

Dispersión y preservación de tefras en la Patagonia extraandina, asociadas a la erupción H2 del volcán Hudson, durante el Holoceno tardío

Silvana S. RODRÍGUEZ¹, Alejandro MONTES^{2,3}, Gustavo VILLAROSA^{4,5}, Valeria OUTES⁴, Patricio M. RUIZ¹

¹Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Departamento de Geología.

²Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (ICPA) – Universidad Nacional de Tierra del Fuego.

³Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

⁴Instituto Andino Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (IPATEC), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad Nacional del Comahue.

⁵Universidad Nacional del Comahue, Centro Regional Universitario Bariloche.

Emails: srodriguez@unpata.edu.ar (S. S. Rodríguez); amontes@untdf.edu.ar (A. Montes); villarosag@comahue-conicet.gob.ar (G. Villarosa); outesv@comahue-conicet.gob.ar (V. Outes); ruizpatriciom@gmail.com (P. M. Ruiz)

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 21/11/2024

Aceptado: 31/03/2025

RESUMEN

En Patagonia, los depósitos de tefra están asociados a volcanes de la Zona Volcánica Sur y la Zona Volcánica Austral, del cinturón volcánico andino. Su distribución espacial está condicionada principalmente por los vientos dominantes del oeste, dispersando y depositando las partículas más finas al este de los Andes, donde condiciones climáticas áridas predominaron durante el Holoceno. En este contexto, se estudiaron cuatro sitios ubicados al sureste de Chubut, donde se identificaron y caracterizaron tefras preservadas en depósitos asociados a sistemas fluviales efímeros y dunas, con evidencias tanto de removilización local, como de deposición primaria. Las muestras analizadas se componen principalmente de una población de vitroclastos transparentes, acompañados de escasos vitroclastos con tonalidades castaño oscuro. Las morfologías son típicas de fases plinianas, derivadas de la ruptura de fragmentos pumíceos redondeados y elongados. La geoquímica de elementos mayoritarios del vidrio volcánico indica composiciones agrupadas en el límite de los campos riolita-dacita-traquita/traquidacita, consistentes con la geoquímica registrada para la erupción H2 del volcán Hudson, cuya dispersión fue registrada hacia el E-SE. Asimismo, dataciones radiocarbónicas realizadas en huesos y carbones asociados a restos arqueológicos 40 cm por debajo de la capa de tefra, son coherentes con H2 y otorgan a la tefra una edad máxima entre 3755 y 3767 años cal AP. De esta manera, la tefra H2 puede considerarse un marcador cronoestratigráfico regional del Holoceno en la Patagonia extraandina.

Palabras clave: tefras distales; vientos del oeste; tefras removilizadas; geomorfología; zona volcánica sur (ZVS).

ABSTRACT

Dispersion and preservation of tephra in extra-Andean Patagonia associated with the H2 eruption of Hudson volcano during the late Holocene.

In Patagonia, tephra deposits are associated with volcanoes from the Southern Volcanic Zone and the Austral Volcanic Zone of the Andean volcanic belt. Their spatial distribution is mainly influenced by the dominant westerly winds, dispersing and depositing the finest particles to the east of Andes, where arid climatic conditions prevailed during the Holocene. In this context, four sites located in southeastern Chubut were studied, where tephra preserved in deposits associated with ephemeral fluvial systems and dunes were identified and characterized, with evidence of local remobilization and primary deposition. The analyzed samples are mainly compo-

sed of a transparent vitroclasts population, accompanied by few dark brown vitroclasts. Morphologies are typical of plinian phases, derived from breakup of rounded and elongated pumiceous fragments. Major-elements geochemistry of the volcanic glass indicated clustered compositions at the boundary of rhyolite-dacite-trachyte/trachydacite fields, consistent with the geochemistry recorded for the H2 eruption of Hudson volcano, whose dispersion was recorded to the E-SE. Also, radiocarbon dating of bones and charcoal associated with archaeological remains, recorded 40 cm below the layer, are consistent with H2 and give the tephra a maximum age between 3755 and 3767 cal AP. In this way, H2 tephra can be considered a regional chronostratigraphic marker of the Holocene in extra-andean Patagonia.

Keywords: distal tephra; southern westerlies; reworked tephra; geomorphology; Southern Volcanic Zone (SVZ).

INTRODUCCIÓN

Los eventos eruptivos cuyo índice de explosividad volcánica (IEV) es ≥ 4 , constituyen el tipo de actividad más poderosa y destructiva, donde se generan grandes volúmenes de material piroclástico (Newhall y Self, 1982). Las columnas eruptivas vinculadas a este tipo de erupciones inyectan material en la atmósfera hasta 25 km de altura. Los fragmentos más livianos continúan ascendiendo por fenómenos de convección, pudiendo mantenerse en suspensión durante largos períodos y propagarse por los vientos dominantes, hasta decantar gradualmente de acuerdo a su velocidad de sedimentación (Fisher y Schmincke, 1984; Rose y Durant, 2009). En consecuencia, los depósitos generados por caída pueden cubrir grandes extensiones de la superficie terrestre, del orden de miles de kilómetros cuadrados (Villarosa, 2008; Mingari, 2018). Las partículas de piroclastos no consolidadas producidas durante estas erupciones, se denominan genéricamente *tefra*, independientemente de las composiciones, granulometrías y mecanismos de emplazamiento (Heiken, 1972). Cuando los depósitos de tefra son resultado de la caída directa de piroclastos, durante o inmediatamente después de las erupciones, representan horizontes marcadores (cuasi) isócronos (Fischer y Schmincke, 1984). Así mismo, en los depósitos donde la removilización es localizada e inmediatamente posterior al evento volcánico, las tefras pueden conservar su valor como marcador de edad equivalente, ya que se mantiene el contexto estratigráfico original (Swindles et al., 2013).

En Patagonia, los depósitos de tefra están asociados a los estratovolcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA) del cinturón volcánico andino (Fig. 1). La distribución espacial de tefras está condicionada principalmente por el efecto de los vientos dominantes del oeste (*westerlies*) sobre las plumas eruptivas, dispersando y depositando las partículas más finas al este de los Andes, incluso, a miles de kilómetros, cubriendo grandes áreas de la Patagonia extraandina (Hildreth y Drake, 1992; Watt et al., 2009). En los sectores distales el registro de tefras es relativamente esca-

so, limitándose a erupciones explosivas de mayor magnitud y en diferentes ambientes de depositación (Weller et al., 2015; Panaretos et al., 2021; Zanchetta et al., 2021).

El presente estudio se centra en el análisis de capas de tefra depositadas durante el Holoceno tardío en una porción de la Patagonia central extraandina, ubicada al SE de Chubut. Su objetivo es analizar los ambientes preferenciales de depositación y preservación de las tefras y su potencial como marcadores cronoestratigráficos de referencia. Asimismo, se busca determinar su centro eruptivo, edad, composición y aportar nueva información para mejorar el conocimiento de la dispersión de la pluma eruptiva.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está comprendida dentro de la Patagonia central extraandina, al SE de la provincia de Chubut, entre los 45°16' y 45°56' de latitud Sur y los 67°09' y 68°55' de longitud Oeste, entre 317 - 450 km hacia el ESE del volcán Hudson (Fig. 1). En este sector, se estudiaron cuatro sitios denominados: Arroyo La Mata (ALM), Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH) y Rocas Coloradas (RC). En el área se encuentran las ciudades Sarmiento, Comodoro Rivadavia y Rada Tilly, con aproximadamente 250.000 habitantes, (Fig. 2).

Clima en Patagonia extraandina durante el Holoceno

La historia climática de la Patagonia revela oscilaciones significativas durante el Holoceno. En base al registro de asociaciones polínicas, Markgraf et al. (2003) infieren condiciones húmedas durante el Holoceno temprano (10000-8500 años AP) en la faja de latitudes medias entre los 43° y 52°S. Asimismo, Iglesias et al. (2012) indican veranos áridos e inviernos húmedos a los 9000 años AP, a partir de reconstrucciones de paleovegetación con base en los registros de polen y carbón en el lago Mosquito y la laguna El Cóndor, ubicados cerca de la franja de mayores precipitaciones en Patagonia

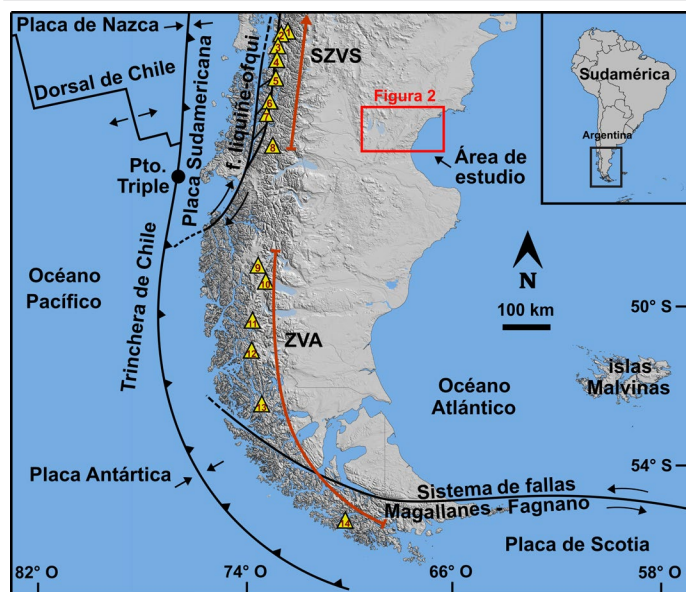


Figura 1. Ubicación del área de estudio. Los números indican los volcanes: 1. Michinmahuida, 2. Chaitén, 3. Corcovado, 4. Yanteles, 5. Melimoyu, 6. Mentolat, 7. Macá, 8. Hudson, 9. Lautaro, 10. Viedma, 11. Aguilera, 12. Reclus, 13. Burney, 14. Fueguino.

(~42°S, 71°O). Durante el Holoceno medio, Markgraf et al. (2003) sugieren condiciones más cálidas y secas hacia los 6000 años AP, mientras que Iglesias et al. (2012), indican una disminución de la temperatura y humedad entre los 5250 y 3000 años AP. Además, identifican un cambio a condiciones más húmedas para el Holoceno tardío. Por su parte, Fabiani et al. (2014), identifican fluctuaciones del nivel del lago Colhué Huapi durante el Holoceno tardío, en base a estudios de polen y microalgas.

El clima regional de la Patagonia está condicionado significativamente por los westerlies, (Ahrens, 2017) y por las variaciones en las precipitaciones generadas por el fenómeno de El Niño (Paruelo et al. 1998). Los vientos orientados de oeste a este, ascienden al llegar a los Andes, al tiempo que se enfrían adiabáticamente y generan precipitaciones en las laderas occidentales. De este modo, los Andes actúan como barrera orográfica, provocando la desecación del aire y generando vientos de tipo föhn de gran intensidad (Prohaska, 1976), creando una sombra de lluvia en la vertiente oriental, que genera condiciones desérticas (Hernández et al., 2008; Fucks et al., 2017; Pereyra y Bouza, 2021).

MARCO GEOLÓGICO

Las formaciones expuestas en el área de estudio abarcan desde el Cretácico hasta el Cuaternario. Las rocas sedimentarias del Cretácico, son principalmente sucesiones fluviales pertenecientes al Chubutiano o Grupo Chubut (Figari

et al., 1999), cubiertos por sedimentitas marinas de la Fm. Salamanca, asociadas a transgresiones marinas del Cretácico Superior-Paleoceno inferior (Sciutto et al., 2008). Sobre la Fm. Salamanca, se registran intercalaciones de areniscas y arcilitas varicolores de forma transicional, asociadas a la sedimentación continental del Gr. Río Chico del Paleoceno superior. De forma transicional o bien en discordancia con las unidades anteriores, se dispone la Fm. o Gr. Sarmiento, compuesta principalmente por rocas piroclásticas primarias y retransportadas del Eoceno-Oligoceno. Durante el Oligoceno-Mioceno se depositaron sedimentos marinos de la Fm. Chenque o Patagonia, compuesta principalmente de areniscas y arcilitas, y en transición a esta unidad, se pasa a un ambiente continental, fundamentalmente fluvial, perteneciente a la Fm. Santa Cruz del Mioceno (Sciutto et al., 2008). Por otra parte, durante el Mioceno-Plioceno, se emplazaron diversas intrusiones ígneas y se derramaron extensas coladas volcánicas de composición básica. A partir del Mioceno se depositó el nivel más antiguo de las extensas gravas fluviales y glaciales denominadas Rodados Patagónicos, generando una discordancia erosiva con las unidades subyacentes (Cobos y Panza, 2003). Durante el Holoceno, se depositaron sedimentos de diversos orígenes: fluviales, eólicos, lacustres, marinos y de remoción en masa, mostrando un vínculo evidente con las geoformas de su entorno.

MARCO GEOMORFOLÓGICO

Entre las geoformas de mayor distribución geográfica, se destacan las extensas planicies estructurales, constituyendo mesetas debido al proceso de inversión de relieve (Simeoni, 2008, Fig. 2). Mayormente, están coronadas por gravas arenosas de los Rodados Patagónicos (Darwin, 1846), como se observa en las mesetas pampa Pelada, Castillo y Salamanca. También caracterizan a la Patagonia extraandina las planicies estructurales lávicas conformadas por basaltos alcalinos neógenos y Cuaternarios, como los ubicados al NO de la zona de estudio, denominados Pampa Negra, Pampa de los Guanacos y Cerro del Humo. En general, estas planicies estructurales se encuentran disectadas por profundos cañadones y rodeadas de extensos deslizamientos rotacionales.

Asimismo, es común la presencia de cuerpos intrusivos neógenos hacia el oeste del área de estudio, como es el caso de Península Mocha, Península Chica, Cerro Puricelli y Cerro Negro. En general, estos intrusivos representan elementos de relieve positivos, rodeados por laderas con deslizamientos rotacionales cuaternarios (Sciutto et al., 2008).

La región también se caracteriza por la presencia de

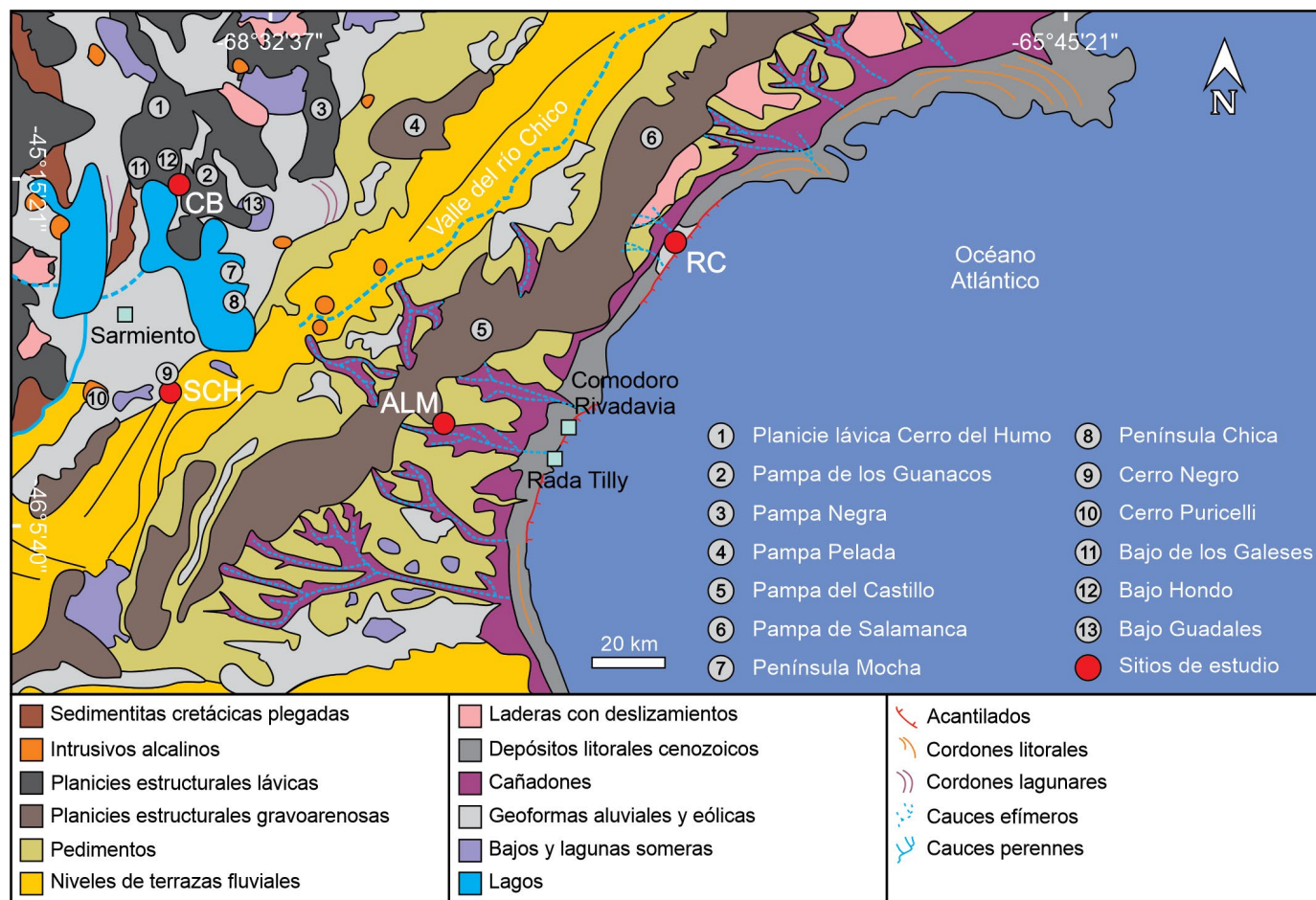


Figura 2. Mapa geomorfológico y ubicación de los sitios de estudio: Arroyo La Mata (ALM), Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH) y Rocas Coloradas (RC). Modificado de Ruiz, 2024.

cuencas endorreicas de variadas dimensiones, denominadas bajos sin salida (Martínez, 2012). Su origen está vinculado principalmente a la inversión de relieve y la desintegración de antiguas redes de drenaje (Simeoni, 2008), como por ejemplo los bajos, Hondo, Guadales y De los Galeses. Se destaca la cuenca hidrográfica de Sarmiento, que alberga los lagos Musters (LM) y Colhué Huapi (LCH), cuyo desarrollo está asociado a procesos de control estructural de la faja plegada de San Bernardo.

Los importantes cambios climáticos ocurridos desde fines del Neógeno, asociados a periodos glaciales e interglaciales, variaciones del nivel del mar y procesos tectónicos, incidieron significativamente en la geomorfología del área (Rabassa, 2008; Martínez y Kutschker, 2011). Al tratarse de una región árida a semiárida, prevaleció durante los periodos interglaciales la influencia de la acción eólica e hídrica. La velocidad y frecuencia de los vientos del oeste (*westerlies*), generaron geoformas erosivas y deposicionales modeladas principalmente por este agente durante el Holoceno (Montes et al., 2015; 2017). Por su parte, la acción hídrica dio lugar prin-

cialmente a lagunas y cauces fluviales efímeros, que son reactivados durante los eventos de grandes precipitaciones (Mazzoni y Vázquez, 2009).

INFLUENCIA DEL VOLCANISMO EXPLOSIVO DE LA ZVS Y ZVA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La ZVS y la ZVA, corresponden a los dos segmentos volcánicos meridionales del cinturón volcánico andino. La ZVS, comprendida entre los 33°S y 46°S, comienza con el volcán Tupungato (33°24'S; 69°48'O), situado sobre la frontera argentino - chilena, en cercanías a la localidad de Tupungato, Mendoza y culmina con el volcán Hudson (45°54'S; 72°58'O) en la región de Aysen, Chile. El extremo sur de la ZVS (SZVS), es atravesada por la zona de falla Liquiñe-Ofqui y culmina aproximadamente a 240 km al este del Punto Triple, que marca el contacto entre la placa continental sudamericana y las placas oceánicas Nazca y Antártica (Stern, 2004, Fig.

1). Mientras que las tres placas involucradas convergen a lo largo de la trinchera de Chile, en forma paralela las placas Nazca y Antártica divergen en la zona de la Dorsal de Chile, generando una dinámica tectónica particular en el área, influyendo particularmente en la actividad eruptiva del volcán Hudson (Gutiérrez et al., 2005).

En el SZVS se encuentran un gran número de centros volcánicos, incluyendo los estratovolcanes Michinmahuida, Chaitén, Corcovado, Yanteles, Melimoyu, Mentolat, Macá y Hudson (López-Escobar et al., 1993; Naranjo y Stern, 2004; Stern 2004). La proximidad de estos volcanes, entre 317 y 525 km al O y NO del área de estudio, junto con su historia de erupciones explosivas postglaciales de gran intensidad, los convierte en potenciales generadores de depósitos de tefra. La composición más frecuente de los productos en estos sistemas volcánicos es andesita/andesita basáltica, sin embargo se han registrado variaciones composicionales en erupciones explosivas con $VEI \geq 4$ en los volcanes Michinmahuida, Melimoyu, Hudson y Chaitén (Naranjo y Stern, 1998; Alloway et al., 2017a; b; Geoffroy et al., 2018; Smith et al., 2019, entre otros), siendo este último, el único que registra composiciones exclusivamente riolíticas en toda su historia eruptiva (Moreno et al., 2015; Alloway et al., 2017b, entre otros). Recientemente, se han producido erupciones explosivas de tipo pliniano provenientes de los volcanes Hudson en 1991 y Chaitén en 2008. Durante ambos eventos, el material piroclástico más fino contenido en las altas columnas eruptivas, alcanzó el área de estudio, extendiéndose más allá del ámbito continental (Scasso et al., 1994; Bitschene y Fernández, 1995; Naranjo y Stern, 1998; Kratzmann et al., 2010; Watt et al., 2009, entre otros).

Particularmente, el volcán Hudson es más grande (147 km^3) que el promedio de los edificios volcánicos de la SVZ ($\sim 100 \text{ km}^3$, Völker et al., 2011). Su historia eruptiva, data de más de un millón de años (Orihashi et al., 2004), con un gran volumen de material piroclástico emitido desde el inicio del retroceso glacial ($>45 \text{ km}^3$, Weller et al., 2014). Esto representa una actividad holocena anómala, pudiendo ser el volcán más activo en términos de frecuencia de grandes erupciones explosivas de la ZVS (Naranjo y Stern, 1998; Weller et al., 2015). Los eventos de mayor magnitud corresponden a cuatro erupciones denominadas H0, H1, H2 y H3. La erupción H0 ocurrida hace aproximadamente 17.4 ka AP, corresponde a la mayor erupción para la ZVS de los Andes durante el periodo postglacial, con un volumen de tefra estimado en $>20 \text{ km}^3$ (Weller et al., 2013; 2014). Cuenta con registros tefrocronológicos que indican una dispersión en dirección E-SE, incluyendo un sector de Patagonia extraandina en Puerto Deseado-Santa Cruz, a 580 km al SE del volcán (Zanchetta et

al., 2018). La erupción H1 ocurrida hace aproximadamente 7.7 ka AP, muestra registros que indican un volumen de tefra estimado en $>18 \text{ km}^3$ y una dispersión hacia el S y S-SE, cubriendo incluso, gran parte de Tierra del Fuego a más de 780 km de distancia (Stern, 1991; 2008; Naranjo y Stern 1998; Prieto et al., 2013; Stern et al., 2016; Smith et al., 2019). La erupción H2, ocurrida aproximadamente hace 3.6 ka AP (Naranjo y Stern, 1998), con un volumen de tefra similar al de H1 (Weller et al., 2014), registra una amplia distribución de la pluma eruptiva hacia el E, incluso en zonas distales de Patagonia extraandina, al N de Caleta Olivia-Santa Cruz, a más de 400 km al SE del volcán (Zanchetta et al., 2021). Finalmente, la erupción de 1991 (H3), produjo un volumen de tefra que alcanzó los $4,35 \text{ km}^3$ en superficie y un volumen total de $7,6 \text{ km}^3$ que incluye el material sedimentado en el mar (Scasso et al., 1994). La dispersión registrada fue hacia el N-NE durante su fase inicial y hacia el E-SE en la segunda fase eruptiva (Scasso, 1994; Kratzmann et al., 2010).

En la ZVA, los estratovolcanes presentes incluyen a Lautaro, Aguilera, Reclus y Monte Burney, ubicados entre 500 y 830 km hacia el SO y SSO del área de estudio (Stern, 2004; Amigo et al., 2021). Se han documentado escasos eventos de erupciones explosivas, con composiciones riolíticas ($\text{SiO}_2 > 70\%$) y direcciones de dispersión hacia el E y SE (Martinic, 2008; Stern, 2008; Del Carlo et al., 2018; Smith et al., 2019), lo que reduce la probabilidad de hallar depósitos de tefra en la zona de estudio, originados por estos volcanes.

MATERIALES Y MÉTODOS

Prospección de sitios con tefras, descripción en campo y muestreo

El área de trabajo correspondiente al sureste de Chubut se definió teniendo en cuenta el alcance hacia este sector de la Patagonia extraandina de las de las plumas eruptivas de H3 en 1991 y Chaitén 2008. La prospección de los sitios de estudio se llevó a cabo mediante imágenes satelitales de Google Earth Pro (versión 7.3.2), a partir de la identificación de geoformas depositacionales cuaternarias seguida de prospección de campo, enfocada en sectores con escarpas erosivas que favorezcan la exposición de depósitos de tefras recientes. Durante el relevamiento de campo, se describieron los afloramientos con presencia de capas de tefra. Se analizaron *in situ* color, espesor, geometría, textura, estructuras sedimentarias, contactos, distribución espacial y geoformas asociadas a dichos afloramientos. Se identificaron litofacies para contribuir al análisis de los ambientes de depositación (Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008), cuya determinación se

sustentó con el vínculo estrecho que presentan los depósitos holocenos con las geoformas identificadas.

Elaboración de mapas geomorfológicos

Los mapas geomorfológicos se confeccionaron utilizando el software QGIS (versión 3.12), utilizando imágenes satelitales de DigitalGlobe y CNES/Airbus. Estas imágenes fueron complementadas con imágenes obtenidas con un vehículo aéreo no tripulado (VANT), modelo MAVIC Air 2, modelos digitales de elevación de alta precisión, obtenidos a partir de datos del satélite Alos Palsar y observaciones de campo.

Tratamiento de muestras y análisis de vitroclastos

En cada uno de los sitios se recolectaron entre cinco y diez muestras de tefra, las cuales fueron sometidas a repetidos lavados utilizando un lavador ultrasónico con control de cavitación y desgasificación en el laboratorio de Tefrocronología y Limnogeología del Grupo de Estudios Ambientales (GEA), IPATEC-CONICET. Este procesamiento eliminó óxidos, materia orgánica y material más fino adherido a las paredes de los vitroclastos. Posteriormente, las muestras fueron tamizadas utilizando un kit de tamices entre 1 y 4 phi y aperturas cada 1 phi, para facilitar las posteriores observaciones y análisis con lupa binocular.

Las muestras de tefra recolectadas se examinaron con microscopio estereoscópico LEICA SAPO, equipado con una cámara digital LEICA DFC 295, perteneciente al grupo GEA. Se reconocieron y seleccionaron vitroclastos, diferenciándolos de otros componentes como cristales de minerales máficos, cristaloclastos, agregados y epiclastos. Posteriormente se procedió al análisis detallado de las morfologías de los vitroclastos y se obtuvieron microfotografías de detalle. Asimismo, mediante técnica de picking se montaron fragmentos individuales de vidrio volcánico en un taco con adhesivo de carbono y se cubrieron con Au en un microscopio electrónico de barrido (*Scanning Electron Microscopy* - SEM) JEOL 6510 LV 2008, en el laboratorio de Servicios de Microscopía de la UNPSJB y se obtuvieron imágenes de electrones secundarios (SEI). A partir de la combinación de ambos métodos, se describieron morfología, color y vesicularidad de los fragmentos de vidrio.

La caracterización geoquímica de elementos mayoritarios en el vidrio volcánico se llevó a cabo mediante dos técnicas de análisis. En primer lugar, se utilizó una microsonda de electrones (Electron Microprobe Analysis - EMPA) Superprobe JEOL ± JXA-8230, alojada en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX-UNC), utilizando el método automático de corrección CITZAF. Los análisis

se realizaron sobre muestras pulidas de los sitios ALM y CB (n=43), utilizando un voltaje de aceleración de 15 kV, bajo un haz de electrones estático a 8 nA. El haz de electrones se desenfocó entre 10 y 1 µm, debido al tamaño de grano fino de las muestras de tefra. El segundo método empleado fue con SEM-EDS (*Scanning Electron Microscopy – Energy Dispersive Spectrometry*), utilizado en muestras de tefra de los cuatro sitios de estudio (n=29), con un microscopio electrónico de barrido marca JEOL 6460LV, ubicado en la empresa Aluar Aluminio Argentino S.A.I.C. Las condiciones operativas utilizadas fueron un voltaje de aceleración de 20 kV, tiempo de conteo de 100 segundos y ventanas de escaneo de 5x5 µm, empleando el método cuantitativo Standardless y método automático de corrección ZAF. Se realizaron entre dos y tres mediciones por fragmento, seleccionando superficies lisas, sin rugosidades, inalteradas y sin la presencia de paredes de burbuja que interfirieran en la incidencia del haz (Newbury et al., 1995). Para control, se midieron dos muestras en los sitios ALM y CB utilizando ambos métodos, lo que permitió corroborar que los resultados fueran comparables.

Los resultados geoquímicos obtenidos se normalizaron al 100% en base anhidra y se representaron mediante diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986), utilizando el software GeoChemical Data toolkit (GCDKit 4.1, Vojtěch et al., 2006). Se utilizaron además diagramas K₂O vs SiO₂ para comparar los campos composicionales de los volcanes de interés.

Dataciones ¹⁴C

Se realizaron dataciones en carbones y restos óseos de guanaco, asociados a material arqueológico identificado por debajo de la capa de tefra en el sitio ALM. El material fue enviado al laboratorio de Radiocarbono LATYR, perteneciente al Centro de Investigaciones Geológicas CIG-CONICET, ubicado en la ciudad de La Plata. Se empleó la calibración SHCal20 para el hemisferio sur del Programa CALIB 8.1.0, basada en Hogg et al. (2020). Las correcciones de las edades se llevaron a cabo siguiendo las pautas establecidas por Stuiver y Reimer (1993).

RESULTADOS

Geoformas y sedimentos asociados a la preservación de tefras

A continuación, se describe la geomorfología y los perfiles sedimentarios asociados a la preservación de tefras en los cuatro sitios de estudio (Fig. 3 y 4). Las litofacies identificadas se describen en la Tabla 1.

Sitio Arroyo la Mata (ALM): el sitio de estudio denominado ALM se ubica a aproximadamente 10 km hacia el oeste de la ciudad de Comodoro Rivadavia (45°53'22.13"S; 67°43'1.19"O), en la zona baja de la cuenca de drenaje del arroyo La Mata (Fig. 2). Esta cuenca, se desarrolla sobre sedimentitas de la Fm. Patagonia, con una morfología elongada orientada en sentido oeste-este. Muestra una red de drenaje dendrítica, donde los cauces permanecen inactivos la mayor parte del año, reactivándose durante las precipitaciones, en las cuales transportan agua y sedimentos de manera torrencial. La cuenca se extiende por 56 km desde el borde oriental de Pampa del Castillo, ubicada a más de 700 m s.n.m., hasta desembocar en el océano Atlántico. Esta importante diferencia topográfica entre las nacientes y la desembocadura, favorece la erosión hídrica, provocando la profundización del valle fluvial y contribuyendo al desarrollo de cárcavas circundantes.

En el mapa geomorfológico del sitio ALM se destacan las terrazas estructurales con relieve mesetiforme, coronadas por gravas arenosas de los Rodados Patagónicos y, en menor medida, por areniscas fosilíferas de la Fm. Patagonia (Fig. 3a). En los márgenes de las terrazas estructurales se identifican dos niveles de pedimentos disectados por cañadones, dentro de los cuales se reconocen terrazas fluviales. La erosión hídrica del arroyo La Mata expone sedimentos de la terraza fluvial holocena, entre los que se preserva una capa de tefra. La altura de las escarpas de las terrazas oscila entre

los 4 a 5 m y la capa de tefra se encuentra a aproximadamente 2,5 m desde la base del afloramiento, con una disposición horizontal, espesores entre 5 y 25 cm y morfología tanto lenticular como tabular en distintos sectores (Fig. 5).

En ALM, las sucesiones sedimentarias observadas se constituyen principalmente de estratos arenosos con laminación horizontal (Sh) y estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) y en menor medida, de arena maciza (Sm), (Fig. 4a). En ocasiones, las litofacies arenosas se intercalan con láminas de fango de poco espesor (< a 5 cm). Estas pueden exhibir laminación difusa o carecer de estructuras sedimentarias internas (Fm). Lateralmente, se observan sectores con estructuras columnares y grietas de desecación. Se observa un estrato gravoso de poco espesor (Gcm), con clastos imbricados de forma paralela al sentido del flujo, geometría lenticular y base erosiva, cubiertas por delgadas capas arenosas con laminación ondulítica (Sr). La capa de tefra se preserva entre litofacies arenosas con laminación horizontal (Sh), presenta geometría lenticular a tabular, laminación horizontal (Th) y extensiones laterales entre 1 y 10 m aproximadamente (Fig. 5b). Hacia el tope del perfil, se observan litofacies conformadas por arenas bien seleccionadas y con laminación horizontal muy fina (Shm). En sectores aledaños al perfil descripto, la capa de tefra puede observarse mezclada con arena, o bien, puede observarse por encima una transición a estratos macizos con mezcla de sedimentos arenosos.

Tabla 1. Litofacies observadas en los perfiles de los sitios de estudio

Código	Litofacies	Estructura sedimentaria	Interpretación
Gcm	Gravas clasto soportado	Maciza	Flujo de detritos pseudoplástico (carga de fondo inercial, flujo turbulento)
Shm	Arenas	Laminación horizontal muy fina, difusa	Caída de granos o migración de ondulitas de arena eólicas
Sh	Arenas	Laminación horizontal o con marcas de corriente	Capa plana de alto régimen (flujo crítico)
Sm	Arenas	Macizas o con laminación difusa	Depósitos de flujos hiperconcentrados
Sl	Arenas	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Relleno de depresiones, dunas aplanadas, antidunas, migración de barras longitudinales
Sp	Arenas	Estratificación entrecruzada planar	Formas de fondo transversales al flujo y linguoides (2D)
Sr	Arenas	Laminación ondulítica	Óndulas (bajo régimen de flujo)
Scr	Arenas	Ondulitas escalonadas	Tracción más decantación en flujos turbulentos
Slg	Arenas	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo y gradación inversa de intralámina	Migración de óndulas eólicas
St	Arenas	Estratificación entrecruzada tangencial	Migración de óndulas con crestas sinuosas (3D)
Th	Tefras	Laminación horizontal/laminación horizontal difusa	Cenizas volcánicas retransportadas localmente en medio subácueo de baja energía
Fm	Fangos	Macizos o con laminación difusa, grietas de desecación	Decantación de sedimentos en suspensión y exposición subaérea
Fl	Fangos	Laminación fina horizontal	Decantación de sedimentos en suspensión
P	Paleosuelos con carbonatos	Rasgos pedogénicos: nódulos, filamentos	Suelos con precipitados químicos

Modificado de Miall, 1996

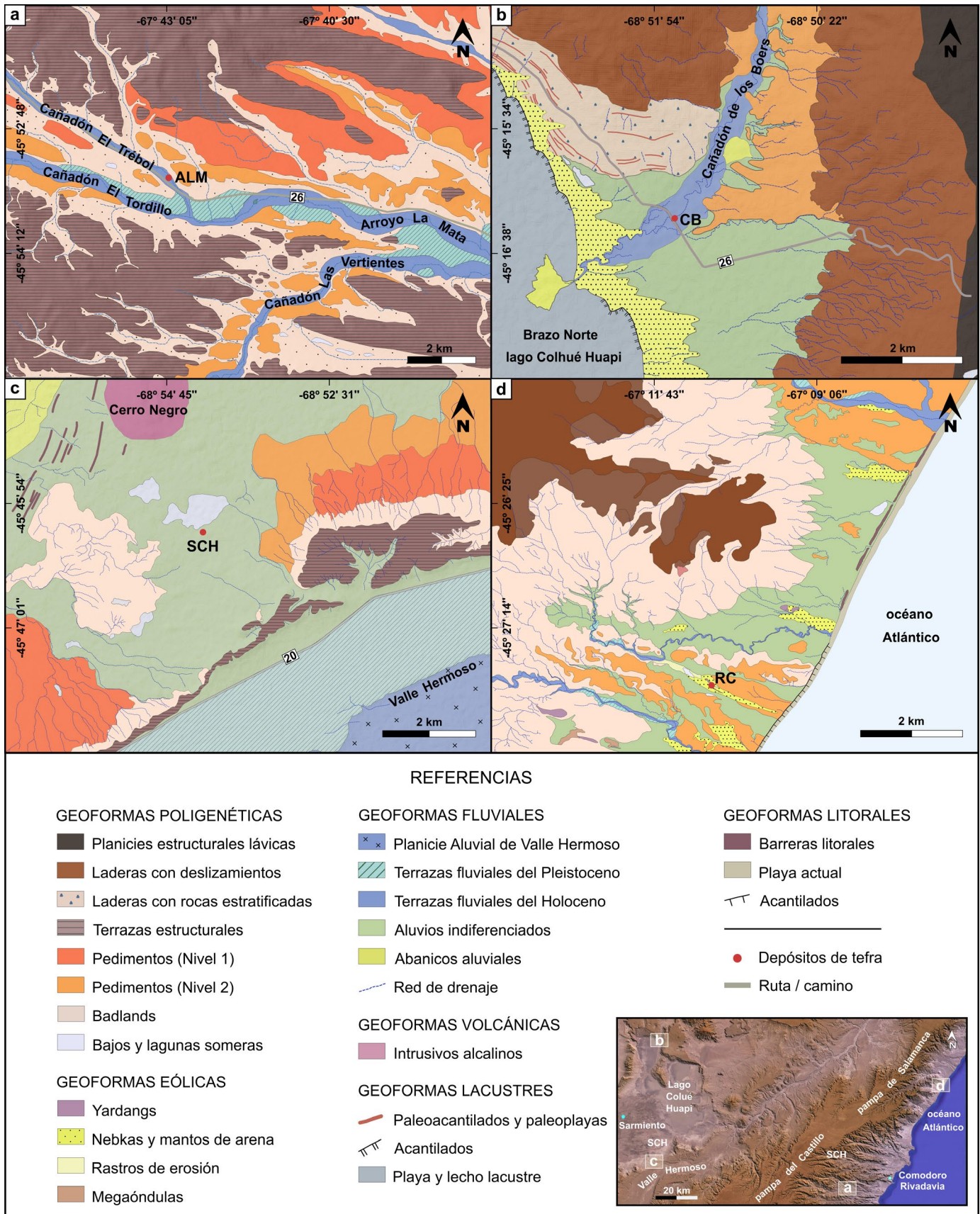


Figura 3. Mapas geomorfológicos de cada sitio. a) ALM, b) CB, c) SCH, d) RC. Los puntos rojos indican los sectores donde se realizaron los perfiles y se analizaron las muestras de tefra.

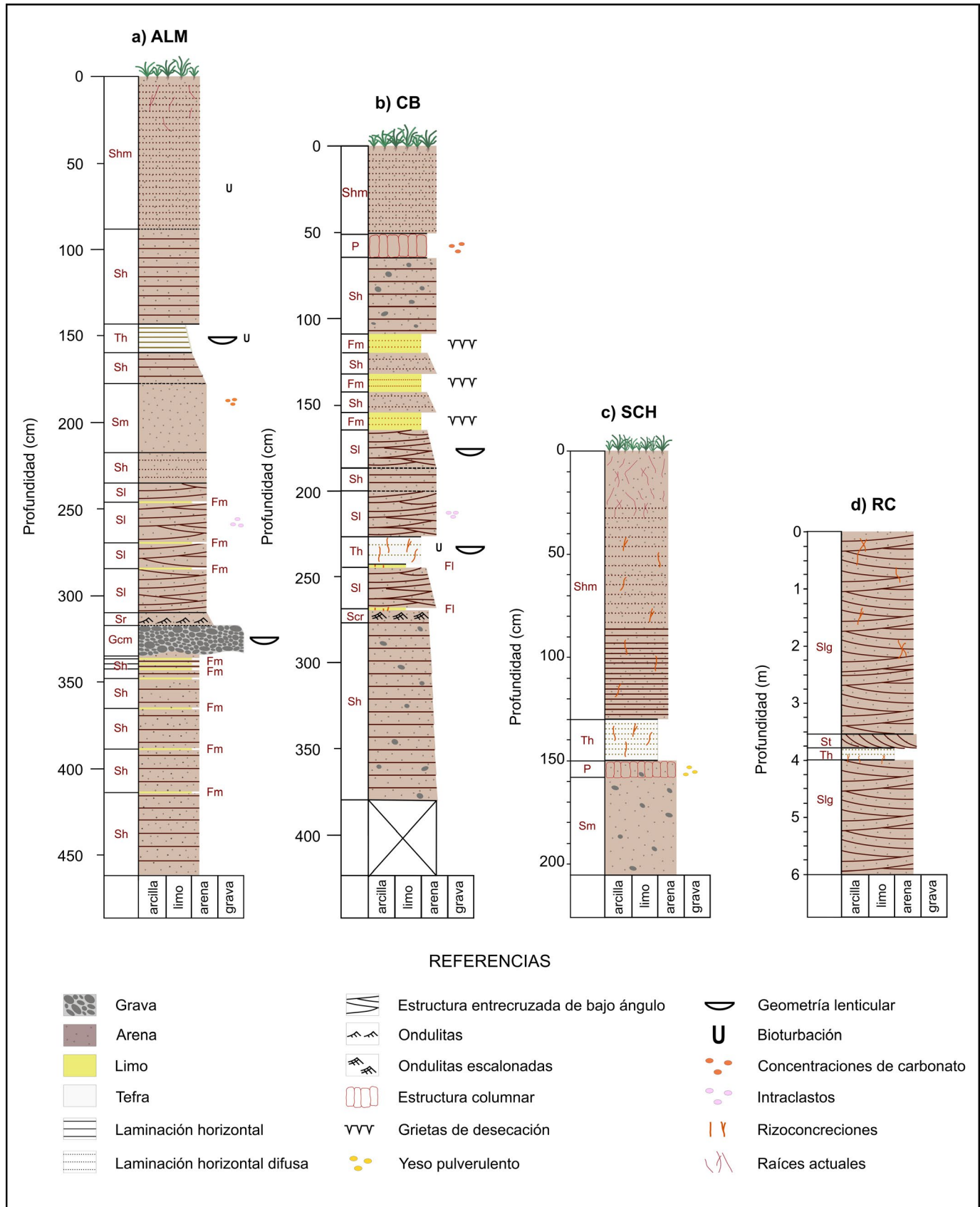


Figura 4. Perfiles sedimentarios correspondientes a los sitios estudiados al sureste de Chubut: a) Arroyo La Mata (ALM). b) Cañadón de los Boers (CB). c) Sur del lago Colhué Huapi (SCH). d) Rocas Coloradas (RC).

Por otra parte, se hallaron restos arqueológicos que incluyen carbones, huesos de guanaco y líticos, ubicados 40 cm por debajo de la capa de tefra, a 1 km al SE del perfil descripto (45°53'41.01"S; 67°42'43.39"O). Las dataciones ¹⁴C realizadas en hueso y carbones asociados a un antiguo fogón con escaso transporte, indican edades medias de 3767 y 3755 cal AP, respectivamente (Tabla 2).

Sitio Cañadón de los Boers (CB): el sitio CB (45°16'25.66"S; 68°51'39.06"O) se ubica al NE del brazo norte del lago Colhué Huapi, a 50 km aproximadamente de la localidad de Sarmiento, en la zona baja de la cuenca de drenaje de cañadón de los Boers (Fig. 2). Esta cuenca se desarrolla principalmente sobre sedimentos cuaternarios que cubren las laderas de las planicies estructurales lávicas del Cerro del Humo y Pampa de los Guanacos, donde se exponen en forma discontinua sedimentitas del Grupo Chubut. Exhibe una forma elongada en sentido NNE-SSO, con drenaje dendrítico, cuyas cabeceras son conformadas por cauces tributarios que nacen en las planicies estructurales y se unen al curso principal, que desemboca en el margen noreste del brazo norte del lago Colhué Huapi. Al igual que el arroyo La Mata, estos cauces fluviales son efímeros, por lo que transportan agua y sedimentos de manera torrencial durante las precipitaciones y luego permanecen inactivos durante extensos períodos.

En los márgenes de las planicies estructurales lávicas, es habitual reconocer bloques sucesivos de basaltos basculados que se asocian a deslizamientos rotacionales (Fig. 3b). Asimismo, se observan pedimentos originados a partir de la saturación con agua y desestabilización de los sedimentos disponibles en los flancos de las planicies estructurales y zonas de deslizamientos, vinculadas principalmente a períodos interglaciales (Martínez y Kutschker, 2011). Los depósitos asociados a los pedimentos corresponden a flujos cargados de detritos, que erosionan y arrasan el terreno, dejando superficies planas con pendientes suaves (~ 5°).

En la costa oriental del brazo norte del lago Colhué Huapi se concentran nebkas y mantos de arena, con orientación O-E, constituidos por sedimentos provenientes del fondo del lago, erosionados y transportados por los vientos predominantes del oeste, debido a la retracción y desecamiento del mismo (Montes et al., 2017). Estas dunas cubren progresiva-

mente distintas geoformas ubicadas al noreste del lago (Fig. 3b).

En cercanías al sitio CB predominan depósitos aluviales constituidos por abanicos, planicies y terrazas aluviales, asociadas a sistemas fluviales efímeros, tributarios al cauce principal del cañadón de los Boers. Al igual que en el sitio ALM, la capa de tefra en CB fue identificada en escarpas erosivas que exponen a los depósitos de la terraza fluvial holocena, asociada al cauce principal de la cuenca de Cañadón de los Boers (Fig. 3b y 6a).

En el perfil analizado se reconocieron ocho litofacies asociadas principalmente a depósitos arenosos, con escasa participación pelfica (Fig. 4b). Al igual que en el sitio de estudio ALM, las arenas con estratificación planar (Sh) y con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (SI), predominan sobre las demás litofacies. En menor medida, se observan, arenas finas con ondulitas escalonadas (Scr). En ocasiones, las litofacies arenosas se intercalan con fangos de poco espesor, que presentan laminación horizontal (FI) o laminación difusa (Fm). Estas litofacies finas contienen grietas de desecación, estructura columnar y concentraciones de carbonatos en algunos casos.

Se reconoce una capa discontinua de tefra, de color blanquecino a gris claro, bien seleccionada, con laminación horizontal difusa (Th) y geometría lenticular o en cubeta (techo plano y base cóncava hacia arriba), con un espesor máximo de 15 cm, disminuyendo lateralmente hasta acunarse (Fig. 6b). En sectores adyacentes, los lentes de tefra presentan mezcla con arenas e intercalaciones con láminas milimétricas de arcilla hacia el tope. La capa de tefra se encuentra de manera discontinua desde el sitio muestreado hasta alcanzar la desembocadura en el margen noreste del brazo norte del lago Colhué Huapi, a lo largo de 1,2 km aproximadamente (Fig. 3b). Hacia el tope del perfil, se reconocen litofacies de arena bien seleccionadas, con muy fina laminación horizontal difusa y gradación inversa de intralámina (Shm).

Por otro lado, en diferentes sectores de las escarpas erosivas de las terrazas, se observan variaciones laterales, con litofacies de gravas y arenas (Gcm, SI, Sp, Sr). Asimismo, la capa de tefra se observa mezclada hacia el tope con los sedimentos arenosos que se encuentran por encima, siguiendo

Tabla 2. Dataciones de muestras arqueológicas (sitio ALM)

Código de muestras	Método de datación	Material datado	Edad años AP	Edad años AP calibrada (1σ) *		Probabilidad media
				Comienzo	Fin	
ALM 1-1 C	¹⁴ C	carbón	3520 ± 90	3636	3882	3755
ALM 1-1 H	¹⁴ C	hueso de fauna	3530 ± 80	3642	3880	3767

* Calibración para el hemisferio sur: SHCal20. 14c Hogg et al., 2020: Radiocarbon 62.

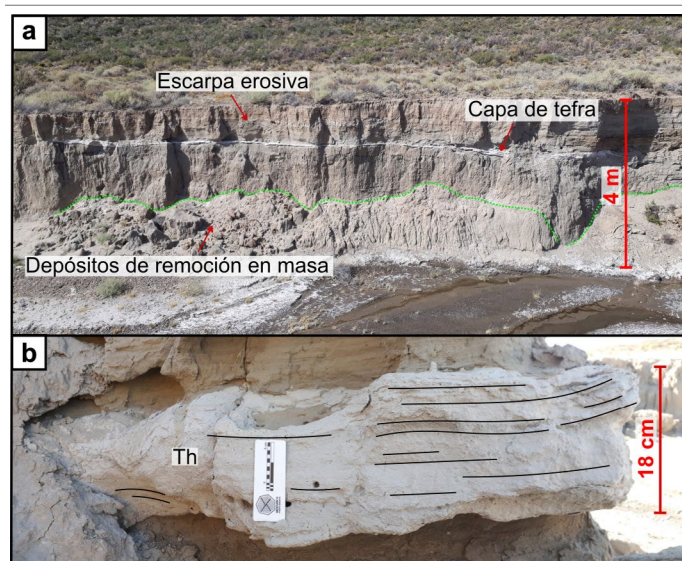


Figura 5. a) Escarpa erosiva generada por el arroyo La Mata en la terraza fluvial holocena donde se encuentra la capa de tefra del sitio ALM. b) Capa de tefra en el perfil de ALM. Se observan sus contactos netos, laminación horizontal y oquedades por bioturbación en la base de la capa.

estructuras sedimentarias de bajo ángulo, o bien se puede observar como un estrato lenticular con mezcla de arena y tefra.

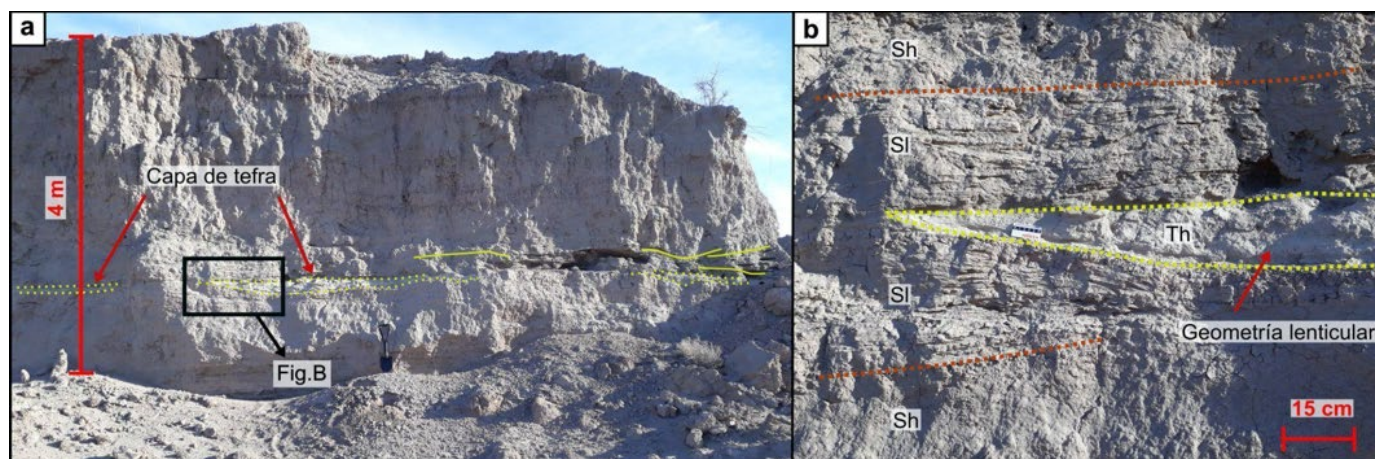
Sitio Sur de lago Colhué Huapi (SCH): el sitio denominado SCH ($45^{\circ}46'9.06''S$; $68^{\circ}54'11.40''O$) se ubica al sur del lago Colhué Huapi, a unos 25 km al SE de la localidad de Sarmiento (Fig. 2). En el sector, predominan abanicos y planicies aluviales, asociadas a cursos efímeros de pequeña escala y cubiertos de forma discontinua por sedimentos eólicos fijados por la vegetación (Fig. 3c). En su entorno se destacan, además, el intrusivo alcalino Cerro Negro, terrazas estructurales de edad pleistocena conformadas por gravas con matriz arenosa de los Rodados Patagónicos, pedimentos con pendientes suaves (5°) desarrollados a partir de las laderas de las terrazas estructurales, *badlands* generados a partir del escurrimiento superficial y erosión hídrica en sectores constituidos por sedimentitas friables del Grupo Sarmiento y Grupo Río Chico, terrazas fluviales y la planicie de inundación fluvial del valle Hermoso, con orientación suroeste-noreste, asociadas al antiguo cauce del río Senguerr (Fig. 3c). Se observan lagunas someras y estacionales de hasta 600 m de diámetro y sedimentos eólicos a sotavento.

En el perfil analizado del sitio SCH, se reconocieron cuatro litofacies, predominantemente arenosas (Fig. 4c). En la base se observa una litofacies de arena maciza (Sm), pobremente seleccionada, con estructura columnar hacia el techo. Mediante un contacto neto y suavemente ondulado, se observa una capa de tefras continua, con una extensión de 100 m aproximadamente y un espesor que varía lateralmente entre 11 y 20 cm, siguiendo la superficie del estrato subyacente

(Fig. 7a), aunque en sectores circundantes, presenta laminación horizontal difusa (Th), (Fig. 7b). La capa de tefra está cubierta por un estrato de arenas finas a medias, bien seleccionadas, con una fina laminación horizontal que se vuelve difusa hacia el techo (Shm).

Sitio Rocas Coloradas (RC): el sitio RC ($45^{\circ}27'39.36''S$; $67^{\circ}11'4.16''O$) se ubica 55 km al noreste de la ciudad de Comodoro Rivadavia, formando parte del Área Natural Protegida "Rocas Coloradas" (Fig. 2). Hacia el oeste, en sectores topográficamente más altos y ubicados aguas arriba de RC, predominan deslizamientos rotacionales originados en la escarpa oriental de Pampa de Salamanca (Fig. 3d). El escurrimiento superficial genera erosión hídrica en las laderas, desarrollando *badlands* ubicados en el contorno de los deslizamientos rotacionales. Estos presentan un relieve irregular con escasa cobertura vegetal y son disectados por una gran cantidad de cañadones y cárcavas, asociados a cursos de régimen efímero. El área circundante al sitio RC está parcialmente cubierta por aluvios formados por abanicos, planicies y terrazas aluviales. Por otra parte, entre el borde oriental de pampa de Salamanca y la costa atlántica se desarrollan pedimentos a partir de la saturación con agua y desestabilización de los sedimentos disponibles en los flancos de las mesetas y zonas de deslizamientos. También se reconocen geoformas de depositación y erosión eólica como *nebkas*, mantos de arena, megaóndulas, rastros de erosión con pavimentos desérticos y *yardangs*. La capa de tefra identificada, se preserva entre sedimentos arenosos de un *yardang* que, debido a su escasa consolidación, se encuentra parcialmente erosionado por escurrimiento superficial y deslizamientos (Fig. 8a). El perfil analizado (Fig. 4d) se constituye predominantemente de arena mediana a gruesa, bien seleccionada, color pardo claro con rizoconcreciones y estratificación entrecruzada de bajo ángulo (5 a 15°) con inclinaciones en dos direcciones predominantes ($N35^{\circ}$ y $N210^{\circ}$) y gradación inversa de intralámina en *sets* entre 4 y 8 cm (Slg), (Fig. 8b).

La capa de tefra se preserva en forma discontinua, con contactos netos, un espesor constante entre 11 y 14 cm, geometría tabular y una extensión de hasta 12 m aproximadamente. Internamente se observa una laminación difusa (Th) y rizoconcreciones acumuladas en la base (Fig. 8c). Se reconoció esta tefra en afloramientos arenosos similares, distanciados a varias decenas de metros. Por encima de la capa de tefra, se observan 20 cm de un lente de arena mediana a gruesa, con estratificación entrecruzada tangencial (St), con base erosiva y techo plano. Hacia arriba, el perfil continúa con arena mediana a gruesa, bien seleccionada, rizoconcreciones, estratificación entrecruzada de bajo ángulo (5 a 15°) y gradación inversa intralámina (Slg).



Caracterización petrográfica y morfológica de vitroclastos

En todos los casos se observan características generales similares, con algunas variaciones. Las muestras analizadas de todos los sitios de estudio están compuestas mayoritariamente por vitroclastos bien preservados, inalterados, transparentes e incoloros, con una gradación en la coloración en función del grosor de las paredes, tornándose castaño claro a oscuro en las áreas más gruesas. Predominan las morfologías irregulares de tipo pared de burbuja, con superficies lisas y bordes angulosos, agudos e incluso en punta, derivadas de la ruptura de fragmentos pumíceos, incluyendo tabiques en forma de “Y” y remanentes más pequeños con formas planas (tipo platy) o ligeramente curvos (Fig. 9a y d).

En menor proporción, se identifican fragmentos pumíceos subredondeados con microvesículas subesféricas a elonga-

das (Fig. 9b y e) y fragmentos pumíceos de estructura fibrosa con burbujas cilíndricas y subparalelas (Fig. 9c y f). Algunos vitroclastos pumíceos presentan una combinación de ambas coloraciones, con bordes bien diferenciados entre ambas tonalidades.

Entre los fragmentos con tonalidades castaño oscuro, se observan escasos vitroclastos de obsidiana, con morfologías en bloque, sin vesicularidad, paredes lisas y bordes angulosos. Por otra parte, en los sitios CB y SCH, ubicados hacia el oeste del área de estudio, se identificaron agregados de color gris claro y aspecto apiñado, compuestos por partículas finas y vidrio y cristales de minerales máficos. Se observan además, en los cuatro sitios de estudio, escasos cristaloclastos con rebordes vítreos, cristales y epiclastos de aspecto opaco y bordes redondeados.

Geoquímica de vitroclastos

La geoquímica de elementos mayoritarios del vidrio volcánico (tanto los fragmentos transparentes e incoloros como los castaño oscuros), muestra una composición unimodal, con valores promedios de SiO_2 entre 68,13 y 72,38% y de $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ entre 7,43 y 8,95%. De esta manera, los datos se agrupan en el límite entre los campos riolita, dacita, traquita/traquidacita en el diagrama TAS, quedando la mayor parte dentro del campo riolítico (Fig. 10). En la tabla 1 del material suplementario, se observa la geoquímica de elementos mayoritarios obtenidas en las muestras de los cuatro sitios de estudio, así como los métodos empleados en cada caso. Asimismo, en la figura 11 se observan algunos vitroclastos y un detalle de los sectores donde se realizaron las mediciones con SEM-EDS.

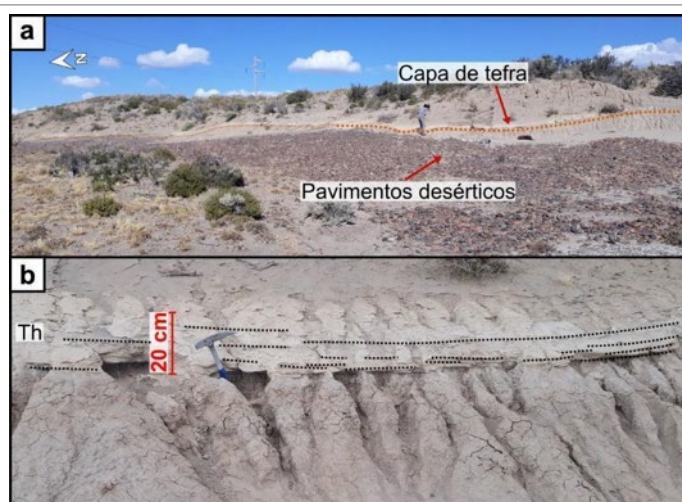


Figura 7. a) Preservación de la capa de tefra en el sitio SCH siguiendo la topografía levemente ondulada del estrato subyacente. b) sector donde se observa la capa de tefra con laminación horizontal difusa (Th).

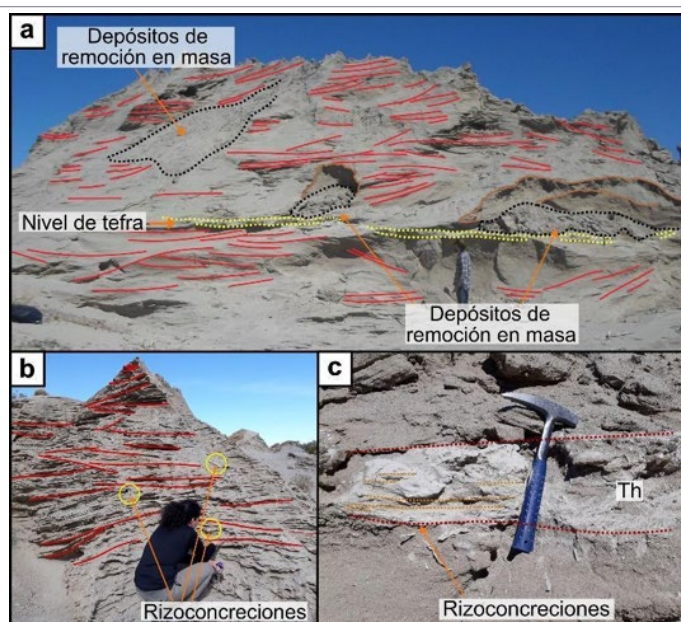


Figura 8. a) Preservación de la capa de tefra en el sitio RC, contenida entre depósito arenoso con morfología de yardang. b) Estratificación entrecruzada de bajo ángulo con inclinaciones en dos direcciones y contenido de rizoconcreciones. c) Detalle de la capa de tefra con laminación horizontal difusa y rizoconcreciones en la base.

DISCUSIÓN

Ambientes sedimentarios preferenciales para la preservación de tefras en Patagonia extraandina

Los grandes volúmenes de productos piroclásticos asociados a erupciones volcánicas explosivas de gran escala, pueden dispersarse y depositarse en amplias áreas. Luego de su depositación, pueden ser removilizados por diversos procesos (Kataoka y Nakajo, 2002). La complejidad que representa identificar eventos volcánicos y correlacionar sitios de estudio distales, se acentúa por la influencia de procesos de removilización y redepositación de las tefras a través del aire o agua en un entorno árido a semiárido. Los depósitos de tefras de caída directa, se caracterizan por una disposición mantiforme, con espesores regulares, incluso en pendientes de hasta 25-30° (Wentworth, 1938). La removilización por su parte, puede asociarse a procesos de pequeña escala como bioturbación, formación de suelo o crioturbación en paisajes congelados (Lowe y Alloway, 2015), o bien, puede iniciarse por procesos fluviales, eólicos y gravitacionales a mayor escala (Buckland et al., 2020). Asimismo, estos procesos de removilización pueden involucrar grandes volúmenes de tefra tras una erupción importante, extendiéndose durante décadas, como por ejemplo, se ha observado en la erupción histórica del Pinatubo de 1991 (Torres et al., 2004), o incluso miles de años, como en el caso de la tefra de Mazama en Estados

Unidos, donde se han registrado removilizaciones 7000 años después de su erupción (Buckland et al., 2020). En circunstancias como la descrita en este último caso, las capas de tefra redepositadas forman superficies diacrónicas en lugar de isócronas, por lo que su utilidad como marcador cronoestratigráfico se ve comprometida (Lowe y Alloway, 2015). En Patagonia andina, por su parte, se ha observado removilización hídrica y eólica de la ceniza volcánica generada en erupciones históricas, como por ejemplo, el volcán Puyehue-Cordón Caulle en 2011-2012, meses e incluso décadas después de la erupción (Panebianco et al., 2017; Forte et al., 2018; Beigt et al., 2023; Salgado et al., 2023). Asimismo, la ceniza volcánica de la erupción del Hudson en 1991, fue removilizada por el viento durante años, causando efectos en los ecosistemas locales y generando impactos en la infraestructura y la actividad productiva de la región (Wilson et al., 2011).

La aridez y vientos del oeste de gran intensidad que caracterizan a la región patagónica extraandina, determinan un bajo potencial de preservación de las capas de tefra debido a la removilización eólica e hídrica, conservándose sólo las correspondientes a los eventos volcánicos explosivos más importantes (Gili et al., 2005; Markgraf et al., 2003; Ribolini et al., 2014; Zanchetta et al., 2021). La rotación de la dirección de los vientos, la ocurrencia de lluvias torrenciales y la actividad eruptiva pulsatoria inciden significativamente en los procesos y modelos de sedimentación de tefras, así como en los espesores máximos secundarios de los niveles distales, la variación del número de capas individuales y el retrabajo (Nilni y Bitschene, 1995).

Por otra parte, en sitios donde la removilización es localizada o casi contemporánea con el evento primario, las capas de tefra redepositadas pueden constituir valiosos marcadores estratigráficos de edad equivalente, útiles para correlacionar secuencias paleoambientales (Swindles et al., 2013). Los registros tefrocronológicos de mayor continuidad y resolución, se encuentran predominantemente en testigos de hielo glacial y en sedimentos lacustres y marinos donde, además, puede preservarse una estratigrafía completa de los eventos volcánicos de escala regional (Villarosa et al., 2002). Sin embargo, la posibilidad de análisis en este tipo de depósitos en el área de estudio es nula o muy limitada, por lo que, los ambientes de depositación y preservación fueron determinados a partir del análisis geomorfológico y estratigráfico de afloramientos con tefras en cada uno de los sitios.

Preservación de tefras en ambientes sedimentarios fluviales: En Arroyo La Mata (ALM) y Cañadón de los Boers (CB), las capas de tefra se preservan entre sedimentos que conforman terrazas fluviales holocenas, en sectores medios a bajos de cuencas con drenajes efímeros. Las sucesiones

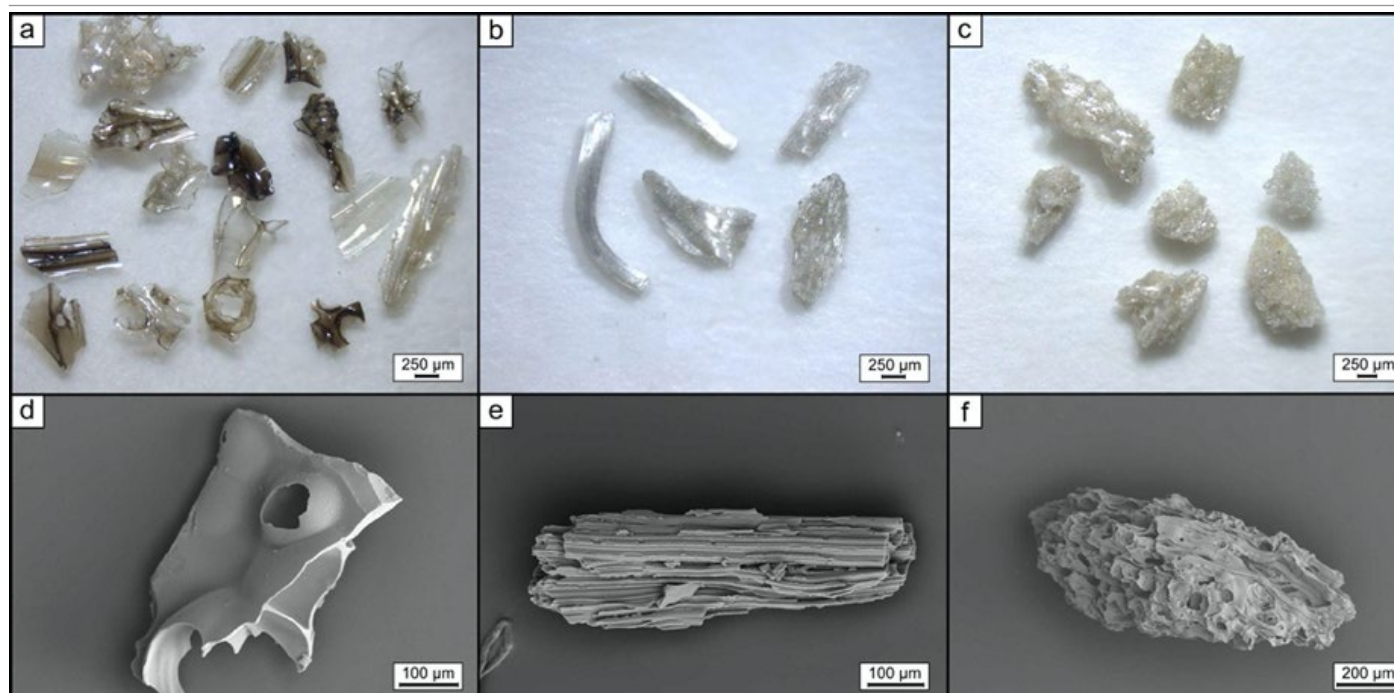


Figura 9. a-c) Detalle de morfologías observadas con lupa de a) Tipo pared de burbuja, con variaciones en la coloración en función del grosor de las paredes del sitio SCH. b) Pumíceos transparentes de estructura fibrosa con burbujas cilíndricas y subparalelas del sitio ALM. c) Pumíceos transparentes, subredondeados, con microvesículas semiesféricas a elongadas del sitio ALM. d-f) Detalle de morfología observadas en SEM de d) Tipo pared de burbuja del sitio RC. e) Pumíceos transparentes de estructura fibrosa con burbujas cilíndricas y subparalelas del sitio ALM. f) Pumíceos transparentes, subredondeados, con microvesículas semiesféricas a elongadas del sitio CB.

sedimentarias epiclásticas observadas en los perfiles son similares a las descritas por Miall (1996) para los depósitos de flujos en manto efímeros repentinos (*flashy ephemeral sheet-flood*). De igual manera, sucesiones análogas han sido reconocidas y descritas como depósitos de flujos no confinados o flujos en manto (*sheetflood*) en cuencas de drenaje de la zona extraandina de Patagonia, producidos durante eventos actuales de inundaciones repentinas (*flashfloods*) por precipitaciones extremas (Paredes et al., 2020; 2021). Las similitudes observadas entre los perfiles de ALM y CB con los descritos por Paredes et al. (2020; 2021), Miall (1996), Reid et al. (1994; 1998) y Tripaldi y Limarino (2008) en otros contextos áridos y semiáridos, permiten interpretar que las capas de tefra en ambos sitios están asociadas ambientalmente con inundaciones repentinas de flujos en manto de corta duración. La descarga repentina conduce a la depositación preferencial de capas de arena con laminación horizontal (Sh) y arenas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) en alto régimen de flujo, indicando la ocurrencia común de flujos someros, de alta energía y poco canalizados (Fig. 12a). Los sedimentos más finos son escasos y generalmente se observan laminados (litofacies Fm). Se asocian a carga en suspensión depositada por decantación al desactivarse el drenaje de carácter efímero. Las grietas de desecación y presencia de evaporitas indican que la desactivación y encharcamiento

es seguida por periodos de exposición subaérea. Al cesar las precipitaciones, el drenaje pierde caudal y el agua permanece encharcada y expuesta a la evaporación. La presencia de paleosuelos (litofacies P) con estructuras columnares, sugiere prolongadas fases de estabilización y exposición subaérea. Además, la depositación de sedimentos eólicos (Shm) también evidencia exposición subaérea y retransporte de los sedimentos durante los periodos de desactivación del sistema fluvial, reconocida por Paredes et al. (2020) en los depósitos fluviales actuales de la zona de estudio y por Tripaldi y Limarino (2008) en valles fluviales intermontanos de la provincia de La Rioja, asociados a condiciones climáticas semiáridas.

La distribución de la tefra y su laminación horizontal, al igual que los sectores donde se mezcla con sedimentos arenosos, sugiere una redepositación subaérea en condiciones de baja energía (Fig. 12b y c). Las tefras se componen principalmente de fragmentos de vidrio volcánico, que se encuentran bien preservados. En ambos sitios, los vitroclastos presentan bordes angulosos que se asocian a procesos de removilización localizada, de corta distancia, posiblemente retransportados inmediatamente después de la erupción (Spalletti y Mazzoni, 1977; Zanchetta et al., 2021). En consecuencia, la depositación de lentes de tefra en un contexto sedimentario fluvial predominantemente arenoso, sugiere una disminución de la energía e incluso la desactivación temporal del sistema fluvial

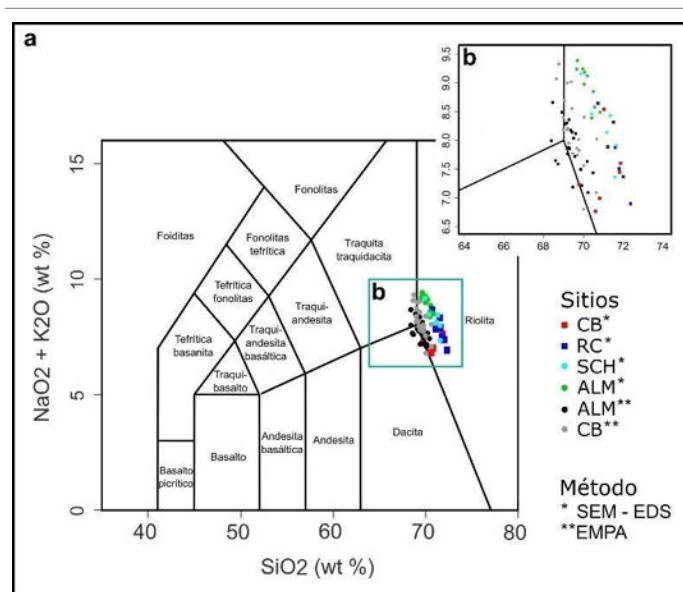


Figura 10. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para muestras de las capas de tefra en los distintos sitios. Se diferencia la metodología empleada en cada caso (EMPA/SEM-EDS).

de comportamiento efímero, con encharcamientos del agua remanente conteniendo tefra en suspensión. Los estratos gravosos con preservación de clastos imbricados (Gcm), cubiertos por ondulitas escalonadas (Scr), representan el relleno del canal principal de baja profundidad. Mientras que, las litofacies de arena maciza (Sm) se asocian con la deposición de flujos hiperconcentrados, los cuales se caracterizan por tener una alta concentración de sedimentos en suspensión y un proceso de deposición rápido. La alternancia entre las diferentes litofacies, así como las numerosas superficies de corte y relleno, sugieren variaciones en el régimen del flujo y en la energía de los sistemas fluviales efímeros que caracterizan al drenaje de las cuencas de la región.

Preservación de tefra asociada a ambientes sedimentarios eólicos: a diferencia de los sitios de estudio ALM y CB, en los sitios SCH y RC, las capas de tefra presentan características de deposición primaria. En SCH, la tefra se preserva sobre un paleosuelo poco desarrollado (litofacies P) conformado por sedimentos arenosos (Sm), (Fig. 13a y b). La capa de tefra sigue la paleotopografía levemente ondulada del paleosuelo subyacente y muestra un contacto neto en la base, indicando una deposición primaria. Sin embargo, la presencia de tefra con laminación horizontal en sectores circundantes podría asociarse a deposición por decantación en encharcamientos lagunares menores de carácter efímero. La capa de tefra (litofacies Th) está cubierta por arenas bien seleccionadas de origen eólico (litofacies Shm). La distribución de estos depósitos eólicos estabilizados por la vegetación se corrobora mediante imágenes satelitales (Fig. 13c).

Existen registros de tefra con características deposita-

ciones similares a las descritas en otros sectores de Patagonia. Por un lado, depósitos eólicos ubicados a sotavento de lagunas someras se preservan en la estepa fueguina, donde se registran paleosuelos y niveles de tefra asociados al volcán Burney (Coronato et al., 2013). Por otra parte, Zanchetta et al. (2021) identifican una capa de tefra, a aproximadamente 130 km al SE del sitio SCH y 110 km al SSO de RC, adjudicada a la erupción H2 del volcán Hudson. En este caso, la capa de tefra fue hallada sobre un paleosuelo poco desarrollado, lo que sugiere que la deposición y la preservación de la tefra se vio favorecida por la presencia de vegetación asociada a este nivel de suelo. Kovačić et al. (2018) identifican una capa de tefra en una sucesión vertical de depósitos del Pleistoceno en la isla oriental de Lopud, en el Adriático medio, semejante a la descrita al sitio SCH. Esta capa de tefra habría sido retransportada y depositada en un bajo topográfico sobre depósitos aluviales, cubierta posteriormente por depósitos eólicos. Los autores describen que los depósitos aluviales se asocian a una fase húmeda relativamente duradera, dando lugar a la formación de pequeñas lagunas y arroyos efímeros. Mientras que, el inicio de la deposición eólica suprayacente se produjo bajo la influencia del viento, durante periodos más áridos y ventosos.

En el caso del sitio RC, los sets con estratificación entrecruzada con direcciones opuestas y la presencia de rizoconcreciones (litofacies Slg) se asocian a dunas lineales o seif (Lancaster, 1995; Parsons y Abrahams, 2009), fijadas parcialmente por la vegetación. La laminación horizontal difusa de la tefra, indica decantación en un ambiente subácueo, mientras que, la homogeneidad de la tefra, el contacto neto en la base y la angularidad de los componentes vítreos de tipo pared de burbuja permiten interpretar una deposición primaria, directamente en un cuerpo de agua somero, generado por agua proveniente de precipitaciones en un subambiente de interduna húmeda (Fig. 14a y b). La mezcla con arena bien seleccionada identificada en delgadas láminas dentro la capa de tefra, se asocian a un retransporte local por escurrimiento superficial de las arenas eólicas circundantes. Un análogo actual al ambiente eólico descrito para el sitio RC, se reconoce al sureste del lago Colhué Huapi (Montes et al., 2017), donde se encuentran dunas longitudinales parcialmente fijadas por la vegetación, entre las cuales se forman lagunas de hasta 50 m de longitud, alimentadas durante periodos de intensas lluvias (Fig. 14c).

Identificación del evento volcánico y correlación de tefras entre sitios de estudio

Los vitroclastos preservan propiedades físicas como la

morfología y el tamaño de grano, incluso en depósitos distales removilizados, que reflejan entre otras cosas, la viscosidad del magma y los mecanismos de fragmentación (Buckland et al., 2020). De este modo, la caracterización morfológica y petrográfica representa directamente parte de la historia eruptiva y, sumada a los análisis geoquímicos, edades registradas de los eventos y las direcciones de dispersión, contribuyen a una correlación precisa. Las capas de tefra identificadas en este estudio se componen de vitroclastos que muestran similitudes en cuanto a las tonalidades, morfologías y geoquímica de elementos mayoritarios, sugiriendo un mismo foco eruptivo e incluso, un mismo evento.

Existe un amplio registro de estudios de los eventos más importantes de los volcanes de la ZVS y ZVA durante el Holoceno, especialmente en la región andina (Naranjo y Stern, 2004; Amigo et al., 2013; Watt et al., 2013a; 2013b; Moreno et al., 2015; Stern et al., 2016; Van Daele et al., 2016; Alloway et al., 2017a; 2017b; Geoffroy et al., 2018; Panaretos et al., 2021; Zanchetta et al., 2021, entre otros). Esto favorece las comparaciones mediante gráficos de correlación tipo TAS y ploteos bivariados de tipo Harker, como K_2O vs. SiO_2 , donde se observan los campos composicionales característicos de cada volcán e incluso, se instauran líneas de evolución magmática para establecer grados de afinidad entre distintas erupciones o niveles piroclásticos (Lowe, 2011; Zanchetta et al., 2021).

Los análisis puntuales de elementos mayoritarios en las muestras de tefra de los cuatro sitios estudiados, indican composiciones en el diagrama TAS entre los campos riolita-traquita/traquidacita-dacita (promedio de 70,37% SiO_2 y 8,06% $Na_2O + K_2O$, Fig. 10). Al representar estos resultados en un diagrama K_2O vs SiO_2 , es posible comparar la nube de puntos obtenida con los registros de las erupciones más explosivas de los volcanes de la porción SZVS. En este contexto, se observan similitudes con erupciones asociadas a los volcanes Michinmahuida, Melimoyu y Hudson. En el primer caso, se trata de la fase riolítica de la tefra Lepué, del volcán Michinmahuida (Alloway et al., 2017a). Esta tefra registra una edad estimada entre 10.2 y 11 ka AP y una dispersión radial simétrica de la pluma eruptiva, como una amplia nube en forma de paraguas, cuyos depósitos más distales fueron hallados en la laguna La Zeta, en cercanías a la ciudad de Esquel-Chubut, 90 km hacia el este del volcán (Alloway et al., 2017a). Asimismo, la tefra MEL1 (Naranjo y Stern, 2004), denominada también Mm-1/Tefra La Junta por Geoffroy et al. (2018), de edad 2.6 ka AP aproximadamente y asociada al volcán Melimoyu, guarda similitudes composicionales en su fase inicial riodacítica. Los registros de esta tefra indican una dispersión hacia el ESE, cuyos depósitos más distales

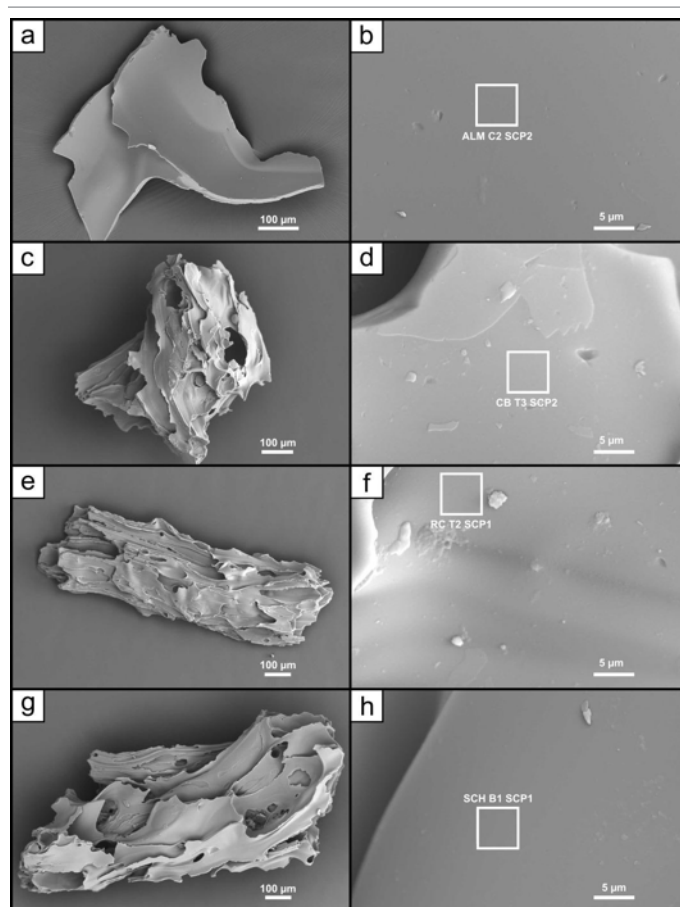


Figura 11. Imágenes SEI de vitroclastos analizados mediante SEM-EDS en los sitios: a) ALM. c) CB. e) RC y g) SCH. En d, d, f y h se observan en detalles las áreas donde se realizaron las mediciones de los elementos mayoritarios en cada vitroclasto. Los datos obtenidos están disponibles en la Tabla 1 del material suplementario.

se hallaron a unos 60 km hacia el este de la fuente eruptiva (Geoffroy et al., 2018). Sin embargo, en ambos casos se trata de erupciones con composiciones bimodales (Alloway et al., 2017a; Geoffroy et al., 2018). Al mismo tiempo, las edades de las tefras Lepué y MEL1/Mm-1, así como, la dirección de dispersión del material piroclástico emitido, permiten descartar ambas erupciones como posible fuente de origen de las tefras estudiadas en este trabajo.

En cuanto al volcán Hudson, la geoquímica de elementos mayoritarios de las muestras analizadas, guardan similitudes con los campos composicionales propuestos por otros autores (Killian et al., 2003; Stern et al., 2016; Smith et al., 2019, Fig. 15a). Este volcán, ubicado entre 317 y 450 km hacia el OSO de los sitios de estudio, se considera uno de los volcanes más activos en términos de frecuencia de grandes erupciones explosivas en la ZVS. Las tefras asociadas a estas erupciones presentan algunas diferencias composicionales entre sí, observables en el diagrama K_2O vs SiO_2 (Fig. 15a). La erupción H0, registra una composición bimodal, con una

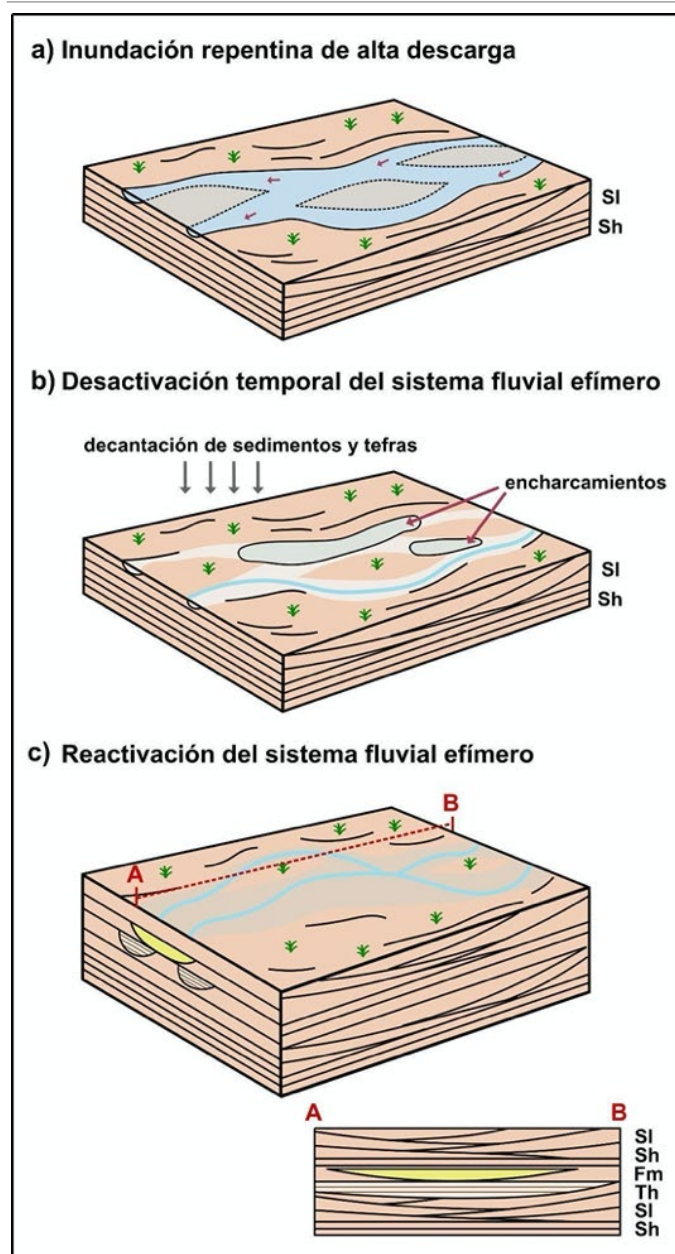


Figura 12. Esquema evolutivo y tridimensional de litofacies de los sitios ALM y CB asociadas a los depósitos de a) inundaciones repentinas en momento de alta descarga de sistemas fluviales efímeros, b) decantación de sedimentos finos y tefras durante su desactivación, c) reactivación.

fase traquiandesita basáltica y una fase más evolucionada de traquidacitas (Weller et al., 2014; Van Daele et al., 2016; Zanchetta et al., 2018). Por otro lado, la erupción H1 exhibe una composición unimodal, que comprende los campos traquiandesita hasta traquita/traquidacita (Naranjo y Stern, 1998; Del Carlo et al., 2018; Smith et al., 2019). La erupción H2 también exhibe una composición unimodal, abarcando los campos traquita/traquidacita y riolita (Naranjo y Stern, 1998; Smith et al., 2019; Zanchetta et al., 2021). Finalmente, la erupción de H3 muestra una composición bimodal, con una primera fase basáltica y una segunda fase traquiandesita y riolacita (Bits-

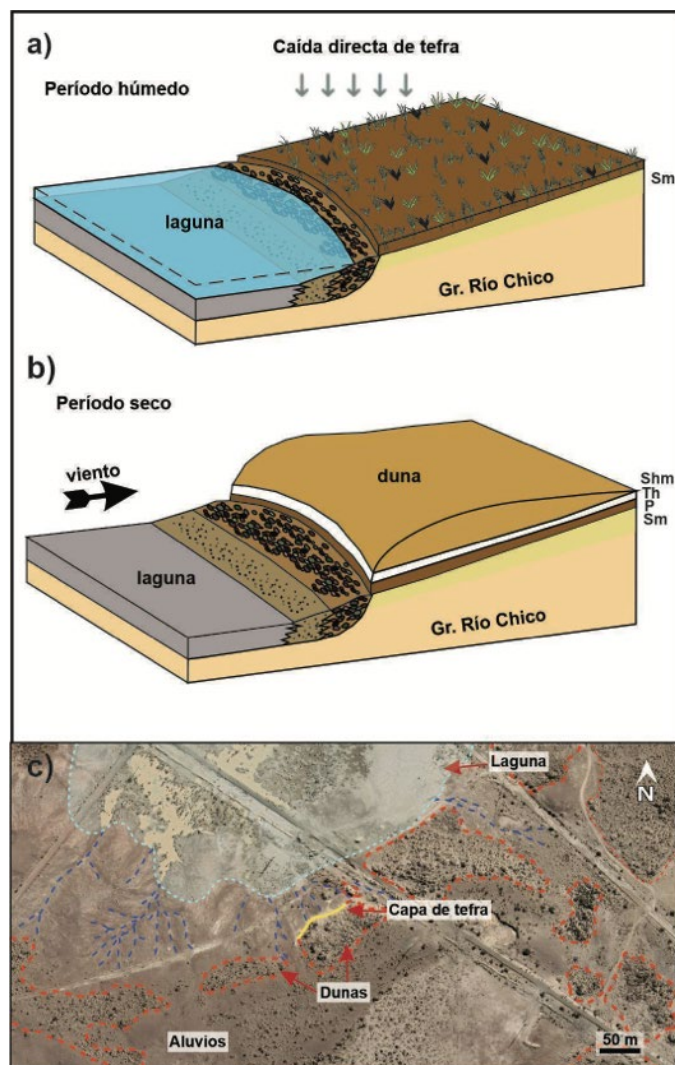


Figura 13. Esquema evolutivo y tridimensional de litofacies del sitio SCH asociado a la preservación de tefras a) sobre un paleosuelo y b) bajo sedimentos eólicos. c) Imagen satelital donde se observan las geofor-mas principales actualmente modificadas antrópicamente por caminos y canteras.

chene y Fernández, 1995; Kratzmann et al., 2009).

El campo composicional identificado por Stern et al. (2016) para el volcán Hudson, contempla valores entre ~51-67% de SiO_2 y ~1,2-3,5% de K_2O . Sin embargo, estudios tefrocronológicos posteriores identificaron capas de tefras asociadas con la erupción H2, cuyos resultados geoquímicos son similares a los obtenidos en este trabajo (Van Daele et al., 2016; Panaretos et al., 2021; Zanchetta et al., 2021) y quedan fuera del campo composicional identificado Stern et al. (2016), aunque siguiendo la misma tendencia evolutiva. Lo mismo ocurre con datos geoquímicos obtenidos para tefras de la erupción H0 en cuñas de hielo en Puerto Deseado-Santa Cruz, a 580 km al SE del volcán (Zanchetta et al., 2018) y en análisis de muestras de tefras obtenidas entre los 15 y 550 km de distancia al volcán, para la erupción de 1991 (Bitschene y Fernández,

1995, Fig. 15). En cuanto al campo composicional propuesto por Killian et al. (2003), no se encontraron estudios posteriores que lo utilicen comparativamente. El campo composicional obtenido por estos autores, se extiende significativamente tanto hacia porcentajes mayores de SiO_2 (~75-80 %), como menores de K_2O (<0,7%), a partir de análisis del vidrio volcánico de una capa de tefra registrada en Bahía Bahamondes-Chile, ubicado a aproximadamente 730 km al sur del volcán Hudson y atribuida a la erupción H1.

Tefra H2

La erupción de Hudson que dio lugar a la tefra H2 fue establecida en 3.6 ka AP por Naranjo y Stern (1998), basados en dataciones realizadas en diferentes estratos por encima y por debajo de la capa de tefra en siete sitios ubicados aproximadamente entre 40 y 110 km hacia el E, NE y SE del volcán. Van Daele et al. (2016) por un lado, identificaron la tefra H2 en un testigo del lago Castor, ubicado a aproximadamente 100 km al NE del volcán Hudson. Dataciones en hojas de plantas acuáticas, indican una edad de 3562 – 3712 años cal. AP, 22 cm por encima de la capa de tefra y una edad máxima

entre 6746 – 7151 años cal. AP, 121 cm por debajo. Weller et al. (2015) correlacionan la tefra H2 identificada en los lagos Quijada y Espejo, ubicados entre 75 y 85 km al E del volcán Hudson, basándose en la posición estratigráfica de la tefra en un testigo sedimentario, la composición de elementos traza del vidrio volcánico y sus características físicas como color y morfología. Además, Weller et al. (2018), obtienen una edad mínima para la tefra H2 de 3245 años cal. AP a partir de dataciones radiocarbónicas en sedimentos de un testigo en la laguna La Trepanada, ubicada a 111 km al NE del volcán Hudson, con características del vidrio volcánico, similares a las descritas por Weller et al. (2015).

Naranjo y Stern (1998), indicaron que esta erupción habría alcanzado un área dos veces mayor que la erupción de 1991. Los registros muestran espesores de hasta 30 cm en afloramientos ubicados entre 30-80 km al E y SE del volcán (Naranjo y Stern, 2008) y más de 50 cm en Lago Espejo a 75 km hacia el E del volcán (Weller et al., 2015). Asimismo, las evidencias indican una amplia distribución de la pluma eruptiva hacia el E-SE, incluso alcanzando zonas distales y ultradistales (Fig. 16). Para estos últimos casos, Zanchetta et al. (2021) la encuentran como parte de una secuencia de sedimentos costeros ubicados al norte de Caleta Olivia (Santa Cruz), aproximadamente 60 km al sur del sitio ALM de este estudio y a más de 400 km al SE del volcán Hudson. Los autores definen la tefra como una capa blanquecina, con un espesor que varía entre 20 y 30 cm, maciza en la parte inferior y con estratificación, mezclada y retrabajada con sedimentos eólicos en la parte superior. Identifican como componentes juveniles principales, vitroclastos pumíceos y con morfologías predominantes de tipo pared de burbuja, mayormente con tamaño de ceniza extremadamente fina. La datación de valvas de moluscos situadas en la base de un estrato arenoso por debajo de la capa de tefra, le otorgan a la tefra una edad máxima de 3967-4216 años cal AP. A partir de esta datación, sumado a los resultados de geoquímica de elementos mayoritarios e isótopos de Sr, los autores correlacionan la capa con la erupción H2 del volcán Hudson. Panaretos et al. (2021) por su parte, reportan una criptotefra ultradistal asociada a la erupción H2, como parte de una secuencia de turba del Holoceno en las Islas Malvinas (Canopus Hill), en el Atlántico Sur, a aproximadamente 1400 km al SE del volcán Hudson. Estos autores han establecido una edad de 4265 años cal AP para la criptotefra, mediante dataciones ^{14}C en macrofósiles de plantas terrestres, sugiriendo que la erupción H2 pudo ocurrir ligeramente antes de lo establecido por otros autores.

Por otra parte, se ha observado una vinculación entre la erupción H2 y las ocupaciones humanas de la época en el área de estudio. Moreno et al. (2016), detectaron dos fogones

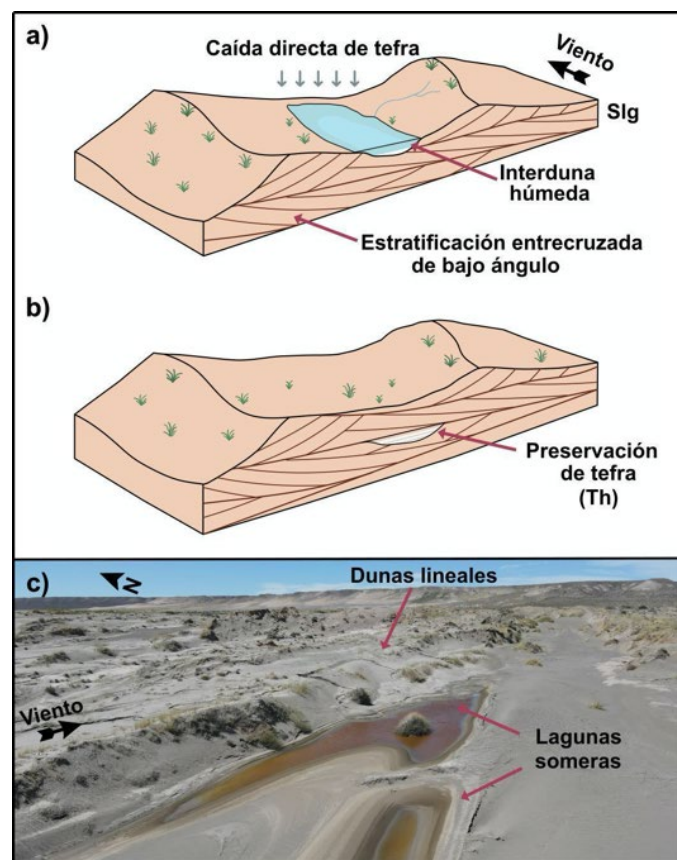


Figura 14. a y b) Esquema evolutivo y tridimensional de litofacies del sitio RCH asociado a la preservación de tefras en subambiente de interdunas correspondiente a dunas lineales. c) Análogo actual al E del lago Colhué Huapi.

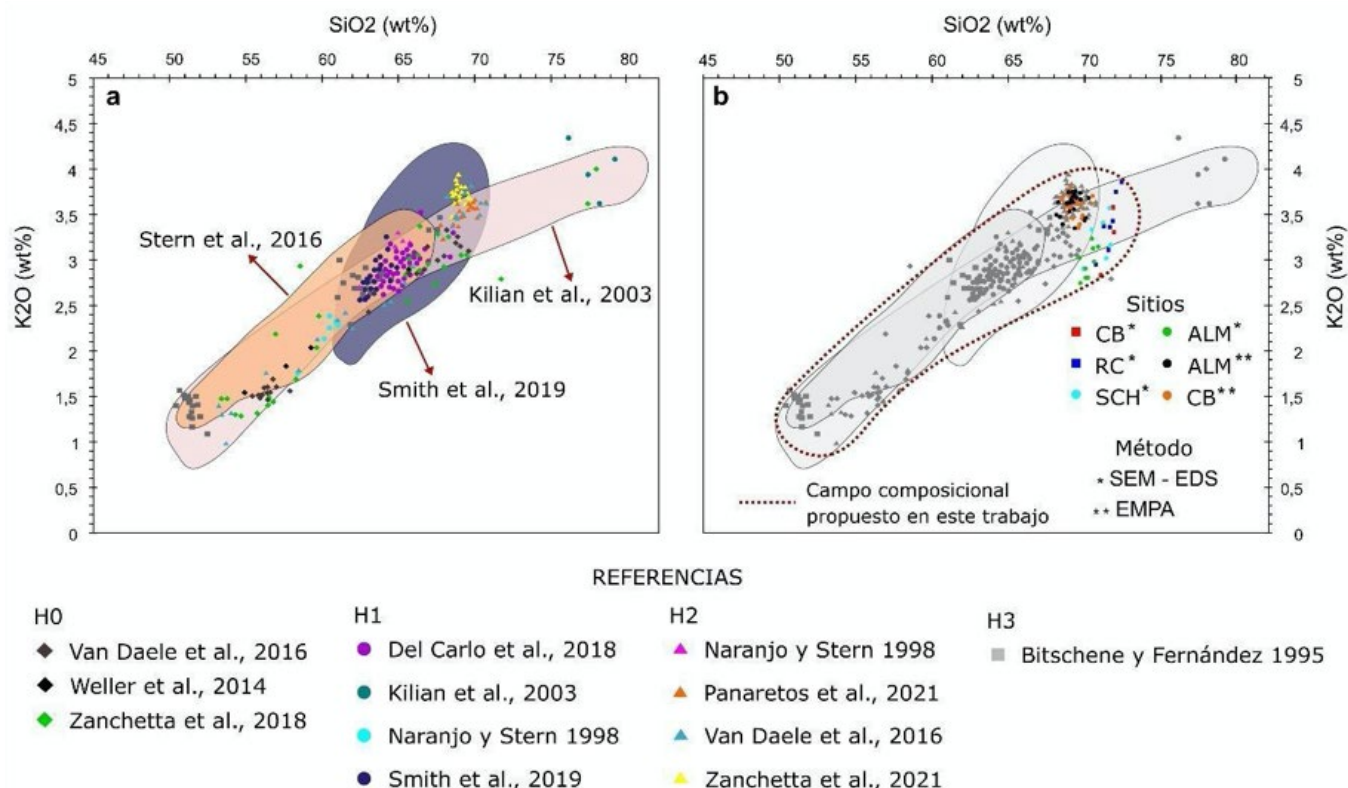


Figura 15. Diagramas K2O vs SiO₂. a) Campos composicionales propuestos para el volcán Hudson (Killian et al., 2003; Smith et al., 2019; Stern et al., 2016) y registros de tefras asociadas a las erupciones H0, H1, H2 y H3. b) Campo composicional ajustado propuesto en este trabajo y los resultados obtenidos en las muestras analizadas de los sitios de estudio ALM, CB, SCH y RC.

asociados a huesos y lascas en la capa de arena ubicada por encima de la tefra en el sitio aquí denominado SCH. A partir de dataciones en carbones obtuvieron una edad de 3200 años cal. AP. A su vez, los autores identificaron un fogón con material lítico y fragmentos de hueso ubicados por debajo de la capa de tefra 2 km hacia el sur. Las dataciones de carbón arrojaron un resultado de 5129 años cal AP. Estas edades registradas por Moreno et al. (2016) permiten acotar la edad de la tefra aproximadamente entre 3000 y 5000 AP, en concordancia con las dataciones radiocarbónicas en huesos y carbones de origen arqueológico, registrados 40 cm por debajo de la capa de tefra en el sitio ALM, que le otorgan a la tefra una edad máxima de 3755 y 3767 años cal. AP.

Composición geoquímica de H2: Naranjo y Stern (1998), describen una consistencia unimodal en la composición de las tefras de H2, al analizar muestras de roca total en diversos afloramientos ubicados entre 60 y 80 km al E del volcán Hudson, indicando una composición traquita/traquidacita (62-65% de SiO₂). Van Daele et al. (2016) por su parte, identifican una significativa variabilidad composicional de las tefras de H2 al analizar fragmentos de vidrio volcánico mediante la técnica de EMPA, en el lago Castor, situado aproximadamente a 90 km al este del volcán (45°35'S; 71°46'O). Según

estos autores, los valores de SiO₂ oscilarían entre el 53% y el 71% en peso, siendo similares a los valores identificados en la erupción H0 (Weller et al., 2014). Por otra parte, los análisis determinados en fragmentos de vidrio volcánico de sitios distales realizados por Zanchetta et al. (2021) mediante SEM-EDS, Panaretos et al. (2021) mediante EMPA y los presentados en este trabajo utilizando ambas técnicas, son concordantes entre sí y siguen la tendencia descripta por Naranjo y Stern (1998), con composiciones que se concentran entre 68-72% de SiO₂ (Fig. 15a y b). Es importante destacar que los depósitos cercanos al volcán tienden a mostrar una mayor variabilidad composicional en comparación con los depósitos distales (Smith et al., 2005). Estos últimos suelen presentar un rango composicional más restringido, que podría generarse durante un episodio eruptivo concreto (Lowe y Alloway, 2015) o bien, estar influenciados por procesos de diferenciación o fraccionamiento eólico. En estos procesos, los cristales que son más densos, tienden a concentrarse en las zonas proximales, mientras que, a mayor distancia del volcán de origen, las muestras contienen menos minerales. En estos sectores más distales, predominan los fragmentos de menor densidad, correspondientes a las fracciones más finas y/o vesiculares, que a su vez se asocian a composiciones

más silíceas (Fissher y Schmincke, 1984; Larsson, 1937).

Sobre esta base, se propone ajustar el campo composicional para el volcán Hudson, considerando que los identificados previamente (Killian et al., 2003; Smith et al., 2019; Stern et al., 2016) no incluyen los nuevos datos obtenidos en sitios distales, que amplían el campo hacia composiciones más silíceas, y por otro, los registros recientes de H0 que modifican ligeramente el extremo más básico (Van Daele et al., 2016; Zanchetta et al., 2018, Fig. 15).

CONCLUSIONES

Las muestras de tefra analizadas en los sitios de estudio Arroyo La Mata (ALM), Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH) y Rocas Coloradas (RC), se componen de vitroclastos transparentes, sin alteraciones, con morfologías típicas de fases plinianas, derivadas de las rupturas de paredes de burbujas y en menor proporción, de fragmentos pumíceos subredondeados y de estructura fibrosa. Es común que un mismo fragmento muestre una variación de coloración en función del grosor de las paredes, donde las áreas más gruesas se observan de color castaño oscuro y a medida que las paredes se adelgazan se vuelven incoloras y transparentes de forma transicional. Se encuentran fragmentos aislados de obsidianas con morfologías en bloque y escasos cristalo-

clastos con rebordes vítreos, cristales y epiclastos de aspecto opaco y bordes redondeados.

La caracterización geoquímica de elementos mayoritarios del vidrio volcánico muestra composiciones similares, que se agrupan en el límite de los campos riolita-dacita-traquita/traquidacita en el diagrama TAS, quedando la mayor parte dentro del campo riolítico, siguiendo la línea evolutiva del campo composicional identificado para el volcán Hudson por diversos autores (Killian et al., 2003; Stern et al., 2016; Smith et al., 2019). Estas características petrográficas, morfológicas y geoquímicas observadas en los fragmentos de vidrio, permiten correlacionar entre sí a las capas de tefra identificadas en los cuatro sitios de estudio. Por otra parte, las dataciones radiocarbónicas en el sitio ALM señalan una edad máxima de 3755 y 3767 años cal AP, coherentes con las registradas para la tefra H2 del volcán Hudson.

Las capas de tefra en los sitios ALM y CB se preservan entre sedimentos que conforman terrazas fluviales holocenas, asociadas a sistemas fluviales de comportamiento efímero. Sus características indican procesos de removilización y retransporte localizados, mientras que, las capas de tefra de los sitios SCH y RC, se preservan entre depósitos eólicos y aluviales, con evidencias de depositación primaria. Queda demostrado que a pesar de las condiciones de aridez que predominaron durante el Holoceno en la Patagonia extraandina y la falta de ambientes lacustres perennes que favorezcan la preservación de tefra, los ambientes depositacionales de origen eólico y fluvial estudiados, conservan tefras primarias y removilizadas localmente, asociadas a la erupción del volcán Hudson H2. De esta manera, constituyen un marcador cronoestratigráfico de referencia, permitiendo dar contexto a estudios arqueológicos, paleoambientales y paleoclimáticos en la zona. Asimismo, la información presentada aporta antecedentes relevantes para futuras investigaciones enfocadas al riesgo volcánico en zonas distales.

AGRADECIMIENTOS

A Javier Casanova, Mariela Ocampo y Paula Flores por su colaboración en las actividades de campo. A Eduardo Moreno y Santiago González Peralta, por el apoyo en campo y las observaciones arqueológicas. A los hermanos Kruger de la Ea. Las Marías y Héctor Martínez de Ea. Valle Hermoso por su hospitalidad. A la empresa Aluar Aluminio Argentino S.A.I.C., por el servicio sin cargo de análisis en SEM-EDS. A los revisores por sus valiosos aportes.

La Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica aportó fondos mediante los Proyectos de Investigación:

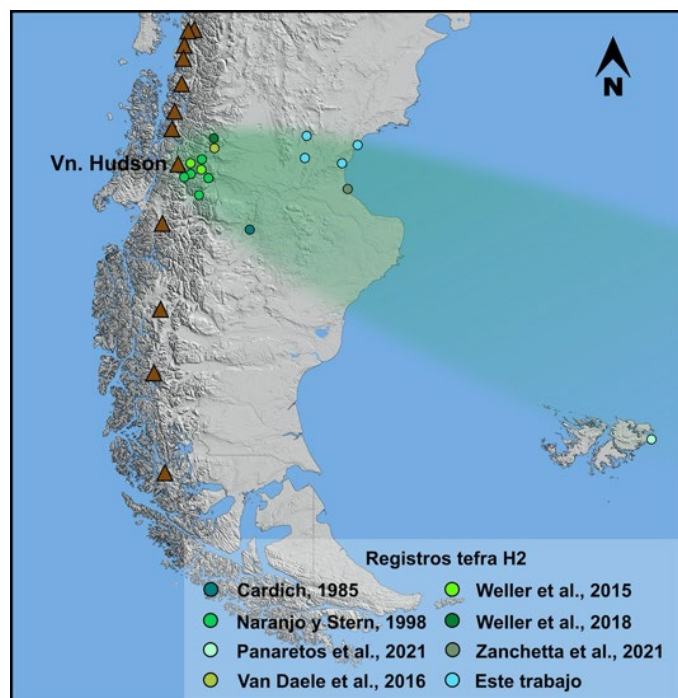


Figura 16. Reconstrucción de la distribución hacia el E-SE de la pluma eruptiva generada durante la erupción H2, según el presente estudio y los registros previos.

PICT 2016-0084, titulado “Las caídas piroclásticas como eventos de disturbio en sistemas fluviales y fluvio-lacustres de Patagonia Norte: análisis de impactos y recurrencia”, otorgado al Dr. Gustavo Villarosa y PICT 2020-03309, titulado “Evolución paleoambiental del bajo de Sarmiento desde el tardiglacial hasta la actualidad a partir del estudio de sedimentos lacustres, fluviales y eólicos.” otorgado al Dr. Alejandro Montes.

REFERENCIAS

- Ahrens, C.D. 2017. Essentials of meteorology, an invitation to the atmosphere. Third edition. Brooks Cole.
- Alloway, B. V., Moreno, P. I., Pearce, N. J., De Pol-Holz, R., Henríquez, W. I., Pesce, O. H., Sagredo, E., Villarosa, G. & Outes, V. 2017a. Stratigraphy, age and correlation of Lepué Tephra: a widespread c. 11 000 cal a BP marker horizon sourced from the Chaitén Sector of southern Chile. *Journal of Quaternary Science*, 32(6), 795-829.
- Alloway, B. V., Pearce, N.J.G., Moreno, P.I., Villarosa, G., Jara, I., De Pol-Holz, R. & Outes, V. 2017b. An 18,000 year-long eruptive record from Volcan Chaitén, northwestern Patagonia: Paleoenvironmental and hazard-assessment implications. *Quaternary Science Reviews* 168, 151-181.
- Amigo, Á., Lara, L. E. & Smith, V. C. 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology*, 40(2), 227-248. Amigo, A. 2021. Volcano monitoring and hazard assessments in Chile. *Volcanica*, 4 (S1), 1-20.
- Beigt, D., Villarosa, G., De Luca, L., Barbosa, A., Gomez, E. & Raniolo, L. A. 2023. Inestabilidad de costas asociada a fenómenos gravitacionales en grandes lagos patagónicos: un análisis de eventos recientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 80 (2).
- Bitschene, P. & Fernandez, M. 1995. La erupción del volcán Hudson (Andes patagónicos) en agosto de 1991: mil días después.
- Buckland, H. M., Cashman, K. V., Engwell, S. L. & Rust, A. C. 2020. Sources of uncertainty in the Mazama isopachs and the implications for interpreting distal tephra deposits from large magnitude eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 82, 1-17.
- Cardich, A. R. 1985. Una fecha radiocarbónica más de la Cueva 3 de Los Toldos, Santa Cruz. *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología*, 16.
- Cobos, J. C. & Panza, J. L. 2003. Hoja Geológica 4769-1 EL PLUMA. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 309, p. 89. Buenos Aires.
- Coronato, A., Fanning, P., Salemme, M., Oría, J., Pickard, J. & Ponce, J. F. 2013. Aeolian sequence and the archaeological record in the Fuegian steppe, Argentina. *Quaternary International*, 245(1), 122-135.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. Smith Elder and Co. 280 p., London.
- Del Carlo, P., Di Roberto, A., D'Orazio, M., Petrelli, M., Angioletti, A., Zanchetta, G., Maggi, V., Daga, R., Nazzari, 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. *Quaternary Science Reviews*, 195, 153-170.
- Fabiani, A. C., Burry, L. S. & Escalante, A. H. 2014. Pollen and microalgae in sediments at southern margin of Colhue Huapi lake, Chubut, Argentina. An insight to among shore comparison. *Anales Instituto Patagonia (Chile)* 42 (1), 35-51.
- Figari, E. G., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de La Paz, M. S., Courtade, S. F., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. & Villar, H. J. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. In 4 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 197-237.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer Verlag, Berlín. 472 pp.
- Forte, P., Domínguez, L., Bonadonna, C., Gregg, C. E., Bran, D., Bird, D., & Castro, J. M. 2018. Ash resuspension related to the 2011-2012 Cordón Caulle eruption, Chile, in a rural community of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 350, 18-32.
- Fucks, E. E. & Pisano, M. F. 2017. Cuaternario y geomorfología de Argentina. Series: Libros de Cátedra.
- Geoffroy, C. A., Alloway, B. V., Amigo, Á., Parada, M. A., Gutierrez, F., Castruccio, A., Pearce, N. J. G., Morgado, E. & Moreno, P. I. 2018. A widespread compositionally bimodal tephra sourced from Volcán Melimoyu (44° S, Northern Patagonian Andes): Insights into magmatic reservoir processes and opportunities for regional correlation. *Quaternary Science Reviews*, 200, 141-159.
- Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F. S., McKenzie, J. A., Markgraf, V., Haddas, I. & McCulloch, R. D. 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern westerlies in South America sedimentological evidence from Lago Cardiel, Argentina (49 degrees S). *Global Planet. Change* 49, 75-93.
- Gutiérrez, F., Gioncada, A., Ferran, O. G., Lahsen, A. & Mazzuoli, R. 2005. El volcán Hudson y los centros monogenéticos circundantes (Patagonia chilena): un ejemplo de vulcanismo asociado con un entorno de colisión entre crestas y trincheras. *Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica*, 145 (3-4), 207-233.
- Heiken, G. 1972. Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 1961-1988.
- Hernández, M., González, N. & Hernández, L. 2008. Late cenozoic geohydrology of extraandean Patagonia, Argentina. In: Rabassa, J. (Ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences*. vol. 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 497-509.
- Hildreth, W., & Drake, R. E. 1992. Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54, 93-125.

- Hogg, A. G., Heaton, T. J., Hua, Q., Palmer, J. G., Turney, C. S., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Boswijk, G., Bronk Ramsey, C., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R. & Wacker, L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 62(4), 759-778.
- Iglesias, V., Whitlock, C., Bianchi, M. M., Villarosa, G., & Outes, V. 2012. Holocene climate variability and environmental history at the Patagonian forest/steppe ecotone: Lago Mosquito (42°29'37.89"S, 71°24'14.57"W) and Laguna del Cóndor (42°20'47.22"S, 71°17'07.62"W). *The Holocene*, 22(11), 1297-1307.
- Kataoka, K. & Nakajo, T. 2002. Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: the Ebisutoge–Fukuda tephra, Plio-Pleistocene boundary, central Japan. *Sedimentology*, 49(2), 319-334.
- Kilian, R., Hohner M., Beister, H., Wallrabe-Adams, H. J. & Stern C. R. 2003. Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53–55°S). *Rev Geol Chile* 30:23–37.
- Kovačić, M., Pavelić, D., Vlahović, I., Marković, F., Wacha, L., Kampić, Š., Rončević, S. & Drempetić, D. 2018. Pleistocene alluvial and aeolian deposits with tephra on the island of Lopud (eastern mid-Adriatic, Croatia): Provenance, wind regime, and climate controls. *Quaternary International*, 494, 92-104.
- Kratzmann D. J., Carey S., Scasso R. A. & Naranjo J. A. 2009. Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bull Volcanol* 71(4), 419-439.
- Kratzmann, D. J., Carey, S. N., Fero, J., Scasso, R. A. & Naranjo, J. A. 2010. Simulations of tephra dispersal from the 1991 explosive eruptions of Hudson volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(3-4), 337-352.
- Lancaster, N. 1995. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge.
- Larsson, W. 1937. Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapu (1932) in Argentinien gesammelt. *Bulletin Geological Institution of Uppsala*. 26, 27-52.
- 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. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D. & Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 1, p. 33-55.
- Lowe, D. J. 2011. Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology*, 6 (2), 107-153.
- Lowe, D. J. & Alloway, B. V. 2015. Tephrochronology. In Rink, W., J., & Thompson, J. W., (Eds.), *Encyclopaedia of Scientific Dating Methods*: 783-799. Dordrecht: Springer.
- Markgraf, V., Platt Bradbury, J., Schwalb, A., Burns, S. J., Stern, C. H., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F. S., Stine, S. Y. & Maidana, N. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *Holocene* 13, 597–607.
- Martínez, O. A. & Kutschker, A. 2011. The 'Rodados Patagónicos' (Patagonian shingle formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. *Biological Journal of the Linnean Society*. 103:(2), 336-345.
- Martínez, O. 2012. Los bajos sin salida del centro-norte de Patagonia y su relación con los ciclos climáticos del Cenozoico superior. En V Congreso Argentino del Cuaternario y Geomorfología. Río Cuarto, Córdoba (pp. 175-185).
- Martinic, M. 2008. Registro histórico de antecedentes volcánicos y sísmicos en la Patagonia Austral y la Tierra del Fuego. *Magallania*, 36(2), 5-18.
- Mazzoni, E. & Vazquez, M. 2009. Desertification in Patagonia. *Developments in Earth Surface Processes*, 13: 351-377.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, Berlín, 582 pp.
- Mingari, L. A. 2018. Resuspensión eólica de depósitos volcánicos de caída: parametrización, modelización y pronóstico operacional (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales).
- Montes, A., Rodríguez, S., San Martín, C., Allard, J. 2015. Migración de campos de dunas en cañadones costeros de Patagonia. *Geomorfología e implicaciones paleoclimáticas. Rev. Soc. Geol. España* 28 (2), 65–76.
- Montes, A., Rodríguez, S. S. & Domínguez, C. E. 2017. Geomorphology context and characterization of dunefields developed by the southern westerlies at drying Colhué Huapi shallow lake, Patagonia Argentina. *Aeolian Research*, 28, 58-70.
- Moreno, E.J., Pérez Ruiz, H. & Ramírez Rozzi, F. 2016. Esquema cronológico y evolución del paisaje en el bajo de Sarmiento (Chubut). En: *Arqueología de la Patagonia. De mar a mar, IX Jornadas de Arqueología de la Patagonia*. Coyahique, 477-485.
- Moreno, P. I., Alloway, B. V., Villarosa, G., Outes, V., Henríquez, W. I., De Pol-Holz, R. & Pearce, N. J. G. 2015. A past-millennium maximum in postglacial activity from Volcán Chaitén, southern Chile. *Geology*, 43(1), 47-50.
- Naranjo, J. A. & Stern, C. R. 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, 59, 291-306.
- Naranjo, J. A. & Stern, C. R. 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 224-240.
- Newbury, D. E., Swyt, C. R., & Myklebust, R. L. 1995. "Standardless" quantitative electron probe microanalysis with energy-dispersive X-ray spectrometry: is it worth the risk?. *Analytical chemistry*, 67(11), 1866-1871.
- Newhall, C. G. & Self, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* 87 (C2): 1231.
- Nilni, A. M. & Bitschene, P. R. 1995. Sedimentología y procesos de deposición de la tefra de caída de la erupción del volcán Hudson en

- agosto 1991. In Bitschene, P. R., & Mendia, J., (Eds.), The august 1991 eruption of the Hudson Volcano (Patagonian Andes): 116-134.
- Orihashi, Y., Naranjo, J. A., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., & Nago, K. 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: new constraints from K-Ar ages. *Rev Geol Chile* 31,207-224.
- 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. *Quaternary Science Reviews*, 266, 107074.
- Panebianco, J. E., Mendez, M. J., Buschiazio, D. E., Bran, D., & Gaitán, J. J. 2017. Dynamics of volcanic ash remobilisation by wind through the Patagonian steppe after the eruption of Cordón Caulle, 2011. *Scientific reports*, 7(1), 45529.
- Paredes, J. M., Ocampo, S. M., Foix, N., Olazábal, S. X., Valle, M. N. & Allard, J. O. 2020. Precipitaciones extremas e inundaciones repentinas en ambiente semiárido: impactos del evento de marzo-abril de 2017 en Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(2): 296-318.
- Paredes, J. M., Ocampo, S. M., Foix, N., Olazábal, S. X., Valle, M. N., Montes, A. & Allard, J. O. 2021. Geomorphic and Sedimentological Impact of the 2017 Flash Flood Event in the City of Comodoro Rivadavia (Central Patagonia, Argentina). In Bouza, P., (Eds.), *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina: Proceedings of the Seventh Argentine Geomorphology and Quaternary Studies Congress* (pp. 3-29). Springer International Publishing.
- Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O. E., & Golluscio, R. A. 1998. The climate of Patagonia general patterns and controls on biotic processes. *Ecología austral*, 8(02).
- Parsons A. J. & Abrahams A. D. 2009. *Geomorphology of Desert Environments*. 2nd edn. Springer Science & Business Media, Berlin.
- Pereyra, F. & Bouza, P. 2021. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. XXI Congreso Geológico argentino, Asociación Geológica Argentina: 549-567.
- 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. *Quaternary International* 317, 3-13.
- Prohaska, F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In: Schwerdtfeger, W. (Ed.), *Climates of Central and South America*. Elsevier, New York, pp. 13–112.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.) *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science* 11: 151-204.
- Reid, I., Powell, D. M., Laronne, J. B. & Garcia, C. 1994. Flash floods in desert rivers: studying the unexpected, EOS, *Transactions American Geophysical Union* 75: 452-453.
- Reid, I., Laronne, J. B. & Powell, D. M. 1998. Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrological Processes*, 12(4), 543-557.
- Ribolini, A., Bini, M., Consoloni, 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 palaeoenvironmental implications. *Geografiska Annaler A* 96, 161–176.
- Rose, W. I., & Durant, A. J. 2009. Fine ash content of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(1-2), 32-39.
- Ruiz, P. M. 2024. *Geomorfología y evolución geológica del bajo Slápeliz, Patagonia Argentina*. Tesis de grado para optar por el título de Geólogo en UNPSJB. Inédito. 158 pp.
- Salgado, P., Villarosa, G., Beigt, D., Outes, V., Stewart, C. & Baranzini, F. 2023. Impacts on water transport networks after three widespread volcanic ashfalls in Andean Patagonian lakes. *Volcanica*, 6(2), 173-200.
- Scasso, R.A., Corbella, H. & Tiberi, P. 1994. Sedimentological analysis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson volcano. *Bulletin Volcanology* 56: 121-132.
- Sciutto, J.C., Césari, O. & Iantanos, N. 2008. Hoja geológica 4569-IV Escalante, escala 1:250000: Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 351, 76 p. Buenos Aires.
- Simeoni, A. 2008. Mesetas y bajos de la Patagonia central extraandina. La Inversión del Relieve. En: *Sitios de Interés Geológico de la República Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, vol. 46 Tomo II - Sur: 729-745.
- Smith, V. C., Shane, P. & Nairn, I. A. 2005. Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(3-4), 372-406.
- 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. *Quaternary Science Reviews*, 218, 137-156.
- Spalletti, L. A. & Mazzoni, M. M. 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del Lago Colhue Huapi, provincia de Chubut. *Obra del Centenario del Museo de la Plata* (Vol. 4).
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2): 161-206.
- Stern, C. 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bull Volcanol* 70:435–454.
- Stern, C. R., Moreno Moncada, P., Henríquez, W. I., Villa Martínez, R., Sagredo, E., Aravena, J. C. & Pol-Holz, R. D. 2016. Holocene tephrochronology around Cochrane (~ 47 S), southern Chile.
- Stuiver, M. & P. Reimer, 1993. Extended 14C database and revised CA-

- LIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35:215- 230.
- Swindles, G. T., Galloway, J., Outram, Z., Turner, K., Schofield, J. E., Newton, A. J., Dugmore, A. J., Church, M. J., Watson, E. J., Batt, C., Bond, J., Edwards, K. J., Turner, V. & Bashford, D. 2013. Re-deposited cryptotephra layers in Holocene peats linked to anthropogenic activity. The Holocene, 23(10), 1493-1501.
- Torres, R., Mougini-Mark, P., Self, S., Garbeil, H., Kallianpur, K. & Quiambao, R. 2004. Monitoring the evolution of the Pasig-Potrero alluvial fan, Pinatubo Volcano, using a decade of remote sensing data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 138(3-4), 371-392.
- Tripaldi, A. & Limarino, C. O. 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. Latin America Journal of Sedimentology and Basin Analysis. Vol. 15 (1), 43-66 (C). Asociación Argentina de Sedimentología.
- Van Daele, M., Bertrand, S., Meyer, I., Moernaut, J., Vandoorne, W., Siani, G., Tanghe, N., Ghazoui, Z., Pino, M., Urrutia, R. & De Batist, M. 2016. Late Quaternary evolution of Lago Castor (Chile, 45.6 S): Timing of the deglaciation in northern Patagonia and evolution of the southern westerlies during the last 17 kyr. Quaternary Science Reviews, 133, 130-146.
- Villarosa, G., Outes, V., Ostera, H. & Ariztegui, D. 2002. Tefrocronología de la Transición Tardía Glacial-Holoceno en el Lago Mascaradi, Parque Nacional Nahuel Huapi, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. Actas: 699-704.
- Villarosa, G. 2008. Tefrocronología Postglacial de la Región de Nahuel Huapi, Patagonia Argentina. Tesis doctoral para optar al título de Doctor de la UBA, área Ciencias Geológicas. Inédito. 270 pp
- Vojtěch Janoušek, Farrow, C. M. & Erban, V. 2006. Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit), Journal of Petrology, Volume 47, Issue 6, 1255–1259.
- Völker, D., Kutterolf, S., & Wehrmann, H. 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. J Volcanol Geotherm Res 205,114-129.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. A., Martin, R. S. & Matthews, N. E. 2009. Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B4).
- Watt, S. F., Pyle, D. M. & Mather, T. A. 2013a. Evidence of mid-to late-Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. Andean Geology, 40(2), 216-226.
- Watt, S. F., Pyle, D. M. & Mather, T. A. 2013b. The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. Earth-Science Reviews, 122, 77-102.
- Weller, D., Miranda, C. G., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R. & Stern, C. R. 2014. The large late-glacial Ho eruption of the Hudson volcano, southern Chile. Bulletin of Volcanology, 76, 1-18.
- Weller, D. J., Miranda, C. G., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R. & Stern, C. R. 2015. Tephrochronology of the southernmost Andean southern volcanic zone, Chile. Bulletin of Volcanology, 77, 1-24.
- Weller, D. J., de Porras, M. E., Maldonado, A., Méndez, C., & Stern, C. R., 2018. New age controls on the tephrochronology of the southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile. Quaternary Research, 91(1), 250-264.
- Wentworth, C. K. 1938. Ash formations of the island of Hawaii. 3rd Sp. Rpt., Hawaiian Volcano Observatory, Honolulu, Hawaii, 1-183.
- Wilson, T. M., Cole, J. W., Stewart, C., Cronin, S. J., & Johnston, D. M. 2011. Ash storms: impacts of wind-remobilised volcanic ash on rural communities and agriculture following the 1991 Hudson eruption, southern Patagonia, Chile. Bulletin of Volcanology, 73, 223-239.
- Zanchetta, G., Ribolini, A., Ferrari, M., Bini, M., Isola, I., Lezzerini, M., Baroni, C., Salvatore, M. C., Pappalardo, M., Fuck, E. & Boretto, G. 2018. Geochemical characteristics of the infilling of ground wedges at Puerto Deseado (Santa Cruz, Argentina): palaeoenvironmental and chronological implications. Andean Geology 45 (2).
- Zanchetta, G., Pappalardo, M., Di Roberto, A., Bini, M., Arienzo, I., Isola, I., Ribolini, A., Boretto, G., Fuck, E., Mele, D., D'Orazio, M., Marzaioli, F. & Passariello, I. 2021. A Holocene tephra layer within coastal aeolian deposits north of Caleta Olivia (Santa Cruz Province, Argentina). Andean Geology, 48 (2).