2020), señalaron que la laguna habría estado expuesta a condiciones subaéreas y procesos de oxidación con posterioridad a los 19.000 años cal A.P., relacionado con un nivel del mar relativamente más bajo que el actual. Asimismo, el registro de diatomeas bentónicas sugiere la presencia de un cuerpo de agua lagunar efímero bajo condiciones climáticas continentales.

Hacia el interior de la estepa fueguina, en la localidad Laguna Arturo (Figura 32), Fernández *et al.* (2020), señalan un período relativamente más húmedo entre los *ca.* 17.100 y 14.000 años cal A.P., vinculado con la mejoría climática postglacial. De acuerdo con Mansilla *et al.* (2018), en el Lago Lynch (Figura 32), situado a unos 75 km al oeste de dicha laguna, el registro postglacial de vegetación acuática (*Myriophyllum*) y de algas (*Pediastrum boryanum*) con posterioridad a los *ca.* 15.610 años cal A.P., sugiere que el sitio fue inicialmente un lago eutrófico con un gran aporte de sedimentos mineroquímicos provenientes de los alrededores tras el deshielo. Asimismo, los datos polínicos mostraron porcentajes elevados de polen bien conservado relacionados con un aumento gradual de la humedad efectiva y un clima más favorable para el desarrollo temprano de la vegetación.

Dos deterioros climáticos fríos conocidos como el “*Antarctic Cold Reversal*” (ACR), entre *ca.* 14.500-12.900 años cal A.P. (Blunier *et al.*, 1997) y el “*Younger Dryas*” (YD) del hemisferio norte, entre *ca.* 12.800-11.700 años cal A.P. (Rasmussen *et al.*, 2006), caracterizaron el Tardiglacial. En el centro-sur de Tierra del Fuego dichos eventos climáticos se evidenciaron por la disminución en los valores del influjo polínico del polen de *Nothofagus* (Heusser, 2003; Markgraf y Huber, 2010; Musotto *et al.*, 2017a). En la localidad

Puerto Harberton el incremento en la depositación de polvo atmosférico durante el *ACR*, ha sido interpretado como una intensificación en los vientos del oeste (Vanneste *et al.*, 2015).

En la estepa fueguina, en la localidad Laguna Arturo, se registró a los *ca.* 14.200 años cal A.P. en coincidencia con el evento *ACR*, un aumento significativo en el contenido de materia orgánica, restos vegetales y en la tasa de sedimentación (Fernández *et al.*, 2020). Sin embargo, según estos autores, las evidencias de otros indicadores tales como la litología, no han mostrado una respuesta clara al *ACR*. Por el contrario, entre 15.400 y 7.250 años cal A.P., dicha laguna se habría comportado como un cuerpo de agua dulce a salobre somero permanente, alcanzando su nivel máximo y formando terrazas lacustres en los márgenes este y sur. Por otro lado, durante el Tardiglacial, habría comenzado la formación de la duna “*perched*”, sobre el acantilado sur de la Laguna Arturo, como consecuencia de la erosión eólica de la arenisca que conformaba dicho acantilado. El fechado basal del paleosuelo (Ps) 1 de 12.831 años cal A.P., que se generó sobre el depósito eólico subyacente, sugiere la alternancia de condiciones ambientales más estables que habrían favorecido el desarrollo de dicho paleosuelo (Coronato *et al.*, 2011, 2020). Estos datos concuerdan con la alta variabilidad climática que caracterizó a la transición Tardiglacial-Holoceno temprano en Tierra del Fuego.

6.3 HOLOCENO TEMPRANO (11.700-8.200 años cal A.P.)

Durante el Holoceno temprano, se desarrolló un clima relativamente más cálido y seco que en el Pleistoceno tardío en coincidencia con el Óptimo climático del Holoceno temprano (“*Early Holocene Climate Optimum*”) registrado en la Península Antártica entre los *ca.* 11.000 y 9.500 años cal A.P. (Bentley *et al.*, 2009). De acuerdo con las evidencias paleoclimáticas registradas tanto en Tierra del Fuego (Heusser, 2003; Markgraf y Huber,

2010; Borromei *et al.*, 2016; Musotto *et al.*, 2016; McCulloch *et al.*, 2020; Moreno *et al.*, 2023) como en el sudoeste de Patagonia (Moreno *et al.*, 2018, 2021), una disminución en la intensidad de los vientos del oeste, conocido como el “*Early Holocene Westerly Minimum*” (*ca.* 11.500-7.500 años cal A.P.), habría generado una disminución del gradiente oeste-este de precipitaciones sobre la cordillera (Fletcher y Moreno, 2011; Moreno *et al.*, 2021). Así la vegetación a lo largo del Canal Beagle y en el centro-sur de Tierra del Fuego se habría caracterizado por el desarrollo de bosques abiertos de *Nothofagus*, y la expansión de pastizales y arbustos en las áreas abiertas, junto con el desarrollo de turberas minerotróficas (Cyperaceae) (Heusser, 2003; Markgraf y Huber, 2010; Borromei *et al.*, 2016; Musotto *et al.*, 2016, 2017b; Mansilla *et al.*, 2018). Estas condiciones ambientales habrían propiciado el desarrollo de incendios como así lo evidencian el registro de partículas de carbón (Heusser, 2003; Markgraf y Huber, 2010; Mansilla *et al.* 2018) y de esporas de hongos pirófilo-carbonícolas de *Gelasinospora* indicadoras de condiciones locales de suelos secos y/o incendios (Musotto *et al.*, 2016, 2017b). En la actualidad, las comunidades vegetales análogas del ecotono bosque-estepa se encuentran en el centro de Tierra del Fuego, donde las temperaturas medias oscilan entre 11 °C en verano y 1 °C en invierno (Pisano, 1977; Frederiksen, 1989), con una precipitación anual promedio de 350 a 500 mm (Coronato *et al.*, 2022; 2.4.2 Vegetación).

Este período relativamente más cálido coincidió con un episodio marino transgresivo en Tierra del Fuego, evidenciado por depósitos marinos litorales discontinuos aflorantes a lo largo de la costa norte del Canal Beagle (Coronato *et al.*, 2022). Específicamente, se han descripto tres niveles de playas holocenas elevadas (8-10, 4-6 y 1,5-3 m s.n.m, respectivamente) compuestas mayormente de arenas y gravas (Gordillo *et al.*, 1992; Gordillo, 1993). No obstante, la dirección de ingreso del agua de mar al canal aún sigue siendo motivo de debate. Según Mörner (1987), el ambiente del Canal Beagle se vió afectado por un

levantamiento tectónico diferencial durante el Holoceno. En este sentido, Isla y Bujalesky (2008) propusieron que el levantamiento tectónico fue más intenso en el sector oeste del Canal Beagle durante los últimos 8.000 años y que disminuyó hacia el norte y el este. Rabassa *et al.* (1986) consideraron que el canal estuvo ocupado por un lago proglacial *ca.* 10.500 años cal A.P. y que el agua del lago fue reemplazada por agua marina antes de los 9.100 años cal A.P. En base al estudio de la morfología, batimetría y secciones sísmicas del fondo del canal, Bujalesky (2011) sugirió que el valle actualmente ocupado por el Canal Beagle habría sido rápidamente inundado por el mar poco después de los 12.500 años cal A.P. Esto habría ocurrido cuando la transgresión sobrepasó las sillas (“*sills*”) topográficas del paso Mackinlay (al este), del canal Murray (al sur) y de los brazos sudoeste y noroeste del canal, que conformaban divisorias de aguas y los límites de la cuenca (actualmente a 30 m de profundidad). Zangrandó *et al.* (2022), mediante análisis batimétricos de alta resolución, ajustaron el modelo de inundación postglacial del Canal Beagle. A partir de la identificación de umbrales profundos, las tasas inferidas de levantamiento tectónico y las curvas de nivel del mar global, determinaron que el valle se habría inundado desde el Pacífico hace aproximadamente 15.000 años cal A.P. En el sector occidental del Canal Beagle, sobre la costa norte y a 16 km de la ciudad de Ushuaia, en dos localidades situadas en Bahía Lapataia (Bahía Lapataia y Aserradero-Lapataia 2; Figura 32), se identificaron sedimentos marinos datados en 8.478 y 8.278 años cal A.P., respectivamente (Borromei y Quattrocchio, 2007; Candel *et al.*, 2018). De acuerdo con estos autores, las asociaciones de palinomorfos acuáticos registradas en dichas localidades, se caracterizaron por el predominio de dinoquistes de *Brigantedinium* spp. y *Selenopemphix* sp., junto con algas dulceacuícolas, indicativos de ambientes estuarinos de baja salinidad para este sector del canal. Mientras tanto, el desarrollo de una vegetación litoral arbórea, habría estado favorecida por la mayor disponibilidad de humedad efectiva debido a la acción moderadora del mar, al tiempo que el

ecotonos bosque-estepa se extendía a nivel regional, hacia el interior de la isla (Borromei y Quattrocchio, 2001, 2007; Candel y Borromei, 2016).

En el sector oriental del Canal Beagle, de acuerdo con Borromei *et al.* (2014), en la localidad Punta Moat (Figura 32), el modelo paleogeográfico indicó que hacia los 10.000 años cal A.P. el ascenso relativo del nivel del mar habría producido la separación definitiva de las actuales islas Picton, Nueva y Lennox y hacia los 9.000 años cal A.P., se habría alcanzado la configuración de la costa similar a la actual. Estos datos coinciden con la cronología propuesta por McCulloch *et al.* (2019) para este sector del canal, en la localidad Caleta Eugenia (Isla Navarino; Figura 32), que registra la incursión marina a los 8.640 años cal A.P. y, a los 8.500 años cal A.P. para la localidad Lago Galvarne (Figura 32) en la costa norte de Isla de los Estados (Björck *et al.*, 2021).

Hacia el norte de Tierra del Fuego, en el área del Estrecho de Magallanes, la fase árida del Holoceno temprano habría generado el colapso del hielo de manera que el lago proglacial inició el drenaje de sus aguas hacia el oeste permitiendo el ingreso de agua de mar desde el Océano Pacífico (McCulloch y Morello, 2009). Estos autores indican que, durante este período, el litoral interior del Estrecho de Magallanes estaba emergido al sur de la Segunda Angostura (Figura 32), extendiéndose hasta una posición cercana a Punta Arenas (Figura 32). De manera similar, la costa de Bahía Inútil (Figura 32) se encontraba más hacia el oeste respecto de su ubicación actual, lo que habría favorecido la formación de lagos físicamente aislados. Esta configuración paleogeográfica, de acuerdo con Ponce *et al.* (2011b), se mantuvo hasta que el ascenso relativo del nivel del mar superó los 35 m por debajo del nivel de mar actual, lo que permitió la apertura del sector oriental del Estrecho de Magallanes hace ca. 10.200 años cal A.P. En este sentido, en la localidad Puerto del Hambre (Figura 32), ubicada en el sector central del estrecho, se reconocieron sedimentos marinos con una edad de 9.270-9.160 años cal A.P. (McCulloch y Davies, 2001).

En el interior de la estepa fueguina, en la localidad Laguna Arturo se evidenciaron durante este período condiciones ambientales favorables. En este sentido, la permanencia del cuerpo de agua dulce a salobre con niveles máximos y el registro en la duna “*perched*” de los paleosuelos Ps2 (11.268 años cal A.P.) y Ps3 (8.384 años cal A.P.), son testimonios de una mayor estabilidad ambiental. Asimismo, los valores de la tasa de sedimentación del nivel eólico que se encuentra entre el Ps2 y el Ps3 son los más bajos (0,04 cm/año) registrados en la duna “*perched*” (Coronato *et al.*, 2020). De acuerdo con los parámetros magnéticos obtenidos para Ps2, el mismo se habría desarrollado indican que se desarrolló bajo condiciones de humedad relativamente alta relacionada con un incremento en las precipitaciones (Orgeira *et al.*, 2022). La estabilidad ambiental sugerida a partir del desarrollo de los paleosuelos en la Laguna Arturo es consistente con una intensidad relativamente baja de los vientos del suroeste y el ingreso de masas de aire húmedo hacia el norte desde el Atlántico Sur (Coronato *et al.*, 2022). Las características pedológicas de estos paleosuelos indican una menor aridez relativa o temperaturas del aire más altas en comparación con los paleosuelos desarrollados durante el Holoceno medio-tardío (Coronato *et al.*, 2020).

Sobre el litoral atlántico en la localidad Laguna Las Vueltas (Figura 32), ubicada *ca.* 14 km al sur de la localidad Arroyo *Gamma* (Figura 32) y a *ca.* 50 km al norte de la localidad *Río Fuego* (Figura 32), entre los 11.600 y 8.500 años cal A.P., se habría desarrollado una vegetación arbustiva dominada por Asteraceae subf. Asteroideae asociada a un cuerpo de agua dulce somero con predominio de algas dulceacuícolas (*Zygnema* y tipo *Zygnemataceae*), y sedimentación de grano fino propios de ambientes lagunares de baja energía e indicativos de condiciones climáticas templadas y baja humedad efectiva (Candel *et al.*, 2020).

En la localidad de estudio de esta Tesis, *Río Fuego* (53°58,602’S-67°32,230’O; Figura 32), con posterioridad a los 10.000 años cal A.P. (302-200 cm de profundidad; zona RF-1) los datos polínicos mostraron el desarrollo de una vegetación halófila

(Chenopodiaceae) acompañada de arbustos y hierbas (Asteraceae subf. Asteroideae, Caryophyllaceae) característica de la vegetación de marismas (Alli *et al.*, 2022). La expansión (subzonas RF-1a y 1c) y retracción (subzonas RF-1b y 1d) de las comunidades halofíticas y de la vegetación graminosa sugirieron variaciones en la línea de costa. Una situación similar fue registrada en las localidades *Río San Martín* ($53^{\circ}18'11,7''$ S- $68^{\circ}36'03,00''$ O; Figura 32) y *Arroyo Gamma* ($53^{\circ}27'46''$ S- $68^{\circ}5'21,2''$ O; Figura 32). De acuerdo con las asociaciones polínicas de las zonas RSM-1 (56-40 cm de profundidad) y AG-1 (170-48 cm de profundidad), se observó también el desarrollo de vegetación halófila acompañada de pastos y hierbas correlacionándose con la zona RF-1 de *Río Fuego*. La vegetación circundante de los tres sitios estudiados, a lo largo de las zonas RF-1, RSM-1 y AG-1, se caracterizó por la presencia de brezales de *Empetrum rubrum*, acompañados por vegetación arbustiva (Asteraceae subf. Asteroideae) y pastizales. En general, las frecuencias relativas de *Nothofagus* durante las zonas RF-1 y RSM-1 sugieren aportes extraregionales por acción de los vientos del oeste. En particular, aquellos niveles fósiles que registraron *Misodendrum*, un hemiparásito de *Nothofagus*, indicarían la presencia de escasos árboles de *Nothofagus* cercanos a los sitios estudiados. Por otro lado, durante la zona AG-1 se observaron porcentajes significativos de *Nothofagus* de hasta 61 %, junto con el registro de *Drimys winteri*, lo que podrían indicar episodios de intensificación de vientos del oeste.

El desarrollo de cuerpos de agua dulce someros cercanos a la costa estaría sugerido por el registro de *Myriophyllum* y de algas de agua dulce (*Botryococcus*, *Pediastrum*, *Spirogyra*, *Zygnema*, Tipo-128) tanto en la zona RF-1 como también las zonas RSM-1 y AG-1.

Con respecto al ambiente marino, en la localidad *Río Fuego*, de acuerdo con la asociación de dinoquistes identificados (*Spiniferites mirabilis*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp., cf. *Selenopemphix quanta*, *Operculodinium centrocarpum*, cf.

Opercudodinium centrocarpum, *Opercudodinium* sp., *Opercudodinium* spp., cf. *Trinovantedinium applanatum*, *Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium* spp., “round brown” indet. e *Impagidinium aculeatum*) ya se habría establecido con posterioridad a los ca. 10.000 años cal A.P. (zona RF-1), un ambiente marino marginal o nerítico interno, con aporte de nutrientes por descarga fluvial evidenciado por el registro de *Halodinium* sp. (subzonas RF-1b a RF-1d).

Asimismo, el registro de acritarcos como *Radiosperma corbiferum* y *Palaeostomocystis subtilitheca*, sugieren ambientes neríticos con aguas estratificadas ricas en nutrientes (Roncaglia, 2004; Pieńkowski *et al.*, 2011, 2013). En la parte superior de esta zona (RF-1), la mayor abundancia de zoomorfos, especialmente revestimientos de foraminíferos, sería indicativo de ambientes de alta productividad y baja energía. Por otro lado, en la localidad Arroyo Gamma, el registro de dinoquistes de *Spiniferites* spp., sugieren que el área habría estado probablemente bajo la influencia de las mareas durante la deposición de la zona AG-1.

En general, las características litológicas observadas en los tres sitios estudiados (zonas RF-1, RSM-1, AG-1 y parte de AG-2) reflejan ambientes de baja a moderada energía con influencia marina representados por sedimentos limo-arcillosos y limo-arenosos.

6.4 HOLOCENO MEDIO (8.200-4.200 años cal A.P.)

Durante el Holoceno medio el incremento en la intensidad de los vientos del oeste, generó una profundización del gradiente oeste-este de precipitación. De esta manera, las condiciones paleoambientales de mayor disponibilidad de humedad efectiva y disminución de temperatura favoreció la expansión del bosque de *Nothofagus* a partir de los 6.700 años cal A.P. y la declinación en la frecuencias de los incendios regionales tanto en el centro y sur de

Tierra del Fuego (Heusser, 2003; Markgraf y Huber, 2010; Borromei *et al.*, 2014, 2016; Musotto *et al.*, 2016, 2017b; Mansilla *et al.*, 2016, 2018; McCulloch *et al.*, 2020; Moreno *et al.*, 2023), como en el suroeste de Patagonia (Villa-Martínez y Moreno, 2007; Moreno *et al.*, 2018, 2021, 2023). Durante este período, la transgresión marina, de acuerdo con el registro de las playas elevadas de la costa norte del Canal Beagle, habría alcanzado su máximo entre los ca. 7.300 y 6.700 años cal A.P. Las altitudes de estas playas varían desde 5 m s.n.m.m. en el sector oriental hasta un máximo de 10 m s.n.m.m. en el sector occidental (Bujalesky, 1998, 2007; Gordillo *et al.*, 1992, 1993; Rabassa *et al.*, 1990; Zangrando *et al.*, 2016).

Entre los ca. 8.500 y 6.000 años cal A.P., tanto en las localidades Bahía Lapataia y Aserradero-Lapataia 2, ambas ubicadas en el sector occidental del canal, como en Albufera Lanushuaia y Río Varela situada en el sector oriental del canal (Figura 32), las asociaciones de palinomorfos acuáticos caracterizaron un ambiente marino nerítico interno a externo, con baja a variable salinidad, temperatura del agua templado-fría y rica en nutrientes por el aporte de la escorrentía, con baja a moderada diversidad de dinoquistes y presencia de algas dulceacuícolas a marino-salobres (Grill *et al.*, 2002; Borromei y Quattrocchio, 2007; Candel y Borromei, 2016; Candel *et al.*, 2018).

Por otra parte, Gordillo *et al.* (2005), en base al estudio de las asociaciones fósiles de moluscos en el canal, indicaron que una fauna de moluscos de aguas salobres fue reemplazada por una fauna de moluscos marinos durante el Holoceno medio.

En la costa norte de Isla de los Estados, Unkel *et al.* (2010), estimaron a partir del análisis sedimentológico y geoquímico de un testigo sedimentario proveniente del Lago Galvarne (Figura 32), que la transgresión marina ocurrida a los 8.500 años cal A.P. se habría extendido hasta los 3.500 años cal A.P. Esta estimación fue corroborada por Fernández *et al.* (2014) a partir del análisis de diatomeas marinas (*Opephora olsenii*, *Coccconeis scutellum*, y *Hyalodiscus* sp.) y de especies de aguas salobres junto con los palinomorfos acuáticos

(*Brigantedinium* spp., *B. simplex*, *Islandinium minutum* y *Votadinium calvum*, acompañados por revestimientos de foraminíferos y algas como *Tasmanites* sp., Zyg nemataceae y *Botryococcus* sp.), que predominaban en ese momento.

Hacia el norte de Tierra del Fuego, en el sector central del Estrecho de Magallanes, en la localidad Puerto del Hambre (Figura 32), la incursión marina registrada en el Holoceno temprano se habría extendido hasta los 4.420 años cal A.P., con un nivel máximo alcanzado a los ca. 7.420-7.340 años cal A.P. El registro de diatomeas ha sugerido ambientes marinos someros (McCulloch y Davies, 2001).

En la costa atlántica fueguina, según Candel *et al.* (2020), en la localidad Laguna Las Vueltas (Figura 32), entre los 8.500 y 8.100 años cal A.P., se habría desarrollado una laguna parcialmente conectada con el mar como respuesta a la ingresión marina holocena. Los datos palinológicos evidenciaron una vegetación dominada por halófitas rodeando la laguna y el registro de *Spiniferites* sp. y *Operculodinium centrocarpum*, asociados con ambientes marinos neríticos. Entre ca. 8.100 y 7.000 años cal A.P. la vegetación halofítica colonizó las áreas costeras aún bajo la influencia de las mareas, mientras la laguna permaneció con una comunicación aún más restringida con el mar y con aportes de agua dulce por escorrentía. Con posterioridad a los 7.000 años cal A.P., durante la fase regresiva, la formación de una barra de bahía y una planicie de cordones litorales bloqueó de manera definitiva la conexión con el mar, desarrollándose una laguna “pan” con variaciones en el nivel del agua controladas por variables hidroclimáticas *sensu* Montes *et al.* (2020). Mientras la vegetación de pastizales se expandió y reemplazó a las comunidades halófitas (Candel *et al.*, 2020).

En particular, en la localidad *Río Fuego*, entre los 200 y 43 cm de profundidad, las muestras analizadas resultaron estériles y/o con mal estado de preservación del material palinológico (presencia) debido al transporte mecánico y/o compactación sin y postdepositacional de los sedimentos vinculados a los canales de mareas. De manera similar,

en las localidades *Río San Martín* (120 y 56 cm de profundidad) y *Arroyo Gamma* (111-107 cm, 95-83 cm y 79-71 cm de profundidad), se observó la ausencia o “presencia” de palinomorfos, aunque en buen estado de preservación. Esto podría deberse a la preservación diferencial de la materia orgánica debido a factores ambientales pre- o postdepositacionales, junto con posibles sesgos tafonómicos tales como exposición subaérea o resuspensión de sedimentos por acción del agua. Por otro lado, el bajo contenido de materia orgánica, sugiere un paisaje árido con escasa cobertura vegetal y/o aporte alóctono limitado (Fernández *et al.*, 2020). Estos intervalos estériles observados en los perfiles de las tres localidades estudiadas en esta Tesis, probablemente se relacionen con la fase regresiva registrada en la Laguna Las Vueltas.

De acuerdo con Bujalesky (2007), durante la fase regresiva fueron depositados cordones litorales y *cheniers* sobre la costa atlántica fueguina. Aunque el inicio de dicha fase no ha sido datado con certeza, edades radiocarbónicas indican una edad mínima para el retroceso del mar de 5.620 años cal A.P. Estos procesos habrían dado lugar a la formación de extensas llanuras costeras provocando el retroceso de los acantilados y tendiendo a rectificar las líneas de costa en la desembocadura de los ríos, particularmente el Río Fuego, por donde habría ingresado el agua de mar durante el inicio de la transgresión marina (Montes y Martinioni, 2017; Montes *et al.*, 2018).

En la localidad La Misión (53°30'S, 67°50'O; Figura 32), ubicada a *ca.* 30 km al norte del sitio *Río Fuego*, el análisis de un testigo sedimentario ubicado en un antiguo valle glacifluval del Pleistoceno, tallado en rocas cenozoicas del Grupo Cabo Domingo (Porter *et al.*, 1984), permitió la identificación de niveles marinos datados entre 9.443 años cal A.P. y 260 años cal A.P. El testigo se encuentra a 3,5 km de la costa atlántica actual y contiene asociaciones de diatomeas y ostrácodos características de ambientes marino-salobres (Markgraf, 1983, 1993). Al igual que en el resto de las localidades estudiadas en la región, los

resultados sugieren que la máxima extensión de la transgresión marina ocurrió alrededor de los 8.500 años cal A.P. (Candel *et al.*, 2018; McCulloch *et al.*, 2019; Montes *et al.*, 2020), aunque en el valle del Río Fuego se identificó que el nivel del mar ya estaba próximo al nivel actual hace 10.045 años cal A.P. Para ese entonces, los ambientes de llanura mareal y las lagunas se ubicaban detrás de cordones litorales de grava, desarrollados entre antiguos promontorios e islas de rocas sedimentarias (Alli *et al.*, 2025; Figura 33, C).

En el interior de la estepa fueguina, la Laguna Arturo evidenció entre los 7.250-*ca.* 6.200 años cal A.P., un cambio hacia condiciones mesohalinas indicado por la dominancia de la diatomea *Thalassiosira patagonica* y el registro del ostrácodo *Lymnocythere rionegrensis*. Durante este período, aunque el cuerpo lagunar conservó su carácter de cuerpo de agua permanente, comenzó a experimentar una transición hacia condiciones hídricas negativas acentuándose luego de los *ca.* 6.000 años cal A.P., cuando la asociación de diatomeas pasó a estar dominada por el registro de *Surirella tuberosa*, una especie común en lugares terrestres casi secos. Así, el cuerpo lagunar se comportaría como un cuerpo de agua salino efímero y somero. Estos datos indicaron aumento de la salinidad y disminución del nivel del cuerpo de agua de la laguna bajo condiciones de régimen estacional debido a la intensificación de los vientos del oeste (Fernández *et al.*, 2020). En este sentido, en la duna “*perched*” de Arturo, luego de los 6.500 años cal A.P., la formación de los Ps4 (6.550 años cal A.P.), Ps5 (4.998 años cal A.P.) y Ps6 (5.023 años cal A.P.) estuvieron separados por depósitos eólicos que registraron las más altas tasas de sedimentación (Coronato *et al.*, 2020). De acuerdo con Orgeira *et al.* (2022), parámetros magnéticos de los sedimentos eólicos de la duna “*perched*” indicaron un incremento en la velocidad del viento del oeste a partir de los 6.500 años cal A.P.

6.5 HOLOCENO TARDÍO (4.200-0 años cal A.P.)

Los avances glaciarios del Holoceno o Neoglaciaciones que caracterizaron este período, han sido reconocidos en algunos sectores de los Andes Patagónicos (Mercer, 1968, 1982; Rabassa *et al.*, 1984). A partir de estudios dendrocronológicos (Villalba, 1989, 1994) y geomorfológicos (Rabassa *et al.*, 1992), se identificaron al menos cinco fluctuaciones durante el Holoceno vinculadas a estas oscilaciones climáticas, aunque su cronología no está aún bien definida (Fernández *et al.*, 2020). En Tierra del Fuego, de acuerdo con Menounos *et al.* (2013), no se han encontrado evidencias de avances neoglaciales de importancia, reportándose solo avances en los valles colgantes de los Andes Fueguinos entre 7.960-7.340 años cal A.P. y 5.290-5.050 años cal A.P. con una extensión de solo unas decenas de metros más allá de las posiciones máximas alcanzadas en la Pequeña Edad de Hielo (PEH, 600-100 años cal A.P.; Moreno *et al.*, 2014). Por otro lado, en un contexto climático con altos niveles de humedad donde la vegetación del sur de Tierra del Fuego estuvo dominada por el desarrollo de densos bosques de *Nothofagus*, no existen claras evidencias del impacto de las Neoglaciaciones sobre dichas comunidades. De todas maneras, los datos polínicos provenientes de turberas ubicadas a lo largo del Canal Beagle (Heusser, 1989a, 1989b, 2003) han evidenciado intervalos con abruptas caídas en los valores del influjo polínico de *Nothofagus* que se han vinculado con condiciones climáticas frías en relación con estos eventos neoglaciales.

Del mismo modo, en el Canal Beagle, de acuerdo con las asociaciones de microplancton marino identificadas, no se han registrado cambios que permitan establecer una clara relación con los eventos fríos neoglaciales. Sin embargo, con posterioridad a los ca. 5.700 años cal A.P., tanto en la localidad Albufera Lanushuaia, situada en el sector oriental del canal, como en Río Ovando, hacia los ca. 3.920 años cal A.P., y Arroyo Baliza, en el

sector occidental del canal (Figura 32), con posterioridad a los 3.490 años cal A.P., se ha observado un incremento en la diversidad de especies de dinoquistes, principalmente del orden Peridiniales, acompañado por acritarcos, foraminíferos y huevos de copépodos, que sugieren condiciones ambientales similares a las actuales. En este sentido, se habrían desarrollado ambientes estuarinos, junto con un aumento en la salinidad del agua de mar y un alto contenido de nutrientes (Candel y Borromei, 2016; Candel *et al.*, 2017). El análisis de la malacofauna marina reveló hacia el inicio del Holoceno tardío una mayor diversificación de especies (Gordillo *et al.*, 2013). En particular, a los *ca.* 4.000 años cal A.P. se identificaron para el Canal Beagle, condiciones de mayor amplitud estacional y más altas temperaturas de verano que previamente a los *ca.* 5.200 años cal A.P. (Gordillo *et al.*, 2015).

Hacia el norte de Tierra del Fuego, en la estepa fueguina, de acuerdo con los registros sedimentarios de Laguna Amalia y Laguna Carmen (Figura 32), entre los *ca.* 4.800 y 3.200 años cal A.P., las lagunas someras habrían funcionado bajo un estado de semipermanencia con salinidad variable y períodos secos prolongados (Borromei *et al.*, 2018; Laprida *et al.*, 2021; Musotto *et al.*, 2025) vinculados a una intensificación de los vientos del oeste registrado en el oeste de Tierra del Fuego, entre los *ca.* 5.300-4.100 años cal A.P. (Moreno *et al.*, 2023). Estos intervalos más áridos fueron interrumpidos por intervalos más húmedos probablemente aportados por los vientos del este provenientes del Atlántico. En este sentido, para la Laguna Amalia la depositación de sedimentos finamente laminados, la alta variabilidad de la vegetación halófita circundante a la laguna, y presencia del alga *Pediastrum*, junto con el registro de los paleosuelos Ps3 (4.800-5.290 años cal A.P.), Ps4 (4.600-5.280 años cal A.P.) y Ps5 (3.470-3.987 años cal A.P.) identificados en la duna “perched” Amalia 6 en dicha laguna, dan muestra de condiciones favorables de estabilidad ambiental con disponibilidad de humedad efectiva (Coronato *et al.*, 2020; Musotto *et al.*, 2025).

De acuerdo con los datos paleoclimáticos proveniente de los registros sedimentarios de las lagunas Arturo, Carmen y Amalia, a partir de los *ca.* 3.000 años cal A.P., se observó la gradual disminución del nivel del lago y consecuente retracción conducente al establecimiento de cuerpos de agua bajo condiciones hídricas efímeras similares a las actuales, aunque con alternancia de intervalos más húmedos de mayor durabilidad (Borromei *et al.*, 2018; Fernández *et al.*, 2020; Laprida *et al.*, 2021; Musotto *et al.*, 2025). La variabilidad paleoambiental ha sido también observada en las dunas “*perched*” de Arturo y Amalia 6, con la alternancia de paleosuelos y niveles eólicos. En Arturo, dos niveles de suelos (Ps7 y Ps8) fueron datados en 2.780 y 870 años cal A.P., respectivamente, mientras que en Amalia 6, han sido datados los paleosuelos Ps5 (3.755 años cal A.P.), Ps6 (3.140 años cal A.P.), Ps7 (1.943 años cal A.P.), Ps 8 (1.953 años cal A.P.) y Ps 9 (2.013 años cal A.P.) de edad Holoceno tardío (Coronato *et al.*, 2020).

En el litoral atlántico, en Laguna Las Vueltas, después de *ca.* 4.500 años cal A.P., los cambios en la vegetación, evidenciados por un leve aumento de arbustos (Asteraceae subf. Asteroideae) y la expansión de halófitas, junto con el incremento moderado de algas (*Pediastrum*, *Botryococcus*), así como las variaciones en la geoquímica de la laguna, sugieren condiciones menos húmedas. Asimismo, la sedimentología y la geomorfología también evidenciaron un aumento en la actividad de deflación y el desarrollo de dunas “*lunettes*” entre los “*pans*” durante los períodos secos (Montes *et al.*, 2020; Candel *et al.*, 2020). Durante los últimos *ca.* 2.000 años cal A.P., los “*proxy*” datos indicaron el desarrollo de una vegetación caracterizada por pastizales y hierbas, y la presencia de un cuerpo de agua somero con variaciones estacionales en el nivel del agua bajo condiciones de relativa mayor humedad efectiva (Candel *et al.*, 2020).

En la localidad *Río Fuego*, después de los 1.227 años cal A.P. (zonas RF-2 y RF-3; Figura 33, D), la asociación palinológica evidenció cambios en la vegetación con el desarrollo de gramíneas (Poaceae) y vegetación herbácea (Caryophyllaceae) que colonizaron los ambientes aluviales, junto con la presencia de cuerpos de agua dulce someros en el área de estudio, al tiempo que la línea de costa adquiría una configuración similar a la actual. La asociación palinológica de la zona AG-2, identificada en la localidad *Arroyo Gamma*, se podría correlacionar con las zonas (RF-2 y RF-3) del *Río Fuego*, aunque en el *Arroyo Gamma* se observó una mayor participación de vegetación halófila y arbustiva relacionada probablemente con su posición geográfica cercana a la costa.

El progresivo aumento en los valores de materia orgánica en la parte superior de las tres secciones sedimentarias estudiadas (RF, RSM, AG) se vincularía con procesos pedogenéticos.

En general, las características litológicas observadas en las zonas RF-2, RF-3, RSM (desde los 39 cm de profundidad hasta la superficie) y parte de la zona AG-2, sugieren un incremento en la energía del agente depositacional, evidenciado por la presencia de sedimentos limo-arenosos.

Evidencias paleoclimáticas relacionadas con el evento frío de la PEH, han sido reportadas a partir de estudios geomorfológicos realizados en circos glaciarios de los Andes Fueguinos. De acuerdo con Menounos *et al.* (2013), han sido reconocidos depósitos de morenas de la PEH en base a la morfología y diferencias topográficas de dichos depósitos con las morenas del Tardiglacial. Los datos polínicos provenientes de turberas ubicadas tanto en valles colgantes (Borromei *et al.*, 2010), valles andinos interiores (Borromei *et al.*, 2016), Canal Beagle (Heusser, 2003; McCulloch *et al.*, 2020), como así también en el centro-sur de Tierra del Fuego (Musotto *et al.*, 2016, 2017a) e Isla de los Estados (Ponce *et al.*, 2017), en

todas ellas se ha observado una notable disminución en las frecuencias y concentraciones del polen de *Nothofagus* que reflejan condiciones frías y secas. Estas evidencias paleoclimáticas sugieren el desplazamiento de los vientos del oeste hacia el Ecuador y una mayor participación del Frente Polar junto con la advección de masas de aire frías y secas para las altas latitudes (McCulloch *et al.*, 2020; Coronato *et al.*, 2022; Musotto *et al.*, 2025).

En las lagunas del interior de la estepa fueguina (Laguna Carmen y Laguna Amalia) y en el litoral atlántico (Laguna Las Vueltas), con posterioridad a los *ca.* 600 años cal A.P., se han registrado condiciones de mayor aridez con disminución en el aporte del polen extrarregional en sintonía con el evento de la PEH. En los perfiles de esta Tesis, no se ha observado una señal clara en los registros palinológicos que permita correlacionarla con la PEH dado la falta de fechados radiocarbónicos. Sin embargo, las muestras superiores de *Río Fuego y Arroyo Gamma* muestran un incremento en la vegetación halófila y desarrollo de pastizales durante la última centuria. La desecación estacional y salinización de las lagunas someras de la estepa fueguina junto con altas tasas de sedimentación eólica, han sido reportado por otros autores durante los últimos años (Montes *et al.*, 2020; Coronato *et al.*, 2020; Ponce *et al.*, 2024) relacionado con el desplazamiento de los vientos del oeste hacia las latitudes polares que caracterizan a la fase positiva del Modo Anular Sur (SAM; Moreno *et al.*, 2018).

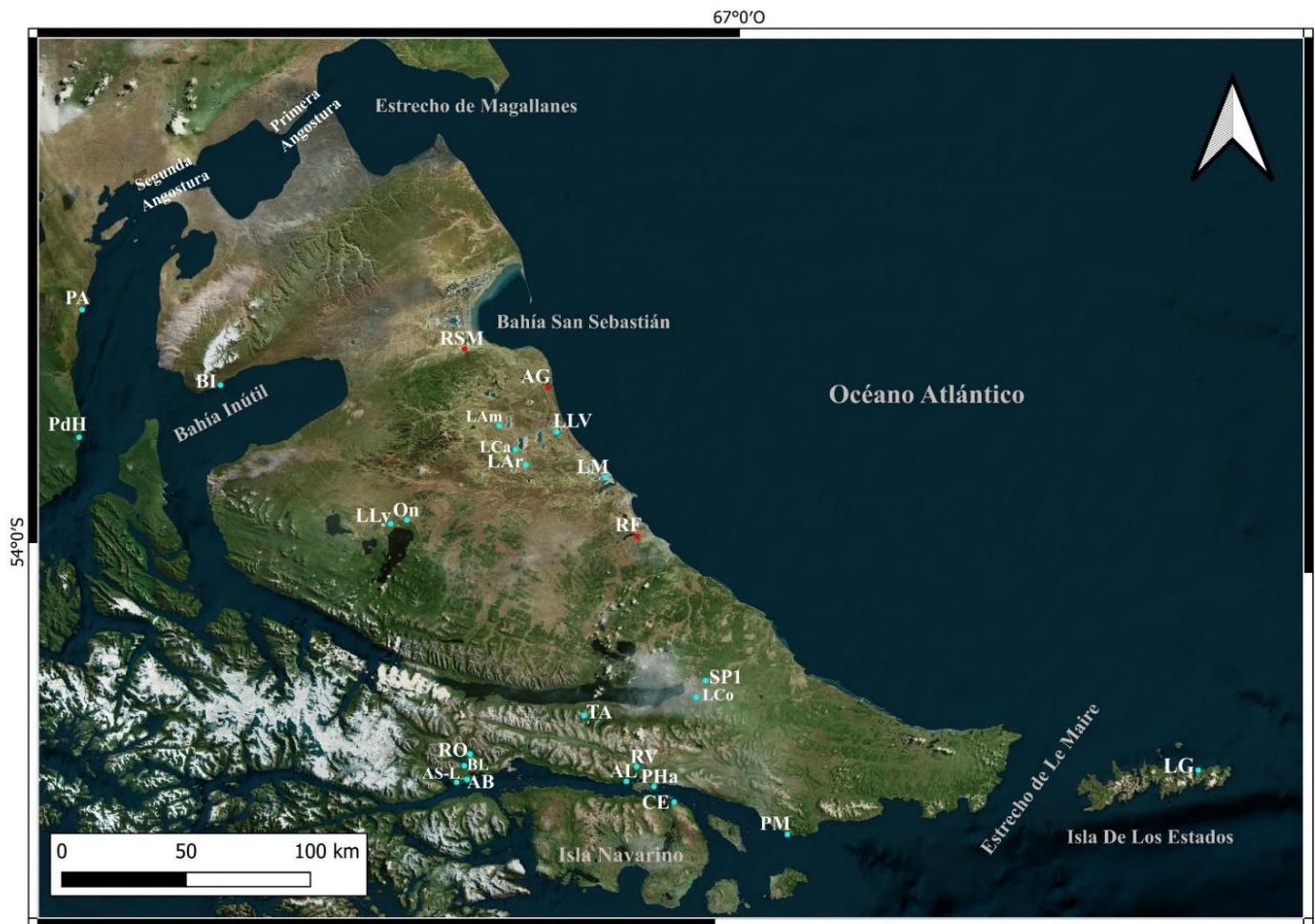


Figura 32. Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados. En el mapa se muestran las localidades mencionadas en la discusión. **Localidades estudiadas en esta Tesis:** Río Fuego (**RF**), Río San Martín (**RSM**), Arroyo Gamma (**AG**). Localidades correlacionadas: Laguna Arturo (**LAr**) - Puerto Harberton (**PHa**) - San Pablo 1 (**SP1**) - La Correntina (**LCo**) - Terra Australis (**TA**) - Bahía Inútil (**BI**) - Onamonte (**On**) - Laguna Las Vueltas (**LV**) - Lago Lynch (**LLy**) - Bahía Lapataia (**BL**) - Aserradero - Lapataia 2 (**As-L**) - Punta Moat (**PM**) - Caleta Eugenia (**CE**) - Lago Galvarne (**LG**) - Punta Arenas (**PA**) - Albufera Lanushuaia (**AL**) - Río Varela (**RV**) - Puerto del Hambre (**PdH**) - La Misión (**LM**) - Río Ovando (**RO**) - Arroyo Baliza (**AB**) - Laguna Carmen (**LCa**) - Laguna Amalia (**LA**).

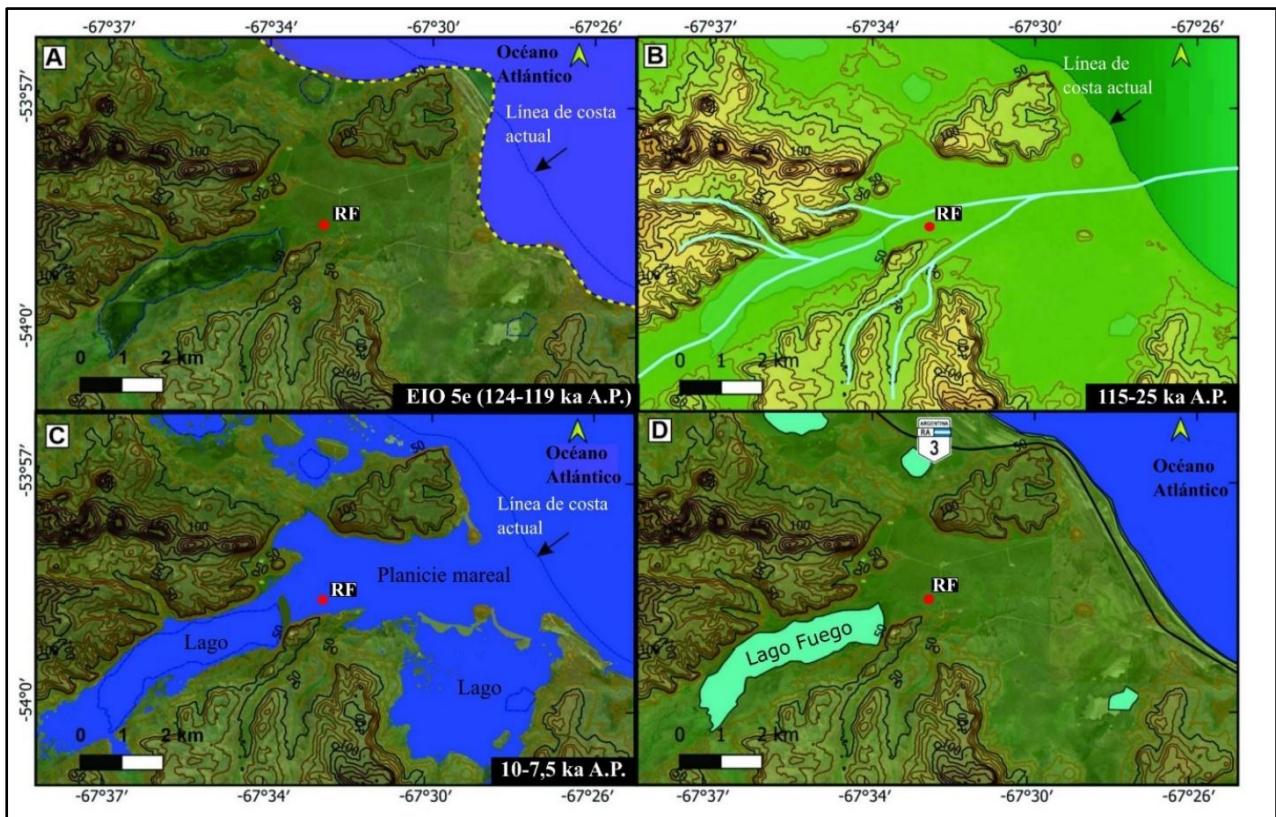


Figura 33. Evolución del paisaje litoral en el sector del *Río Fuego* y ubicación de la sección sedimentaria RF. Reconstrucción de la máxima transgresión holocena (en azul) (**A**). Configuración actual del paisaje, con el Lago Fuego aislado de la influencia mareal y el trazado de la ruta nacional N°3 sobre las planicies de cordones litorales (**B**). Reconstrucción de la máxima transgresión holocena (en azul) (**C**). Configuración actual del paisaje, con el lago Fuego aislado de la influencia mareal y el trazado de la ruta nacional N°3 sobre las planicies de cordones litorales (**D**). Situaciones similares pudieron suceder en las otras localidades estudiadas en esta Tesis (*Arroyo Gamma* y *Río San Martín*).

Condiciones paleoambientales en el litoral atlántico de Tierra Del Fuego durante el Cenozoico tardío, en base al análisis palinológico

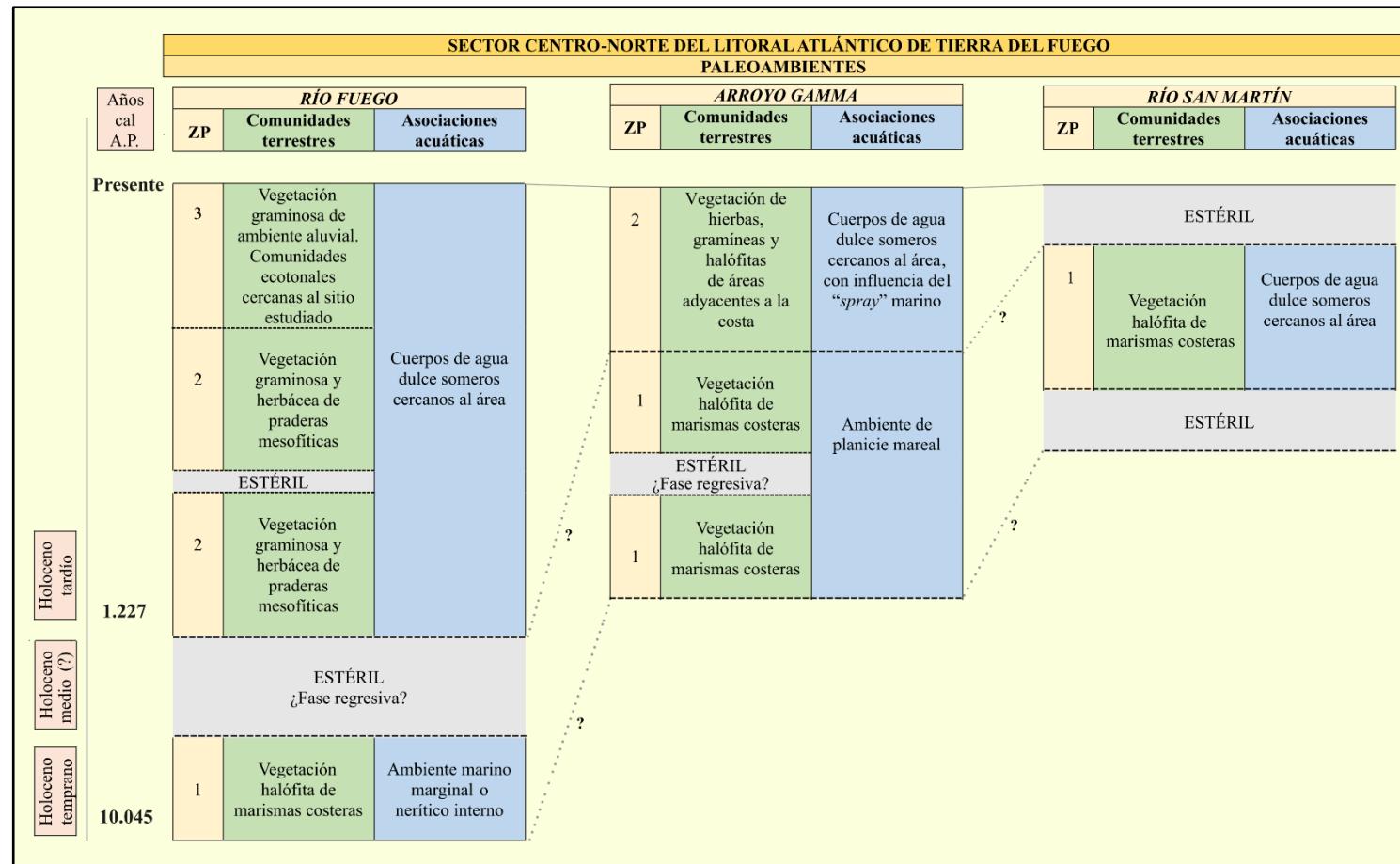


Tabla 18. Correlación de las zonas palinológicas identificadas en las localidades estudiadas en esta Tesis: *Río Fuego*, *Arroyo Gamma* y *Río San Martín* (de sur a norte).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS-Capítulo 6

- Alli, P., Candel, S., Montes, A., Coronato, A., 2022. Reconstrucción de las condiciones paleoambientales durante el ciclo transgresivo-regresivo del Holoceno en el valle del río Fuego, Tierra del Fuego (Argentina)-datos preliminares. Actas del XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, pp. 847–848.
- Alli, P., Montes, A., Candel, S., Borromei, A. M., Rodríguez, S., Coronato, A., López, R., 2025. Late Quaternary palaeoenvironmental and palaeogeographic evolution in the Fuego river valley, central Tierra del Fuego, southern South America. *Quat. Int.* 720, 109683.2025. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2025.109683>.
- Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Smith, J.A., Cofaigh, C.O., Domack, E.W., Larter, R.D., Roberts, S.J., Brachfeld, S., Leventer, A., Hjort, C., Hillenbrand,C-D., Evans, J., 2009. Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene* 19(1): 51–69.
- Björck, S., Lambeck, K., Moller, P., Waldmann, N., Bennike, O., Jiang, H., Li, D., Sandgren, P., Nielsen, A. B. Porter. Ch. T., 2021. “Relative Sea Level Changes and glacio-isostatic Modelling in the Beagle Channel, Tierra Del Fuego, Chile: Glacial and Tectonic Implications.” *Quat Sci Rev.* 251 (1): – 106657. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106657>.
- Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dallenbach, A., Indermuhle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., Barnola, J.M., 1997. Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2683–2686.
- Borromei, A. M., Quattrocchio, M., 2001: Palynological study of Holocene marine sediments from Bahía Lapataia, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. Esp. Micropaleontol.* 3, 61–70.
- Borromei, A. M., Quattrocchio, M., 2007: Palynology of Holocene marine deposits at Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 41, 161–171.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C., 2007. Late Pleistocene - Holocene environments in Valle Carabajal, Fuegian Andes valley, southern South America. *J South Am Earth Sci.* 23 (4): 321–335.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Franzén, L.G., et al., 2010. Multiproxy record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra del Fuego, Argentina Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 286: 1–16.
- Borromei, A. M., Ponce, J. F., Coronato, A., Candel, M. S., Olivera,D., Okuda, M. 2014: Reconstrucción de la vegetación posglacial y su relación con el ascenso relativo del nivel del maren el extremoeste del canal Beagle, Tierra del Fuego. *Andean Geol.* 41, 362–379.
- Borromei, A.M., Musotto, L.L., Coronato, A., Ponce, J.F., Pontevedra-Pombal, X., 2016. Postglacial vegetation and climate changes inferred from a peat pollen record in the Río Pipo valley, southern Tierra del Fuego. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 16 (2), 168–183.
- Borromei, A.M., Candel, M.S., Musotto, L.L., Cusminsky, G., Martínez, M.A., Coviaga, C. A., Ponce, J.F., Coronato, A., 2018. Late Holocene wet/dry intervals from Fuegian steppe at Laguna Carmen, southern Argentina, based on a multiproxy record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 499, 56–71.
- Bujalesky, G., 1998. Holocene coastal evolution of Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 11, 247–282.

Bujalesky, G., 2007. Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Acta Geológica* 5 (4), 337-362.

Bujalesky, G., 2011. The Flood of the Beagle Channel (11,000 YR B.P.), Tierra del Fuego. *Anales del Instituto de la Patagonia* 39 (1):5-21.

Bujalesky, G., 2012. Tsunami Overtopping Fan and Erosive Scarps at Atlantic Coast of Tierra Del Fuego, *J. Coast. Res.*, 28, 442-456.

Bujalesky, G., Coronato, A., Isla F., 2001. Ambientes glacifluviales y litorales cuaternarios de la región del Río Chico, Tierra del Fuego., Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 56 (1), 73-90.

Bujalesky, G., 2011: The flood of the Beagle valley (11,000 yr BP.), Tierra del Fuego. *Anales Instituto Patagonia (Chile)* 39, 5-21.

Candel, M.S., Borromei, A.M., 2016. Palaeoenvironmental reconstruction of late Quaternary marine sequences, Tierra del Fuego (Argentina). En: M. Martínez y D. Olivera (Eds.), *Palinología del Meso-Cenozoico de Argentina - Volumen en homenaje a Mirta Elena Quattrocchio*. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina 16 (2): 184-201.

Candel, M.S., Louwye, S., Borromei, A.M., 2017. Reconstruction of the late Holocene palaeoenvironment of the western Beagle Channel (Argentina) based on a palynological analysis. *Quat. Int.* 442: 2-12. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.074>.

Candel, M.S., Borromei, A.M., Louwye, S., 2018. Early to middle Holocene palaeoenvironmental reconstruction of the Beagle Channel (southernmost Argentina) based on terrestrial and marine palynomorphs. *Boreas* 47, 1072-1083.

Candel, M.S., Díaz, P.E., Borromei, A.M., Fernández, M., Montes, A., Santiago, F.C., 2020. Multiproxy analysis of a Lateglacial-Holocene sedimentary section in the Fuegian steppe (northern Tierra del Fuego, Argentina): Implications for coastal landscape evolution in

relation to climatic variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 557, 109941. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109941>.

Cavallotto, J.L., Violante, R.A., Parker, G., 2004. Sea level fluctuations during the last 8600 yrs in the Río de la Plata (Argentina). *Quat. Int.* 114: 155-165.

Codignotto, J.O., 1979. *Hojas Geológicas* 63a Cullen, 64a Bahía San Sebastián y 65b Río Grande. Servicio Geológico Nacional.

Collantes, M.B., Anchorena, J., Cingolani, A.M., 1999. The steppes of Tierra del Fuego: floristic and growth form patterns controlled by soil fertility and moisture. *Plant Ecol.* 140, 61-75.

Coronato, A., 1995. The last Pleistocene glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 9:153-172.

Coronato, A., Roig, C., Mir, X., 2002. Geoformas glaciarias de la región oriental del Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. En: Cabaleri, N., Cingolani, C., Linares, E., López de Luchi, M., Ostera, H., Panarello, H. (Eds.), *XV Congreso Geológico Argentino*, vol. II. Actas, Buenos Aires, p. 457-462.

Coronato, A., Meglioli, A., Rabassa, J., 2004a. Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, Southernmost South America. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III América del Sur, Asia, África, Australasia, Antartida. Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier Publishers, Amsterdam, pp. 45-48.

Coronato, A., Martinez, O., Rabassa, J., 2004b. Pleistocene Glaciations in Argentine Patagonia, South America. En: Ehlers, J. and Gibbard, P., (Eds). *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III. Quaternary Book Series*. Elsevier. 49-67 pp.

Coronato, A., Ponce, F., Seppälä, M., Rabassa, J., 2008. Englazamiento del valle del río Fuego durante el Pleistoceno tardío, Tierra del Fuego, Argentina. En: Zappettini, E., Crosta, S.,

González, M.A., Segal, S., eds. Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador 692 de Jujuy. Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, 1194–1195.

Coronato, A., Seppälä, M., Ponce, J. F., Rabassa, J., 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology*, 112(1-2), 67-81.

Coronato, A.J., Fanning, P., Salemme, M., Oría, J., Pickard, J., Ponce, J.F., 2011. Aeolian sequence and the archaeological record in the fuegian steppe, Argentina. *Quat. Int.* 245: 122-135.

Coronato, A., Salemme, M., Oría, J., Mari, F., López, R., 2020. Perched dunes in the Fuegian steppe, southern Argentina: archeological reservoirs of Holocene information. In: Collantes, M., Perucca, L., Niz, A., Rabassa, J. (Eds.), *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies*. 2. Springer-Nature, pp. 58–91.

Coronato, A., Borromei, A. M., Ponce, J. F., Candel, S., Musotto, L., Fernández, M., Laprida, C., Mehl, A., Montes, A., San Martín, C., Savoretti, A., Cuminsky, G., Gordillo, S., Orgeira, M.J., López, R., Alli, P., Quiroga, D., 2022. Holocene environmental changes in the fuegian forest and steppe, Argentina. *J South Am Earth Sci.* 119, 103952.

Fernández, M., Candel, S., Ponce, J.P., Rabassa, J., 2014. Primeras evidencias de la transgresión marina del Holoceno medio en la Isla de los Estados (Tierra del Fuego) a partir de estudios de palinomorfos acuáticos y diatomáceas. In: XIX Congreso Geológico Argentino. Resumen: S17-10. Córdoba, Argentina.

Fernández, M., Ponce, J.F., Ramon Mercau, J., Laprida, C., Maidana, N.I., Quiroga, D., Magneres, I., Coronato, A.M.J., 2020. Paleolimnological response to climate variability during Late Glacial and Holocene times recorded in shallow lake Arturo, Fuegian steppe (Southern South America). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 550, 109737.

Fletcher, M. S., Moreno, P. I., 2011. Zonally symmetric changes in the strength and position of the Southern Westerlies drove atmospheric CO₂ variations over the past 14 k.y. *Geology* 39, 419–422.

Frederiksen, P., 1989. Soils of Tierra del Fuego, a satellite-based land survey approach. *Folia Geographica Danica*. Tom XVIII.

Gordillo, S., 1993: Las terrazas marinas holocenas de la región del Beagle (Tierra del Fuego) y su fauna asociada. 12° Congreso Geológico Argentino, 34–39. Mendoza, Argentina.

Gordillo, S., 1999. Holocene molluscan assemblages in the magellan region. *Sci. Mar.* 63 (Suppl. 1), 15–22.

Gordillo, S., Bujalesky, G., Pirazzoli, P., Rabassa, J., Saliége, J., 1992: Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 99, 41–54.

Gordillo, S., Coronato, A.M., Rabassa, J.O., 1993. Late Quaternary evolution of a subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. *Quat Sci Rev.* 12(10): 889-897.

Gordillo, S., Coronato, A., Rabassa, J., 2005. Quaternary molluscan faunas from the island of Tierra del Fuego after the Last Glacial Maximum. *Scientia Marina* 69 (Supl. 2): 337-348.

Gordillo, S., Bernasconi, E., Cusminsky, G., Coronato, A., Rabassa, J., 2013. Late Quaternary environmental changes in southernmost South America reflected in marine calcareous macro-and-microfossils. *Quat. Int.* 305, 149–162.

Gordillo, S., Brey, T., Beyer, K., Lomovasky, B., 2015. Climatic and environmental changes during the middle to late Holocene in southern South America: a sclerochronological approach using the bivalve *Retroapes exalbidus* (Dillwyn) from the Beagle Channel. *Quat. Int.* 377, 83–90.

- Gowan, E.J., Rovere, A., Ryan, D.D., Richiano, S., Montes, A., Pappalardo, M., Aguirre, M.L., 2021. Last interglacial (MIS 5e) sea-level proxies in southeastern South America. *Earth Syst. Sci. Data.* 13 (1) 171–197. <https://doi.org/10.5194/essd-13-171-2021>
- Grill, S., Borromei AM, Quattroccchio M, et al. 2002. Fuego, Argentina. *Rev. esp. micropaleontol.* 34(2), 145-161.
- Guilderson, T. P., Burkle, L., Hemming, S., Peltier, W.R., 2000. Late Pleistocene Sea level variations derived from the argentine shelf. *Geochem Geophys Geosyst.* 1(12).
- Hall, B. L., Porter, C. T., Denton, G. H., Lowell, T. V., Bromley, G. R., 2013. Extensive recession of Cordillera Darwin glaciers in southernmost South America during Heinrich stadial 1. *Quat. Sci. Rev.*, 62, 49-55.
- Heusser, C.J., 1989a. Late Quaternary vegetation and climate of southern Tierra del Fuego. *Quat Res.* 31(3): 396-406.
- Heusser, C.J., 1989b. Climate and chronology of Antarctica and adjacent South America over the past 30,000 yr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 76: 31-37.
- Heusser, C.J., 2003. Ice age southern Andes - a chronicle of paleoecological events. In: *Developments in Quaternary Science*, vol. 3. Elsevier Publishers, Amsterdam.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T., 1999. Paleoecology of the Southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during Middle-Late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler* 81 A (2): 231–284.
- Isla, F. I., Bujalesky, G., 2008. “Coastal Geology and Morphology of Patagonia and Fueguian Archipelago.” In *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra Del Fuego*, edited by J. R. Rabassa, 227–240. Philadelphia: Elsevier.
- Laprida, C., Orgeira, M.J., Fernández, M., Tófalo, R., Ramón Mercau, M.J., Silvestri, G., Berman, A.L., García Chaporí, N., Plastani, M.S., Alonso, S., 2021. The role of southern Hemispheric Westerlies for Holocene hydroclimatic changes in Tierra del Fuego (Argentina) and the role of the South Westerly Winds. *Quat. Int.* 571, 11–25.
- Mancini, M.V., 2009. Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest–steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quat Sci Rev.* 28 (15–16): 1490–1497.
- Mansilla, C.A., McCulloch, R.D., Morello, F., 2016. Palaeoenvironmental change in southern Patagonia during the Lateglacial and Holocene: implications for forest refugia and climate reconstructions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 447, 1–11.
- Mansilla, C.A., McCulloch, R.D., Morello, F., 2018. The vulnerability of the Nothofagus forest-steppe ecotone to climate change: palaeoecological evidence from Tierra del Fuego (~53°S). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 508, 59–70.
- Markgraf, V., 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate, and arid environments of Argentina. *Palynology* 7: 43-70.
- Markgraf, V., 1993. Palaeoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 102: 53-68.
- Markgraf, V., Huber, U., 2010. Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 297, 351–366.
- McCulloch, R.D., Davies S.J., 2001. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 173: 143-173.
- McCulloch, R., Morello, F., 2009. Evidencia glacial y paleoecológica de ambientes tardiglaciales y del Holoceno temprano. Implicaciones para el poblamiento temprano de Tierra del Fuego. En *Arqueología de Patagonia: Una Mirada Desde el Último Confín*, editado por M. Salemme, F. Santiago,

M. Álvarez, E. Piana, M. Vázquez y M.E. Mansur, pp. 119-36. Editorial Utopías, Ushuaia.

McCulloch, R., Bentley, M., Purves, R.S., Hulton, N.R., Sugden, D.E., Clapperton, C., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *J Quat Sci.* 15: 409-417.

McCulloch, R.D., Fogwill C.J., Sugden, D.E., et al., 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.

McCulloch, R.D., Mansilla, C.A., Morello, F., De Pol-Holz, R., San Román, M., Tisdall, E., Torres, J., 2019. Late glacial and Holocene landscape change and rapid climate and coastal impacts in the Canal Beagle, southernmost Patagonia. *J. Quat. Sci.* 1–11.

McCulloch, R.D., Blaikie, J., Jacob, B., Mansilla, C.A., Morello, F., De Pol-Holz, R., San Roman, M., Tisdall, E., Torres, J., 2020. Late glacial and Holocene climate variability, southernmost Patagonia. *Quat. Sci. Rev.* 229, 106–131.

Meglioli, A., 1992. Glacial geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Ph.D. Dissertation, Lehigh University, 216 pp., (inédito), Pennsylvania.

Menounos, B., Clague, J.J., Osborn, G., et al., 2013. Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in southernmost Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. Sci. Rev.* 77: 70-79.

Mercer J. 1968. Variations of some Patagonian glaciers since the Late Glacial: I. *Am J Sci.* 266: 91-109.

Mercer, J.H., 1982. Holocene glacier variations in southern South America. *Striae* 18: 35-40. Messiasz B, Maidana N, Mayr C, Lücke A. 2007. Summer phytoplankton and the hydrochemistry of the crater lake Laguna Azul (Santa Cruz, Argentina). *International*

Journal of Oceanography and Hydrobiology 36: 95-105.

Montes, A., 2015. Morfología y evolución de depósitos litorales en la zona del río Chico, Tierra del Fuego. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Argentina.

Montes, A., Martinioni, D., 2017. Geomorfología y paleoambientes holocenos de la costa atlántica de Tierra del Fuego entre el río Grande y el estrecho de Le Maire. *In Patrimonio a orillas del Mar* (Oría, J.; Vazquez, M.; Elkin, R.; editores). Editorial Cultural Tierra del Fuego: 29-44. Ushuaia.

Montes, A., Bujalesky, G.G., Paredes, J.M., 2018. Geomorphology and internal architecture of Holocene sandy-gravel beach ridge plain and barrier spits at Río Chico area, Tierra del Fuego, Argentina. *J South Am Earth Sci.* 84:172-183. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.03.012>.

Montes, A., Santiago, F., Salemme, M., López, R., 2020. Late Pleistocene and Holocene geomorphologic evolution of Laguna Las Vueltas area, Tierra del Fuego (Argentina). *Andean Geol.* 47 (1):61-76.

Moreno, P.I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R.P., Garreaud, R.D., Rojas, M., De Pol-Holz, R., 2014. Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millenia. *Nat Commun* 5(4):375

Moreno, P.I., Vilanova, I., Villa-Martínez, R., Dunbar, R.B., Mucciarone, D.A., Kaplan, M.R., Garreaud, R.D., Rojas, M., Moy, C.M., De Pol-Holz, R., Lambert, F., 2018. Onset and evolution of southern annular mode-like changes at Centennial Timescale. *Sci. Rep.* 8, 34–58.

Moreno, P., Henríquez, W., Pesce, O., Henríquez, C., Fletcher, M., Garreaud, R., Villa-Martínez, R., 2021. An early Holocene westerly ínimum in the southern mid-latitudes. *Quat. Sci. Rev.* 251, 106730.

Moreno, P. I., Lambert, F., Hernández, L., Villa-Martínez, R. P., 2023. Environmental

evolution of western Tierra del Fuego ($\sim 54^\circ$ S) since ice-free conditions and its zonal/hemispheric implications. *Quat Sci Rev.* 322, 108387.

Mörner, N. A., 1987. "Sea Level Changes and Tectonics in Tierra Del Fuego." *Bulletin of the International Union for Quaternary Research, Neotectonics Commission* 10: 31.

Musotto, L. L., 2013. Paleoambientes y paleoclimas del Cuaternario tardío en turberas del centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego en base al análisis palinológico. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.

Musotto, L.L., Borromei, A.M., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R., 2016. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironmental changes in central Tierra del Fuego ($\sim 54^\circ$ S) inferred from pollen analysis. *Veg. Hist. Archaeobotany* 25 (2), 117–130.

Musotto, L.L., Borromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., 2017a. Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction of central Tierra del Fuego (Argentina) based on main fossil pollen and fungi. *Quat. Int.* 442, 13–25.

Musotto, L.L., Borromei, A.M., Bianchinotti, M.V., Coronato, A., Menounos, B., Osborn, G., Marr, R., 2017b. Postglacial environments in the southern coast of Lago Fagnano, central Tierra del Fuego, Argentina, based on pollen and fungal microfossils analyses. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 238, 43–5.

Musotto, L. L., Candel, M. S., Borromei, A. M., Ponce, J. F., Bianchinotti, M. V., 2018. La palinología como una herramienta para la caracterización de paleoambientes continentales y marinos del Cuaternario tardío en el Archipiélago de Tierra del Fuego.

Musotto, L. L., Fernández, M., Borromei, A. M., Ponce, J. F., Coronato, A., Rydberg, J., 2025. Hydrological evolution of a shallow lake in the semiarid Fuegian steppe, southern Argentina, during the last~ 7000 years based on multiproxy data. The Holocene, 09596836251313636.

Olivero, E., Torres Carbonell, P., 2021. Stratigraphy and depositional architecture of the Viamonte Formation, Miocene, Tierra del Fuego, Argentina: the interplay between deep-marine transverse and longitudinal depositional systems. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 78(2): 135-162.

Orgeira, M.J., Achaga, R., Cappelotto, L., et al., 2022. Rock magnetic properties as proxy indicators of characteristic periodicities in Holocene aeolian sediments (Arturo Dune, Tierra del Fuego, Argentina). *J South Am Earth Sci.* 116: 103807.

Pérez-Alberti, A., Coronato, A., Costa Casais, M., Valcarcel-Díaz, M., Rabassa, J., 2008. Wedge structures in the Southernmost Argentina (Río Grande, Tierra del Fuego). Ninth International Conference on Permafrost, Posdam.

Pieńkowski, A.J., Mudie, P.J., England, J.H., Smith, J.N., Furze, M.F.A., 2011. Late Holocene environmental conditions in Coronation Gulf, SW Canadian Arctic Archipelago: evidence from dinoflagellate cysts, other non-pollen palynomorphs, and pollen. *J. Quat. Sci.* 26, 839–853.

Pieńkowski, A., Marret, F., Scourse, J.D., Thomas, D.N., 2013. Organic walled microfossils from the north-west Weddell Sea, Antarctica: records from surface sediments after the collapse of the Larsen-A and Prince Gustav Channel ice shelves. *Antarctic Science*, 25(4), 565–574.

Pisano, E., 1977. Fitogeografía de Fuego-Patagonia chilena. I, Comunidades vegetales entre las latitudes 52° y 56° S. *Ans. Inst. Pat.*, Punta Arenas (Chile), 8: 121-250.

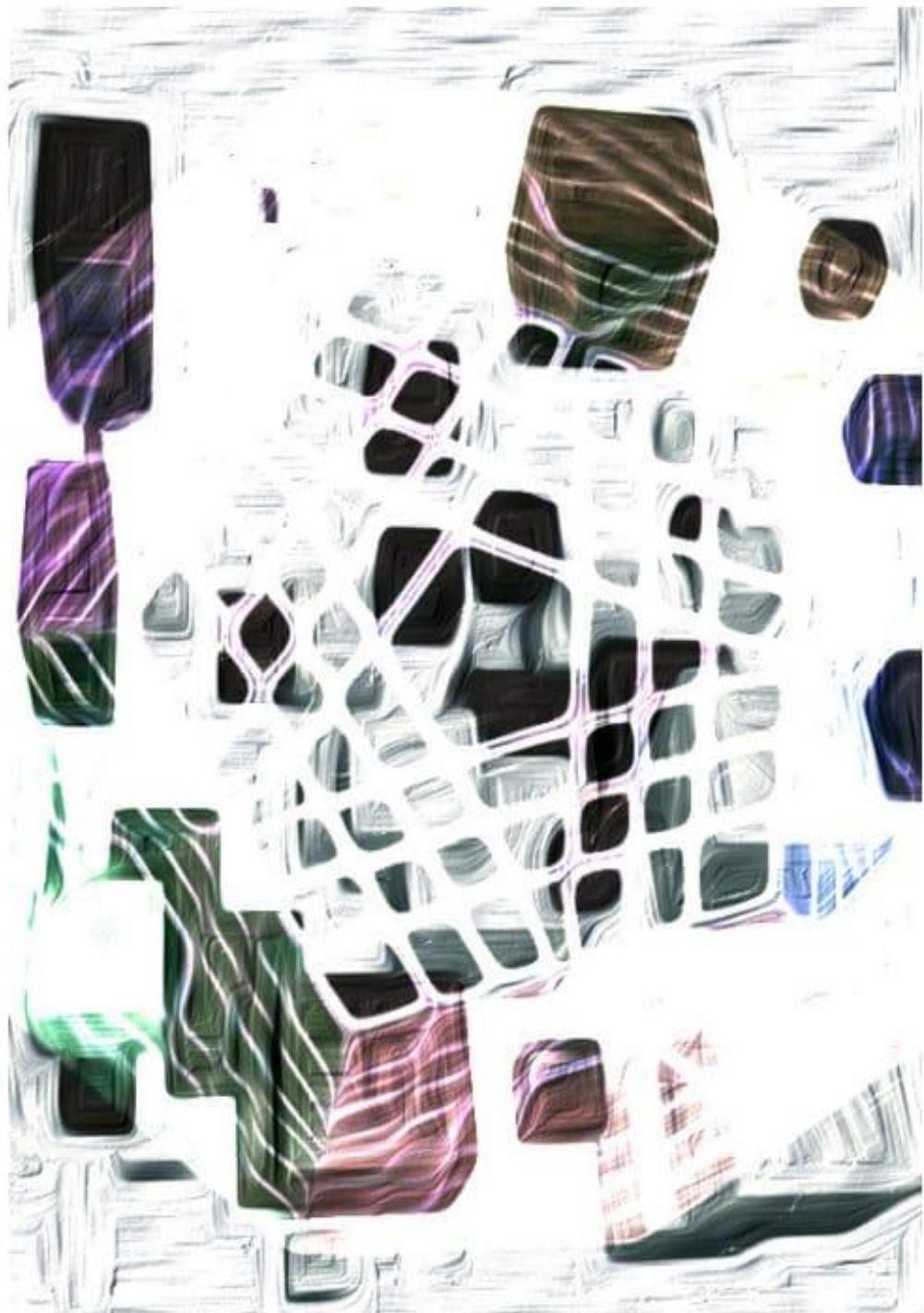
Ponce, J.F., Rabassa, J., Coronato, A.J., Borromei, A.M., 2011a. Paleogeographic evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia since the Last Glacial Maximum to the Middle Holocene. *Biol. J. Linn. Soc.* 103, 363–379.

Ponce, J.F., Borromei, A.M., Rabassa, J., 2011b. Evolución del paisaje y de la vegetación durante el Cenozoico tardío en el extremo sudeste del Archipiélago Fueguino y Canal

- Beagle. En Los Cazadores-Recolectores del Extremo Oriental Fueguino. Arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados, editado por A.F.J. Zangrandó, M. Vázquez y A. Tessone, pp. 31-64. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.
- Ponce, J.F., Borromei, A.M., Menounos, B., et al. 2017. Late-Holocene and Little Ice Age palaeoenvironmental change inferred from pollen analysis, Isla de los Estados, Argentina. *Quat. Int.* 1-9.
- Ponce, J.F., Oh, J.J., Coronato, A. et al., 2024. Análisis multitemporal de lagunas semipermanentes de la Estepa Fueguina: cambios geomorfológicos y variaciones climáticas en el periodo 1997–2023. Actas XXII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Argentina (en prensa).
- Porter, S., M. Stuiver, Heusser C.J., 1984. Holocene sea- level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, Southernmost South America. *Quat Res.* 22: 59-67.
- Quiroga, D., 2018. La incidencia de los agentes naturales y antropogénicos en la evolución geomorfológica de la región Río Chico-Río Grande, Tierra del Fuego. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Rabassa, J., Brandani, A., Boninsegna, J.A., Cobos D.R., 1984. Cronología de la “Pequeña Edad del Hielo” en los glaciares Río Manso y Castafio Otero, Cerro Tronador, Provincia de Río Negro. 9no. Congreso Geológico Argentino Actas. 3: 624-639.
- Rabassa, J., Heusser, C. J., Stuckenrath, R., 1986. “New Data on Holocene Sea Transgression in the Beagle Channel (Tierra Del Fuego).” *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 4: 291–309.
- Rabassa, J., Heusser, C.J., Rutter, N., 1990. Late-Glacial and Holocene of Tierra del Fuego, Argentina. *Quat. S. Am. Antarct. Peninsula* 7, 327–351.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato, A., Gordillo, S., Roig, C., Salemme, M., 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca.* 81: 249-256
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Roig, C., Salemme, M., Meglioli, A., Heuser, C., Gordillo, S., Borromei, A., Quatrocchio, M., 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quat. Int.* 68–71, 217–240.
- Rabassa, J., Coronato, A., Gordillo, S., Candel, M.S., Martínez, M.A., 2008. El inicio de la trasgresión marina holocena en el canal Beagle, Parque Nacional Tierra del Fuego. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas: 889-890, San Salvador de Jujuy.
- Rabassa, J., Coronato, A., Martinez, O., 2011. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological J. Linn. Soc.* 103(2), 316-335.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res. - Atmos.* 111, D06102 <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>.
- Rinbolini, A., Bini, M., Consolini, I., Isola, I., Pappalardo, M., Zanchetta, G., Fucks, E., Panzeri, L., Martini, M., Terrasi, F., 2014. Late-Pleistocene wedge structures along the Patagonian coast (Argentina): chronological constraints and palaeo-environmental implications. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96, 161-176.
- Roncaglia, L., 2004. New acritarch species from Holocene sediments in central West Greenland. *Grana* 43, 81–88.
- Savoretti, A., 2019. Estudio de las briófitas de turberas de Tierra del Fuego (Argentina) desde el Último Máximo Glacial a la actualidad y su relación con las fluctuaciones climáticas y ambientales. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata.

- Trombotto, D., 2008. Geocryology of Southern South America. En Rabassa, J., ed., The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Volume 11: Developments in Quaternary Sciences: Amsterdam; Oxford, UK, Elsevier.
- Unkel, I., Fernández, M., Björck, S., Kjung, K., Wolfarth, B., 2010. Records of environmental changes during the Holocene from Isla de los Estados (54° 4° S), southeastern Tierra del Fuego. Global and Planetary Change 74: 99-113.
- Vanneste, H., De Vleeschouwer, F., Martinez-Cortizas, A., von Scheffer, C., Piotrowska, N., Coronato, A., Le Roux, A., 2015. Late-glacial elevated dust deposition linked to westerly wind shifts in southern South America. Nat. Sci. Rep. 5, 1–10.
- Villa-Martínez, R., Moreno, P.I., 2007. Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. Quat Res. 68: 400-409.
- Villalba R. 1989. Latitude of surface high pressure belt over western South America during the last 500 years inferred from tree-ring analysis. Quat. S. Am. Antarct. Peninsula 7: 273-303.
- Villalba, R., 1994. Tree-ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in Southern South America. Climatic Change 26: 183-197.
- Violante, R.A., Parker, G., 2004. The post-Last Glacial Maximum transgression in the de la Plata river and adjacent inner continental shelf, Argentina. Quat. Int. 114: 167–181.
- Violante, R.A., Costa, I.P., Cavallotto, J.L., Paterlini, C.M., Marcolini, S., Bozzano, G., 2014. Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental argentina desde el Último Máximo Glacial. Rev. Asoc. Geol. Argent. 71 (2): 292 – 310.
- Zangrando, A.F., Ponce, J.F., Montes, A., Fernández Ropero, M.C., Tivoli, A.M., 2022: Submerged landscape evolution of the Beagle Channel: context of the first record of underwater archaeological evidence, World Archaeology.<https://doi.org/10.1080/00438243.2022.2077823>
- (Tierra del Fuego, Argentina) during the middle and late Holocene. Environ. Archaeol. 21 (2), 182–192.

Capítulo 7



7.CONCLUSIONES

El análisis palinológico, junto con estudios sedimentológicos, tefrocronológicos y geoquímicos (COT), respaldados por dataciones radiocarbónicas y un relevamiento geomorfológico de las áreas circundantes, permitieron establecer las siguientes conclusiones para las secciones sedimentarias Río Fuego, Río San Martín y Arroyo Gamma.

1. El análisis de los perfiles sedimentarios y de los registros palinológicos de las secuencias holocenas estudiadas en esta Tesis, permitieron las condiciones paleoambientales durante el evento transgresivo-regresivo del Holoceno para el sector centro-norte del litoral atlántico fueguino.

2. En la localidad *Río Fuego*, con posteriordad a los 10.000 años cal A.P., la asociación palinológica identificada (zona RF-1) permitió reconocer el desarrollo de comunidades vegetales halófitas y graminosas, características de ambientes de marismas costeras, junto con vegetación arbustiva y herbácea asociadas a un nivel del mar relativamente más alto. La expansión y retracción de las halófitas se vincularon con variaciones en la línea de costa. Asimismo, las zonas palinológicas identificadas (RSM-1 y AG-1) en los perfiles de las localidades *Río San Martín* y *Arroyo Gamma*, distantes aproximadamente 100 y 68 km respectivamente, de *Río Fuego*, se correlacionaron con la zona RF-1.

3. La paleovegetación costera durante la transgresión marina holocena, habría sido similar a la registrada en las localidades de La Misión y Laguna Las Vueltas, ubicadas sobre el litoral atlántico de Tierra del Fuego.

4. La asociación de palinomorfos acuáticos identificados en la localidad *Río Fuego* (zona RF-1), principalmente *Brigantedinium* spp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp. y “round brown” indet., indicó durante el evento transgresivo, el desarrollo de un ambiente

marino marginal o nerítico interno, influenciado por el aporte de nutrientes a través de la descarga fluvial, como lo evidencia el registro de *Halodinium* sp.

5. En la localidad *Arroyo Gamma*, durante la zona AG-1, el registro de *Spiniferites* spp., junto con la sedimentación rítmica, sugieren una influencia mareal en el área de estudio.

6. El fechado basal de la sección sedimentaria Río Fuego (10.045 años cal A.P.), indica una edad Holoceno temprano para el evento transgresivo que precede a las edades radiocarbónicas obtenidas en los registros de la costa atlántica fueguina de La Misión (9.443 años cal A.P.) y Laguna Las Vueltas (8.500 años cal A.P.).

7. Durante los últimos 1.227 años cal A.P., en la localidad *Río Fuego*, (zonas RF-2 y RF-3), se habría desarrollado un ambiente aluvial caracterizado por una vegetación graminosa y herbácea con pteridófitas (*Lycopodium*). Por otro lado, el registro de polen hidrófilo y de algas dulceacuícolas sugieren la presencia de cuerpos de agua dulce poco profundos cercanos al área de estudio. Probablemente, la zona AG-2 del *Arroyo Gamma* se correlacione con estas zonas (RF-2 y RF-3).

8. En general, los cambios observados en las paleocomunidades vegetales que se desarrollaron en el sector centro-norte del litoral atlántico fueguino durante el Holoceno, no indicaron variaciones asociadas a cambios de temperatura y humedad efectiva como se han observado en otros registros ubicados en el interior de la estepa fueguina, las cuales han sido relacionadas con la alternancia de intervalos húmedos/secos. Esto podría indicar que las condiciones paleoambientales habrían sido más benignas en las áreas costeras que en el interior de la estepa fueguina, debido a la acción moderadora del mar.

9. El registro de polen de larga distancia en los perfiles estudiados sugiere un aporte extraregional por acción de los vientos del oeste en el área de estudio. Los niveles que registraron un incremento en las frecuencias relativas se relacionaron con episodios de

intensificación de los vientos del oeste y/o con un mayor desarrollo de comunidades ecotonales en el área.

10. En los tres perfiles estudiados el aumento progresivo en los valores de materia orgánica (COT) hacia la parte superior de las secciones sedimentarias, indicaría el desarrollo de procesos pedogenéticos asociados a la formación de un suelo.

11. Los análisis topográficos, geomorfológicos y sedimentológico sugieren que los procesos marinos del Holoceno influyeron en los depósitos del área del *Río Fuego* y del *Arroyo Gamma*, indicando la presencia de un paleoambiente mixto marino-dulceacuícola.

12. En conjunto, los resultados obtenidos en esta Tesis contribuyen al conocimiento de la dinámica ambiental para el sector centro-norte del litoral atlántico de Tierra del Fuego en el extremo austral de Sudamérica durante el evento transgresivo-regresivo holoceno, brindando información relevante para futuras investigaciones en paleoecología y evolución costera.

