

# SEDIMENTACIÓN SIN-ERUPTIVA EN LA FORMACIÓN HUALCUPÉN: EVIDENCIAS PALEOAMBIENTALES DEL PLIO-PLEISTOCENO DE CAVIAHUE, NEUQUÉN

Gabriela Almada<sup>1\*</sup>, Joaquín Bucher<sup>1,2</sup> , Irene Hernando<sup>1,2</sup> 

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM), Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Calle 122 y 60 s/n, La Plata, Argentina.

<sup>2</sup> Centro de Investigaciones Geológicas, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) – Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Diagonal 113 #275, La Plata, Argentina.

\*Corresponding author: gaabi.almada@gmail.com

## ARTICLE INFO

### Article history

Received October 23, 2025

Accepted February 7, 2026

Available online March 3, 2026

### Handling Editor

M. Sol Raigemborn

### Keywords

Flujos hiperconcentrados

Flujos de detritos

Lahares

Estratigrafía volcánica

## RESUMEN

Se estudió la interacción volcano-sedimentaria del Plio-Pleistoceno registrada en la sección inferior de la Formación Hualcupén (Complejo Volcánico Caviahue-Copahue), Argentina. Esta sucesión ha sido objeto de trabajos regionales, pero existen aún importantes interrogantes sobre los procesos que dieron lugar a su acumulación. Los objetivos de este trabajo fueron: (i) analizar la estratigrafía y la sedimentología de la sección inferior de la Formación Hualcupén, (ii) entender la relación e interacción entre procesos volcánicos y sedimentarios, y (iii) comprender el o los ambiente/s sedimentarios involucrados. A través de un análisis integrado estratigráfico y sedimentológico, se identificaron facies sedimentarias, piroclásticas y lávicas. Se definieron cinco asociaciones de facies vinculadas con procesos sedimentarios aluviales/fluviales, procesos volcánicos como corrientes de densidad piroclástica y coladas lávicas, y eventos de interacción como lahares. Se interpretó que dicha sucesión se desarrolló en un ambiente en el cual los procesos volcánicos y sedimentarios coexistieron temporal y espacialmente. Los resultados del presente trabajo sugieren que la Formación Hualcupén representó un ambiente de interacción volcano-sedimentario, con períodos de sedimentación sin-eruptiva, posiblemente asociados a la generación de un campo volcánico o edificios volcánicos compuestos.

## EXTENDED ABSTRACT

*Syn-eruptive sedimentation in the Hualcupén Formation: paleoenvironmental evidence from the Pliocene-Pleistocene period of Caviahue, Neuquén*

The Hualcupén Formation constitutes the basal unit of the Pliocene-Recent Caviahue-Copahue Volcanic Complex (CCVC), located in the Southern Volcanic Zone (Fig. 1) to the north of the Patagonian Andes (37°50'S – 71°00'W). In plan-view, the complex

is a rectangular depression up to 14 km wide and 18 km long, known as the Bajo del Agrío (Groeber, 1925) or Agrío/Caviahue Caldera (Pesce, 1989). The Pliocene-Pleistocene Hualcupén Formation (Muñoz Bravo *et al.*, 1989; Linares *et al.*, 1999; Sruoga and Consoli, 2011a) comprises a succession of effusive and explosive volcanic rocks interbedded with sedimentary units (Pesce, 1989; Varekamp *et al.*, 2006), exposed along the caldera walls. Although the unit has been mentioned in regional studies, a detailed analysis of its deposits to comprehensively

understand the relationship between volcanic and sedimentary processes in a paleoenvironmental context has been lacking. Through a detailed facies and depositional process analysis of the lower Hualcupén Formation, the main goals were to: (i) analyze the stratigraphy and sedimentology of the lower section of the succession, (ii) elucidate the interplay between volcanic and sedimentary processes, and (iii) interpret the paleoenvironmental conditions during deposition.

The unit was initially defined by González and Vergara (1962) in Chile as the Cola de Zorro Formation, with Pesce (1989) assigning the name Hualcupén Formation for the equivalent Argentine unit, referring to the volcanic complex's basal unit. Lithologically, it has thicknesses between 400 and 800 m constituted by successions of potassium-rich andesites and basaltic andesites with intercalations of volcanic agglomerates (Pesce, 1989). Furthermore, Mazzoni and Licitra (2000) estimated a predominance of debris flow conglomeratic deposits in the middle-lower parts of the unit, while Mazzoni (1998) recognized a dominance of pyroclastic flow deposits in the middle to upper sections of the unit.

Five informal stratigraphic sections were identified on a large scale within the Hualcupén Formation, outcropping on the eastern caldera wall (37°50'52.04"S – 70°57'32.09"W; Fig. 2). Detailed analysis was conducted on the lower stratigraphic sections (sections 1 and 2; Fig. 3). Within these, sedimentary, pyroclastic, and lava facies were defined, which were subsequently grouped into five facies associations (FA1 to FA5; Fig. 4).

FA1 (Figs. 4 and 5) is composed predominantly of tabular conglomeratic bodies (Gmm1 and Gmm2 facies) and, to a lesser extent, fine-grained facies towards the tops of the conglomerates (Fm/FI facies). The presence of massive conglomeratic facies, matrix-supported texture, a sandy-clayey silty clastic matrix, and poor sorting indicate paleoenvironmental conditions dominated by debris flows (Smith, 1986) with occasional flow waning. These characteristics are consistent with lahar-related deposits; however, the absence of clear diagnostic features prevents distinguishing between primary (syn-eruptive), secondary (post-eruptive), or non-eruptive lahars (Reading, 1998; Németh and Martin, 2007).

FA2 (Figs. 4 and 6) is composed predominantly of lenticular conglomeratic bodies (GCgn, GCm1, GCm2, GC, GCi facies) with minor participation

of tabular bodies of pebble sandy facies (GRm) and sandy facies (Sm/Sh). This facies association is dominated by massive to graded deposits, with moderate sorting, and to a lesser extent, deposits with tractive structures, indicating the dominance of hyperconcentrated flows with subordinate participation of debris flows and dilute aqueous flows (Smith, 1986; Reading, 1998; Capra *et al.*, 2004; Németh and Martin, 2007). They suggest conditions similar to FA1 but with a greater water-sediment ratio, allowing interpretation as lahar deposits.

FA3 (Figs. 4 and 7) is generally composed of lenticular, erosive-based conglomeratic bodies (GC facies) and pebble sandstone deposits (Gp-GRp, Gh-GRh facies). The dominance of clast-supported textures and moderate to good sorting indicates the presence of dilute aqueous flows with a low proportion of hyperconcentrated flows. This facies association can be linked to alluvial-fluvial processes, whose deposits collectively constitute the infill of a channel, indicating a decrease in the energy of the transporting agent from base to top.

FA4 (Figs. 4 and 8) is composed mostly of breccia bodies (mlBr and mlBrp facies) and massive lapilli tuffs (mLT1 and mLT2 facies). The textural characteristics and the presence of pumice allowed the interpretation that these facies association corresponds to deposits accumulated from concentrated pyroclastic density currents (PDC), with the presence of a basal flow with a higher lithic concentration (mlBr and mlBrp facies; Druitt, 1998; Branney and Kokelaar, 2002; Sulpizio *et al.*, 2014; Cas *et al.*, 2024).

FA5 (Figs. 4 and 9) is represented by lava facies (Lvm, Lvc1 and Lvc2) that form a single body with a lenticular base and a flat top. This facies association is considered to result from a lava flow with structures and fractures related to rapid cooling, such as columnar jointing and cube-jointing structure.

The analysis of these facies associations allowed for the interpretation and discussion of the depositional environment. The lower section of the Hualcupén Formation (sections 1 and 2) is dominated by sedimentary processes, pyroclastic activity, and lava flows, resulting in purely sedimentary, volcanic, and volcano-sedimentary interaction deposits. Based on paleocurrent data (Fig. 3), it was established that the source and discharge areas were located to the west and east, respectively. The analyzed succession was accumulated in an environment in which

sedimentary and volcanic processes predominated, with periods of syn-eruptive sedimentation. Section 1 (encompassing FA1, FA2,

FA3, and FA4) is dominated by sedimentary reworking of volcanic products, mainly debris flows with subordinate hyperconcentrated to dilute aqueous flows. The intercalation of primary volcanic deposits allows interpretation of this section as recording a syn-eruptive sedimentation stage. In addition, Section 2 (represented by FA4 and FA5) is composed exclusively of primary explosive and effusive volcanic products, indicating an increase in volcanic activity through time that may have led to the drowning of sedimentary systems due to the overwhelming influx of volcanic material.

Finally, the wide regional distribution of these deposits implies that the deposition of this unit cannot be linked to the construction of a single volcanic edifice with a central conduit (like the typical stratovolcanoes of the adjacent arc). Instead, it was possibly related to a volcanic field or a compound volcanic massif associated with sedimentary processes. These processes indicate landscapes with high relief and dominant gravitational flows, likely associated with the development of the Andean volcanic arc and its surrounding region.

**Keywords:** hyperconcentrated flows, debris flows, lahars, volcanic stratigraphy

## INTRODUCCIÓN

La Formación Hualcupén (*sensu* Pesce, 1989) conforma la unidad basal del Complejo Volcánico Cavihue-Copahue (CVCC), compuesta por rocas volcánicas y sedimentarias (Pesce, 1989; Varekamp *et al.*, 2006). El CVCC se ubica en la Zona Volcánica Sur (ZVS; Fig. 1), al Norte de los Andes Patagónicos (37°50'S – 71°00'O). Se caracteriza por registrar un volcanismo de edad Plioceno-Cuaternario, y se distingue por una serie de eventos eruptivos que dieron como resultado rocas volcánicas lávicas y piroclásticas. El complejo se ubica en el extremo Norte de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (Fig. 1a), y su característica principal es la presencia de una depresión denominada Caldera Cavihue o Caldera del Agrio (Mazzoni y Licitra, 2000; Petrinovic *et al.*, 2026).

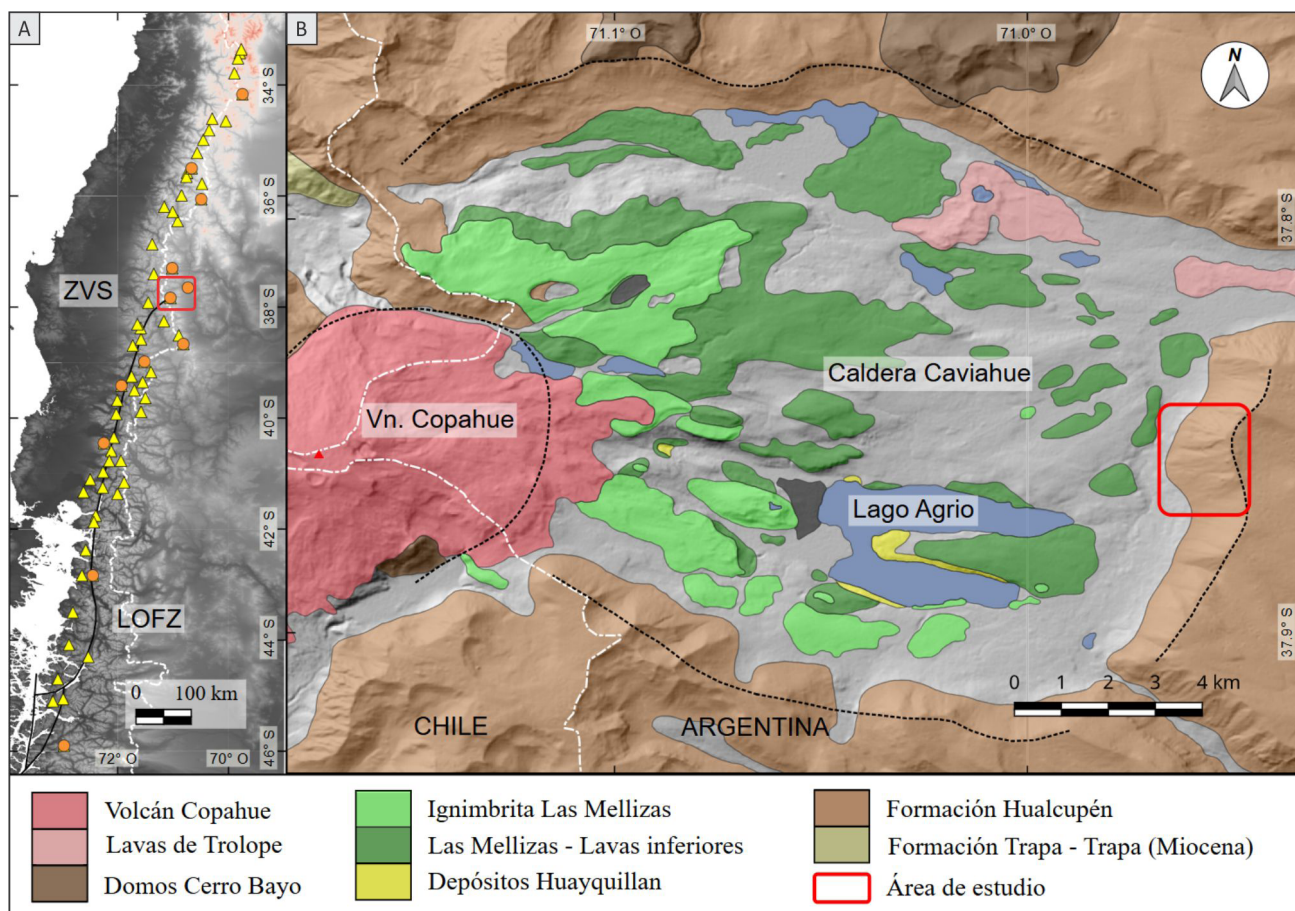
La unidad de estudio fue denominada inicialmente por González y Vergara (1962) en territorio chileno como Formación Cola de Zorro,

y fue Pesce (1989) quien atribuyó el nombre de Formación Hualcupén en territorio argentino como unidad equivalente, para referirse a la unidad basal del complejo volcánico.

La Formación Hualcupén está conformada por rocas volcánicas lávicas y piroclásticas que afloran en las paredes de la depresión. Dichas rocas volcánicas son mayormente de composición básica a intermedia, y en menor proporción ácidas (Varekamp *et al.*, 2006), y se encuentran intercaladas con rocas sedimentarias de grano grueso, intruídas por diques magmáticos (Pesce, 1989; Mazzoni y Licitra, 2000). Se han obtenido distintas edades para esta unidad, permitiendo su asignación al Plioceno-Pleistoceno (Muñoz Bravo *et al.*, 1989; Linares *et al.*, 1999; Sruoga y Consoli, 2011a; Petrinovic *et al.*, 2026). Los trabajos existentes (Pesce, 1989; Mazzoni, 1998; Mazzoni y Licitra, 2000) describen distintas litologías y facies sedimentarias y volcánicas en la Formación Hualcupén, sin embargo, no se realizaron trabajos detallados que permitan explicar cómo se relacionan los procesos volcánicos y sedimentarios en el tiempo y espacio, y por ende, aún no se conoce en detalle el paleoambiente depositacional. En este contexto, los objetivos principales de este trabajo son: (i) analizar la estratigrafía y la sedimentología de la sección inferior de la Formación Hualcupén, (ii) contribuir al entendimiento de cómo es la relación entre procesos volcánicos y sedimentarios, y (iii) realizar aportes para comprender el ambiente bajo el cual se acumuló esta sucesión.

## MARCO GEOLÓGICO

El Complejo Volcánico Cavihue-Copahue (CVCC) se encuentra al Norte de los Andes Patagónicos y pertenece a la Zona Volcánica Sur (ZVS), entre los 37°50'S – 71°00'O (Fig. 1). Registra una edad volcánica desde el Plioceno al Reciente (Linares *et al.*, 1999; Sruoga y Consoli, 2011a; Sruoga *et al.*, 2022). El CVCC incluye una depresión de forma rectangular de 14 km de ancho y 18 km de largo (Mazzoni y Licitra, 2000), con paredes que alcanzan una altura relativa promedio de 600 m, denominada como Bajo del Agrio (Groeber, 1925) o Caldera del Agrio/Cavihue (Pesce, 1989). La depresión se ubica en una región tectónica activa de intraarco (principalmente transcurrente; Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenau *et al.*, 2006), bajo la influencia de dos fallas transtensionales: Liquiñe- Ofqui ubicada



**Figura 1. a)** Mapa regional que indica la ubicación de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes y la Zona de Falla Liqueñe Ofqui (LOFZ). El rectángulo rojo señala la ubicación correspondiente al mapa B. Los triángulos amarillos representan volcanes de arco del cuaternario, mientras que los círculos naranjas indican calderas de colapso (Petrinovic *et al.*, 2021). **b)** Mapa geológico de la caldera de Cavihue, indicando la estratigrafía de la zona de estudio (señalada con el rectángulo rojo); en el sector inferior del mapa las unidades se encuentran ordenadas de base a techo. Las áreas en gris indican zonas cubiertas por vegetación.

**Figure 1. a)** Regional map showing the location of the Southern Volcanic Zone (SVZ) of the Andes and the Liqueñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ). The red rectangle indicates the location corresponding to map B. Yellow triangles represent Quaternary arc volcanoes, while orange circles indicate collapse calderas (Petrinovic *et al.*, 2021). **b)** Geological map of the Cavihue, indicating the stratigraphy of the study area (marked with the red rectangle); in addition, in the lower sector of the map, the units are ordered from base to top. Those gray areas indicate areas covered by vegetation.

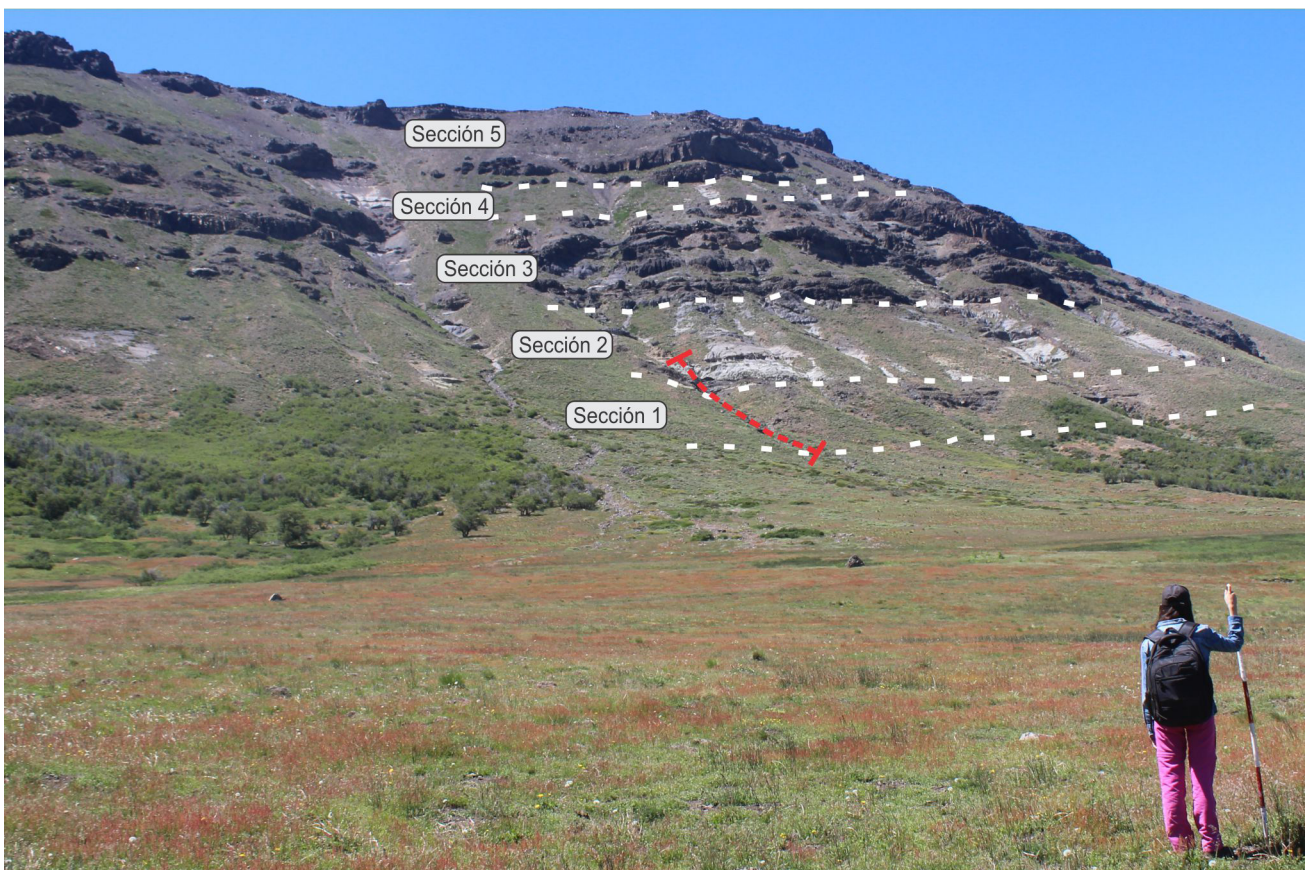
al Sur, y Copahue-Antiñir al Noreste. Debido a que este complejo volcánico está ubicado en una zona de profusa actividad tectónica y volcánica, a la depresión se le atribuyó un origen tanto volcánico (Pesce, 1989; Mazzoni y Licitra, 2000; Petrinovic *et al.*, 2026) como tectónico (Folguera y Ramos, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli, 2011b), e inclusive también se consideró un origen glacial (Groeber, 1925; González Díaz, 2005). Por lo tanto, es importante destacar que no existe un consenso general acerca de la génesis de la depresión, así como de las unidades que componen al CVCC, ya que existen hipótesis e interpretaciones contrastantes, que actualmente son objeto de discusión.

La Formación Hualcupén conforma un relieve mesetiforme de gran extensión (Pesce, 1989) con espesores variables entre 400 y 800 m. Litológicamente, está conformada por una sucesión de basandesitas y andesitas potásicas de coloración gris a pardo oscuro, con intercalaciones de aglomerados volcánicos grises y pardos (Pesce, 1989). La zona estudiada se encuentra en la ladera sur- oeste de la caldera, donde la unidad presenta un espesor aproximado de hasta 450 m de aglomerados volcánicos en la parte inferior y bancos lávicos de variada potencia en la parte superior (Pesce, 1989). Por su parte, en dicho sector, Mazzoni y Licitra

(2000) estimaron un predominio de depósitos pefíticos originados a partir de flujos de detritos en la parte media-inferior de las barrancas; mientras que Mazzoni (1998) señala un dominio de depósitos de flujos piroclásticos en la parte media a superior.

Las edades isotópicas más antiguas para esta unidad indican una edad Pliocena, de  $4,3 \pm 0,6$  Ma a partir de dataciones K-Ar en roca total en andesitas (Muñoz y Stern, 1988). Por otro lado, edades de  $1,27 \pm 0,02$  Ma (Ar-Ar en pómez; Petrinovic *et al.*, 2026) y de  $1,1 \pm 0,5$  Ma (K-Ar en Biotitas; Muñoz Bravo *et al.*, 1989) ubicadas al tope de la Formación Hualcupén, indican edades mínimas para la unidad. Ambos grupos permiten acotar el rango temporal de la formación al Plioceno-Pleistoceno.

En el ámbito del territorio chileno, los depósitos equivalentes se denominan Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962) entre los  $36^\circ$  y  $39^\circ$ S. Esta formación es una importante unidad volcánica continental de edad Plio- Pleistoceno, en la Cordillera de los Andes de Chile Central. Fue definida en la Quebrada Cola de Zorro ( $36^\circ 30'S$ ) como “una secuencia volcánica, carente de fósiles, de gran extensión areal y actitud tectónica horizontal a subhorizontal, modificada solamente por movimientos de bloques que parecen haberla afectado intensamente” (González y Vergara, 1962). Son rocas volcánicas estratificadas incluyendo andesitas y andesitas basálticas calcoalcalinas, que conforman afloramientos mesetiformes irregulares a causa de la erosión glacial y fluvial (González y Vergara, 1962; Vergara y Muñoz, 1982).



**Figura 2.** Vista panorámica de la pared este de la Fm. Hualcupén ( $37^\circ 50' 52.04''S$  -  $70^\circ 57' 32.09''O$ ). Se delimitan las secciones reconocidas; la línea roja entrecortada indica el trayecto del perfil sedimentológico de detalle analizado en esta contribución. El espesor total de la sucesión estratigráfica presenta aproximadamente 600 m; la persona erguida tiene 1,63 m de altura.

**Figure 2.** Panoramic view of the eastern wall of the Hualcupén Formation ( $37^\circ 50' 52.04''S$  -  $70^\circ 57' 32.09''W$ ). The major informal sections are outlined; the dashed red line indicates the path of the detailed sedimentological profile analyzed in this contribution. The total thickness of the stratigraphic succession is approximately 600 m; upright person is 1.63 m high.

Los depósitos clásticos y volcanoclásticos del Plio-Pleistoceno que rellenan parcialmente la caldera, se inician con depósitos volcanoclásticos retrabajados en ambientes glaciales, deltaicos y lacustres (Bucher *et al.*, 2024). La base de estos estratos no está expuesta, pero se observa que los depósitos sedimentarios subyacen rocas lávicas y piroclásticas de la Formación Las Mellizas (Hernando *et al.*, 2021; Bucher *et al.*, 2024). En particular, la Formación Las Mellizas registra lavas andesíticas e ignimbritas, estas últimas con una edad Ar-Ar de roca total de  $125 \pm 9$  ka (Sruoga y Consoli, 2011a). Hernando *et al.* (2022) proponen que las ignimbritas están asociadas a una caldera de colapso denominada Caldera Las Mellizas. Estratigráficamente prosiguen los domos riolíticos Cerro Bayo y Pucón Mahuida, y finalmente, las rocas volcánicas más recientes que pertenecen al volcán Copahue (Naranjo y Polanco, 2004; Petrinovic *et al.*, 2014a, b; Balbis *et al.*, 2016; Báez *et al.*, 2020; Sruoga *et al.*, 2022). A su vez, las lavas andesíticas Trolope son contemporáneas con la actividad volcánica del volcán Copahue, indicando una simultaneidad de procesos volcánicos de tipo fisurales en la zona de Trolope y centrales en el volcán Copahue (Sruoga *et al.*, 2022). Dicho volcán, se caracteriza por ser un estratovolcán activo con una altitud menor a 3000 msnm, ubicado precisamente en el borde suroccidental de la caldera de Caviahue (Hildreth y Moorbath, 1988; Linares *et al.*, 1999).

## METODOLOGÍA

Se reconocieron cinco secciones informales denominadas 1 a 5 en orden estratigráfico, utilizando como criterios la presencia de superficies de discontinuidad de carácter regional y variaciones litofaciales a gran escala (véase Bossi, 1998). El espesor total de la sucesión estratigráfica presenta aproximadamente 600 m. Este trabajo incluye el análisis de las exposiciones de las secciones 1 y 2, que representan un espesor total aproximado de 200 m, en un afloramiento ubicado en la pared este de la caldera ( $37^{\circ}50'52.04''S - 70^{\circ}57'32.09''O$ ) que no expone la base de la unidad (Figs. 1b y 2). Para el estudio estratigráfico y sedimentológico se realizaron observaciones y descripciones litológicas, composicionales, texturales, y de estructuras sedimentarias y/o

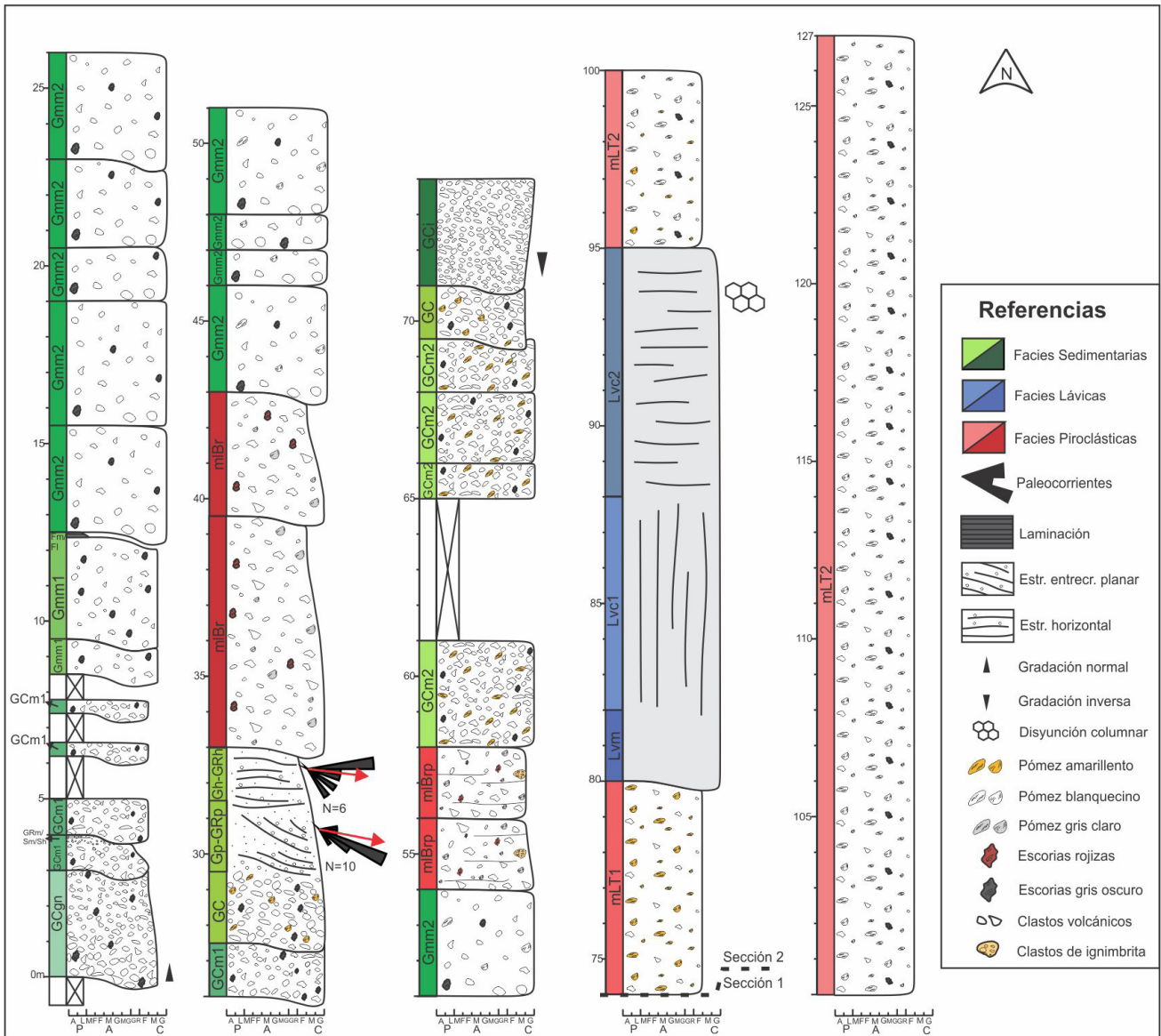
volcánicas (Fig. 3). Para el reconocimiento de procesos y ambientes, tanto sedimentarios como volcánicos, se definieron facies y asociaciones siguiendo los criterios establecidos por Miall (1996). Se utilizó el software Stereonet para la elaboración de diagramas de rosas a partir de los datos de paleocorrientes que fueron obtenidos en el campo sobre estructuras sedimentarias (Fig. 3).

## RESULTADOS

### Asociaciones de facies

**AF1. Flujos de detritos (facies Gmm1, Gmm2, Fm/Fl).** Se compone mayormente de cuerpos tabulares a lentiformes conglomerádicos (Gmm1 y Gmm2; Figs. 4 y 5) y en menor medida de facies pelíticas hacia los topes de los conglomerados (Fm/Fl; Fig. 5b; Material Suplementario). Los conglomerados constituyen cuerpos con bases localmente erosivas, y espesores variables entre 1 y 3,5 m. Son conglomerados matriz sostén, y en menor proporción clasto sostén, mal seleccionados, medianos a gruesos con clastos cuyo tamaño promedio es 10 a 25 cm, alcanzando tamaños máximos de hasta 1 m. Los clastos son subredondeados a subangulosos, y la matriz es sabulítica areno-arcillosa. Los clastos de mayor tamaño son frecuentes en la base de la facies Gmm2 (Fig. 5d). La composición de clastos es de naturaleza mayormente lávica básica a intermedia, y en menor medida incluye escorias. La facies Gmm2 se diferencia de la Gmm1 por la presencia eventual de pómez en el esqueleto (Fig. 5c). La facies Fm/Fl presenta geometría tabular y espesor del orden de 1 cm, y se desarrolla al tope de la facies Gmm. Se compone principalmente de limolitas macizas (Fm) o laminadas (Fl).

La presencia de facies conglomerádicas macizas, textura matriz sostén, matriz sabulítica areno-arcillosa y mala selección (facies Gmm1, Gmm2), indican flujos de detritos (Smith, 1986). Las facies originadas por decantación subácua (facies Fm/Fl) sugieren el cese del flujo y la consecuente generación de encharcamientos. Además, se consideran flujos unidireccionales y mayormente no confinados (Miall, 1996), sugiriendo que la depositación fue de tipo mantiforme o en canales amplios y someros, debido a las geometrías tabulares a lentiformes que presentan.

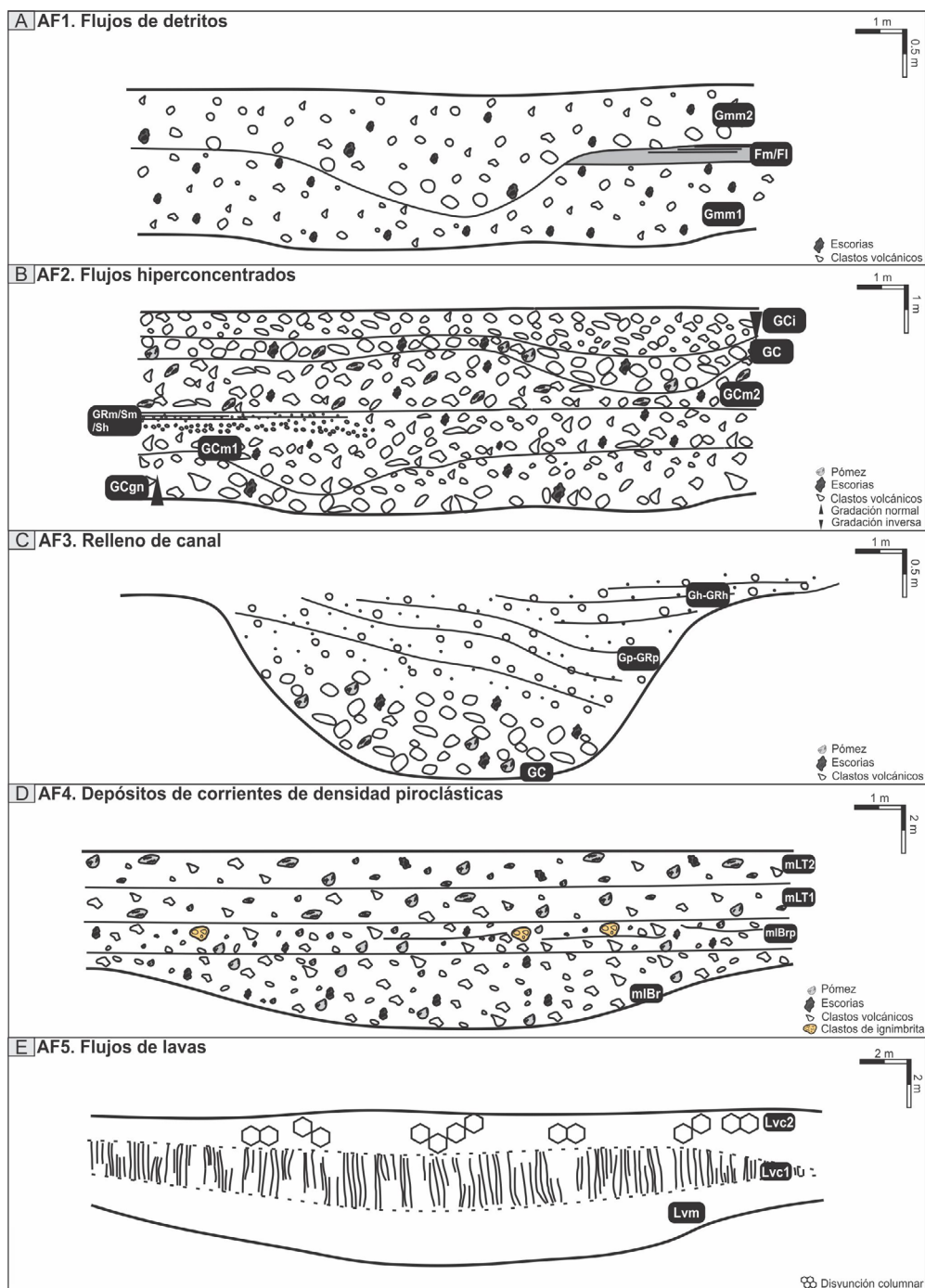


**Figura 3.** Perfil sedimentológico detallado de las secciones 1 y 2 (parcial) de la Formación Hualcupén. En las referencias se utiliza una gama de colores para representar las distintas facies. Los datos de paleocorrientes se presentan con el norte orientado hacia la parte superior de la figura.

**Figure 3.** Detailed sedimentary logs of the sections 1 and 2 (partial), Hualcupén Formation. The references use a range of colors to represent the different facial features. Paleocurrent data are presented with north oriented towards the top of the figure.

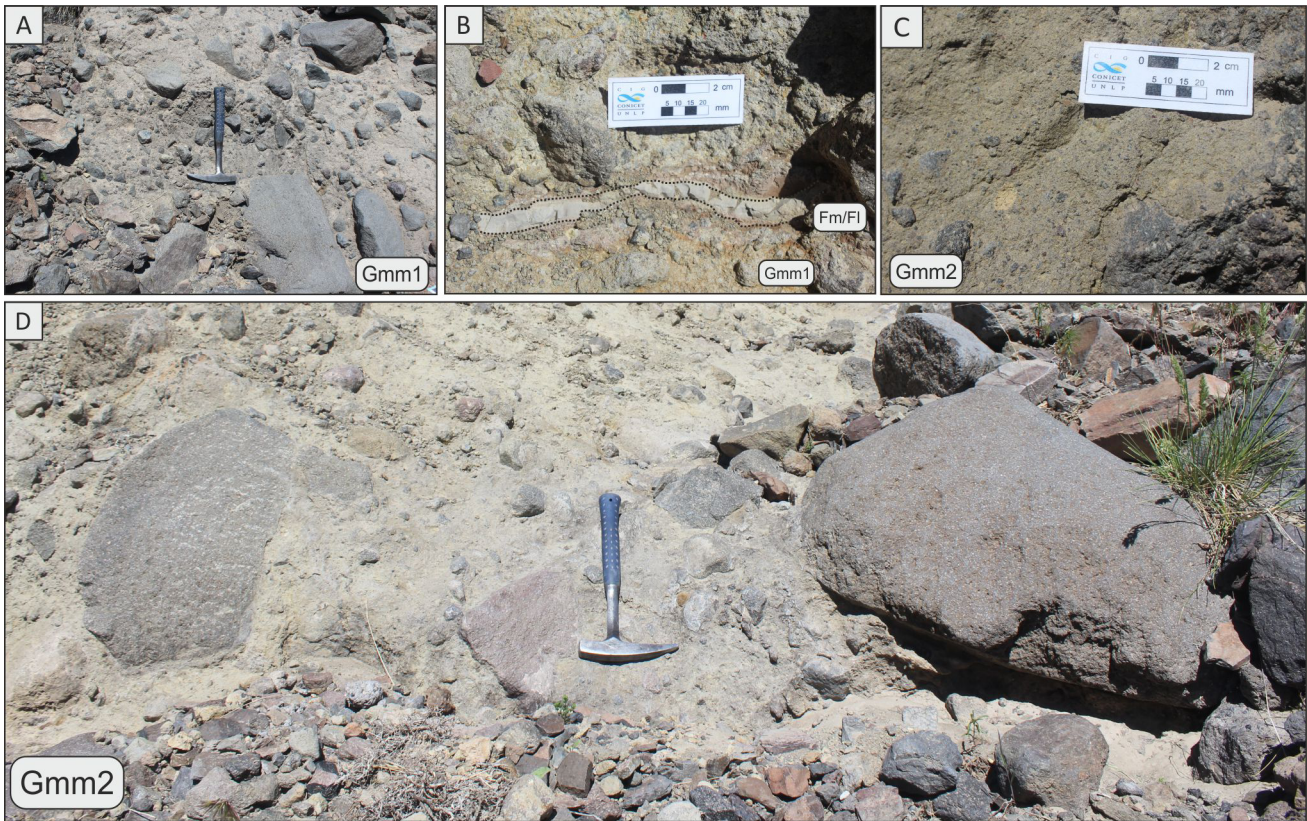
La generación de flujos de detritos está condicionada por la presencia de pendientes pronunciadas que favorecen los procesos gravitacionales, y la disponibilidad abundante de detritos y de agua. Los lahares pueden definirse como flujos gravitatorios que ocurren en ambientes volcánicos de elevadas pendientes, e incorporan detritos del sustrato a medida que recorren su trayecto (Reading, 1998; Németh y Martin, 2007; Capra *et al.*, 2004). En relación a las fuentes de agua, las mismas pueden ser varias, incluyendo desde lagos de cráter, derretimiento de hielo o nieve,

erupciones subglaciales y precipitaciones (Reading, 1998; Sigurdsson, 2000; Németh y Martin, 2007). Por otro lado, los lahares pueden ser contemporáneos con las erupciones volcánicas (llamados primarios o sin-eruptivos), posteriores a las mismas (secundarios o post-eruptivos; Sigurdsson, 2000), o bien, no estar vinculados directamente a erupciones (no eruptivos, Thouret y Lavigne, 2000). Si bien los depósitos de la AF1 pueden asociarse a eventos de lahares, la falta de rasgos diagnósticos no permite distinguir si corresponden a lahares sin-eruptivos, post-eruptivos o no eruptivos.



**Figura 4.** Representación gráfica esquemática de las cinco asociaciones de facies determinadas. **a)** AF1. Depósitos de flujos de detritos dominados por cuerpos tabulares a lentiformes conglomerádicos, con niveles pelíticos hacia el tope de los mismos. **b)** AF2. Depósitos de flujos hiperconcentrados compuesto por cuerpos lentiformes conglomerádicos, cuerpos tabulares sabulíticos, y en menor proporción, areniscas finas. **c)** AF3. Depósitos de relleno de canal, conformado por cuerpos lentiformes conglomerádicos y conglomerádicos-sabulíticos. **d)** AF4. Depósitos de corrientes de densidad piroclástica concentradas, conformados por brechas polimícticas y tobas lapillíticas. **e)** AF5. Colada lávica canalizada con desarrollo de estructura columnar hexagonal – pentagonal y cube-jointing.

**Figure 4.** Schematic graphic representation of the five identified facies associations. **a)** AF1. Debris flow deposits dominated by tabular to lenticular conglomeratic bodies, with fine-grained levels towards the top. **b)** AF2. Hyperconcentrated flow deposits composed of lenticular conglomeratic bodies, tabular sabulitic bodies, and, to a lesser extent, fine sandstones. **c)** AF3. Channel-fill deposits, composed of lenticular conglomeratic and conglomeratic-sabulitic bodies. **d)** AF4. Concentrated pyroclastic density current deposits, composed of polymictic breccias and lapilli tuffs. **e)** AF5. Channelized lava flow with development of hexagonal-pentagonal columnar and cube-jointing structures.



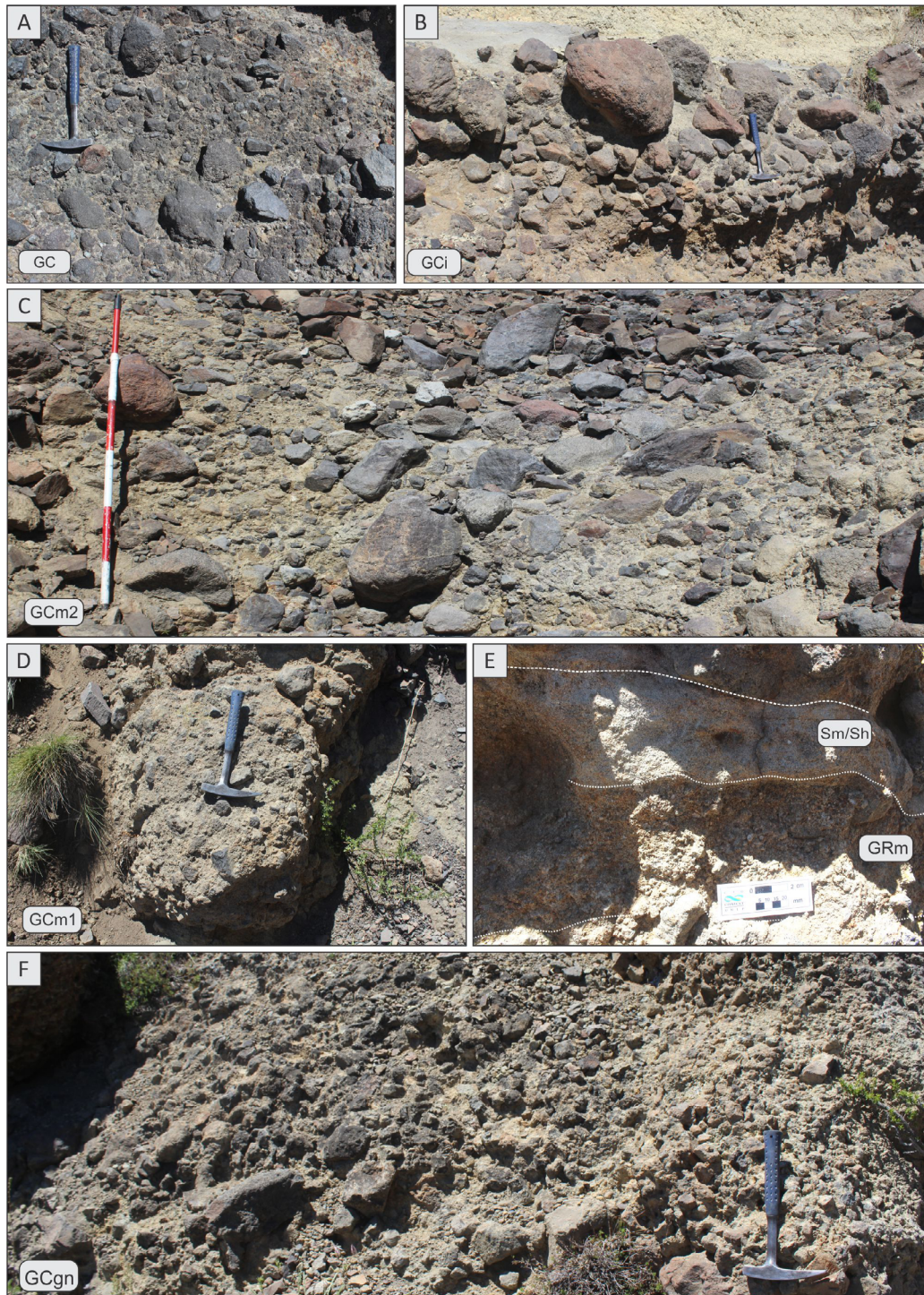
**Figura 5.** Asociación de Facies 1. **a)** Se visualiza la textura matriz sostén y en menor proporción clasto sostén, mala selección, clastos subredondeados a subangulosos y la variación de tamaño de clastos en la facies Gmm1; la piqueta tiene 33 cm de largo. **b)** Nivel tabular de 1 cm de espesor de las facies Fm/F1, al tope de la facies Gmm1. **c)** Presencia de pómez amarillentos en el esqueleto y en la matriz (mayormente) en la facies Gmm2. **d)** Presencia de eventuales clastos de mayor tamaño en la base de la facies Gmm2.

**Figure 5.** Facies Association 1. **a)** Matrix-supported texture and to a lesser extent the clast-support texture, poor sorting, subrounded to subangular clasts, and variable grain sizes observed in facies Gmm1; hammer is 33 cm long. **b)** Tabular layer, 1 cm thick, of facies Fm/F1 overlying facies Gmm1. **c)** Presence of yellowish pumice fragments within the framework and mostly in the matrix of facies Gmm2. **d)** Occasional larger clasts at the base of facies Gmm2.

**AF2. Flujos hiperconcentrados (facies GCgn, GCm1, GRm, Sm/Sh, GCm2, GC, GCi).** Se compone mayormente de cuerpos lentiformes conglomerádicos (GCgn, GCm1, GCm2, GC, GCi; Figs. 4 y 6) y, en menor proporción, de cuerpos tabulares sabulíticos (GRm) al tope de las facies GCm1 y de areniscas finas (Sm/Sh) al tope de las facies GRm (Fig. 6e; Material Suplementario). Los conglomerados lentiformes poseen base erosiva cóncava, techo plano, espesores variables entre 1 y 3 m, textura clasto sostén y moderada selección. Son conglomerados finos a gruesos, con clastos cuyo tamaño medio es de 5 a 15 cm y tamaño máximo de 50 cm, siendo subangulosos a subredondeados; con matriz areno-sabulítica. Internamente son cuerpos que exhiben gradación normal con concentración de clastos gruesos en la base (GCgn; Fig. 6f), gradación inversa (GCi; Fig. 6b) o sin gradación (GC, GCm2), con eventuales clastos de mayor tamaño en la base (GCm1).

Están compuestos mayormente por clastos volcánicos y, en menor proporción, por escorias y pómez (facies GCm2). La facies GRm presentan geometría tabular de 10 cm de espesor, presentan textura clasto sostén y de selección moderada; incluye clastos subangulosos de tamaño sabulítico y matriz areno-sabulítica. Internamente son cuerpos macizos y se componen mayormente de clastos volcánicos de composición intermedia a básica. A su vez, la facies Sm/Sh presenta geometría tabular de 10 cm de espesor, son clasto sostén, de selección moderada y clastos subangulosos. Se componen principalmente de areniscas macizas (Sm) o con estratificación horizontal (Sh).

Esta asociación de facies se encuentra dominada por depósitos macizos y gradados con selección moderada (facies GC, GCm1, GCm2, GCi, GCgn, GRm, Sm) y en menor proporción por depósitos con estructuras tractivas (facies Sh), indicando



**Figura 6.** Asociación de Facies 2. **a)** Se observa la textura clasto sostén, además de la selección moderada y la forma subangulosa a subredondeada de los clastos de la facies GC; la piqueta tiene 33 cm de largo. **b)** Gradación inversa en facies GCi. **c)** Conglomerados medianos a gruesos correspondientes a la facies GCm2, evidenciando a escala mayor textura clasto sostén; báculo de 1,5 m con divisiones cada 25 cm. **d)** Se visualiza la textura clasto sostén, la selección moderada y la angularidad de los clastos de la facies GCm1. **e)** Se observa un nivel tabular Sm + Sh al tope del nivel tabular GRm. **f)** Gradación normal, exhibiendo una concentración de clastos gruesos en la base para la facies GCgn.

**Figure 6.** Facies Association 2. **a)** Clast-supported texture, moderate sorting, and subangular to subrounded clasts observed in facies GC; hammer is 33 cm long. **b)** Inverse grading in facies GCi. **c)** Medium to coarse conglomerates corresponding to the GCm2 facies, showing clast support texture on a larger scale; 1,5 m measuring staff with 25 cm divisions. **d)** Clast-supported texture, moderate sorting, and angular clasts observed in facies GCm1. **e)** Tabular level of Sm + Sh overlying the tabular level of GRm. **f)** Normal grading, showing a concentration of coarse clasts at the base of facies GCgn.

la dominancia de flujos hiperconcentrados con participación subordinada de flujos acuosos diluidos, respectivamente (Smith, 1986; Reading, 1998; Capra *et al.*, 2004; Németh y Martín, 2007). La gradación inversa (GCi) sugiere la presencia de flujos granulares (Sohn, 1997). Los flujos hiperconcentrados se caracterizan por presentar alta descarga de sedimentos y agua (Beverage y Culbertson, 1964; Smith, 1986). Por otra parte, la presencia de cuerpos con geometría tabular a lentiforme, sugieren depositación en manto y en canales amplios, respectivamente. Estas características pueden asociarse, al igual que para la AF1, a eventos de lahares; a su vez, la falta de características diagnósticas no permite distinguir la presencia de lahares sin-eruptivos, post-eruptivos o no eruptivos (Sigurdsson, 2000; Thouret y Lavigne, 2000).

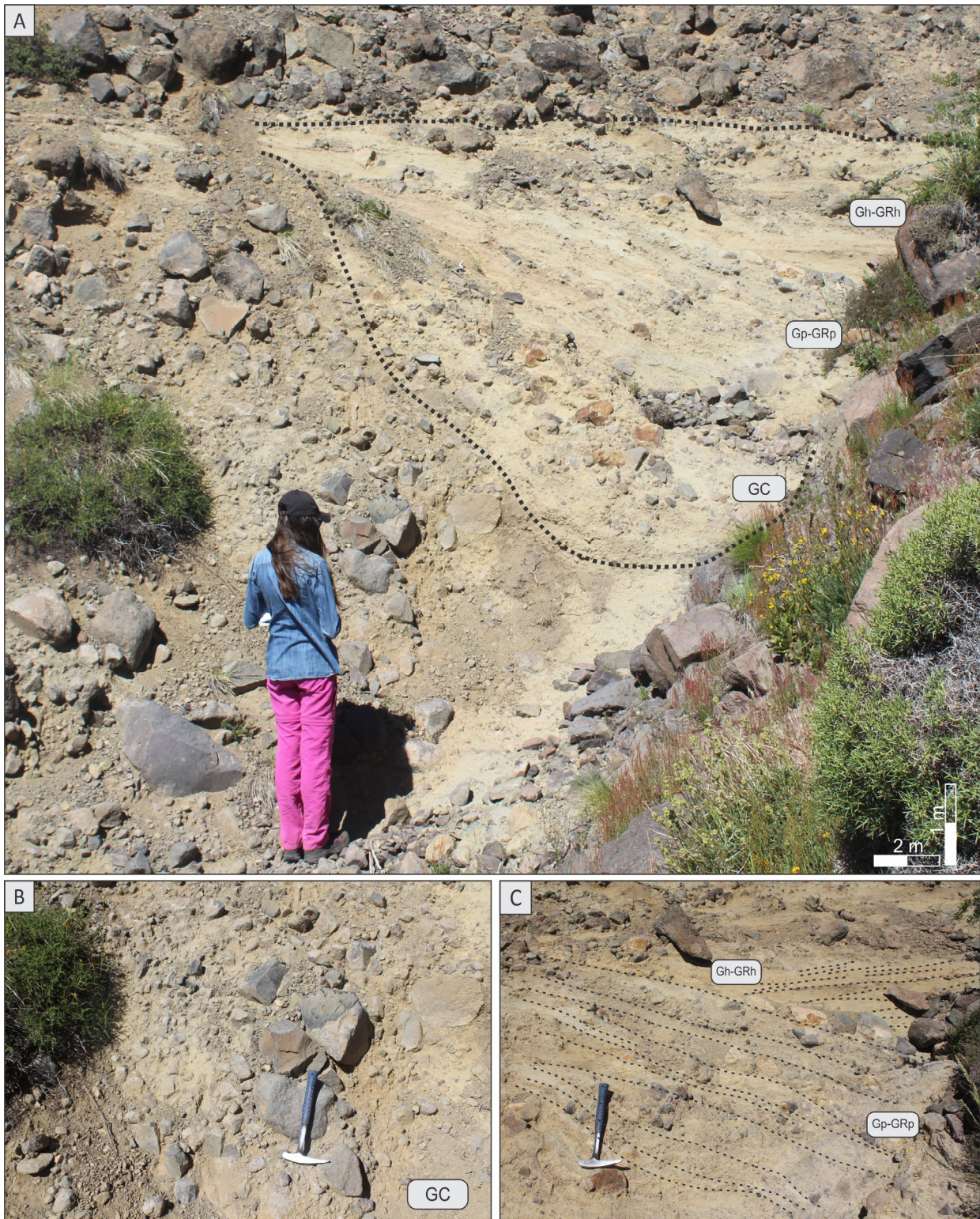
**AF3. Flujos fluidos (facies GC, Gp-GRp, Gh-GRh).** Se compone generalmente de cuerpos conglomerádicos de geometría lenticular con base erosiva (GC; Figs. 4 y 7a, b) y conglomerádicos-sabulíticos (Gp-GRp, Gh-GRh; Fig. 7a, c; Material Suplementario) de hasta 2 m de espesor. Los conglomerados son medianos a gruesos, clasto sostén y poseen moderada selección. El tamaño medio de los clastos es de 10-15 cm, alcanzando un valor máximo de 30 cm. Las sabulitas presentan clastos con tamaño promedio de 4 cm y tamaños máximos que alcanzan 25 cm (variación granulométrica dentro de la misma facies). Los clastos son subangulosos a subredondeados, siendo la matriz areno-sabulítica. Internamente son cuerpos macizos (facies GC), poseen estratificación entrecruzada planar (facies Gp-GRp) a horizontal-subhorizontal (facies Gh-GRh); y se componen mayormente de líticos volcánicos intermedios y en menor cantidad, por escorias. A su vez, se observa la presencia de pómez tanto en la matriz como en el esqueleto (cuyo tamaño es de 2-3 cm). Se midieron dos estaciones de paleocorrientes en depósitos pertenecientes a las facies Gp-GRp y Gh-GRh, indicando una dirección de flujo desde el O-NO hacia el E-SE. La posición estratigráfica de los datos puede observarse en el perfil sedimentológico (Fig. 3).

Existe un dominio de facies que presentan textura clasto sostén y selección moderada a buena, indicando la presencia dominante de flujos acuosos diluidos (facies Gp, GRp, Gh, GRh) con escasa participación de flujos hiperconcentrados (facies GC). La geometría lenticular con base erosiva indicaría la presencia de flujos unidireccionales y canalizados (Miall, 1996). Esta asociación de facies se puede vincular con

procesos aluviales en sentido amplio, cuyos depósitos constituyen en su conjunto el relleno de un canal fluvial asociado con una disminución temporal en la energía del agente de transporte. Esto se puede interpretar a través del tamaño de grano y las estructuras sedimentarias observadas. Por tanto, el pasaje de base del canal o de barras de fondo de canal (facies GC), a facies que evidencian migración de formas de lecho de dunas 2D (megaóndulas bidimensionales) (facies Gp-GRp), a capa plana probablemente de alto régimen de flujo (facies Gh-GRh), registran el fenómeno de relleno y colmatación de un canal aluvial/fluvial (Miall, 1996). Es importante mencionar que paleocanales similares a los descritos, con base conglomerádica y laminación horizontal al techo, en conjunto con la presencia de conglomerados entrecruzados, se asocian a eventos de alta energía desencadenados por fusión de nieve o glaciares en condiciones eruptivas (Spalletti y Colombo, 2019).

**AF4. Depósitos de corrientes de densidad piroclásticas (facies mlBr, mlBrp, mL1, mL2).** Se compone mayormente por cuerpos lentiformes con base cóncava y techo plano, con espesores que varían entre 2 y 32 m. Se destacan cuerpos compuestos por brechas polimícticas (facies mlBr y mlBrp; Figs. 4 y 8) y cuerpos conformados por tobas lapillíticas macizas (facies mL1 y mL2; Fig. 8; Material Suplementario), de textura matriz sostén y mala selección.

Las facies de brechas polimícticas son cuerpos macizos, aunque eventualmente exhiben estratificación horizontal difusa con concentración basal de líticos al igual que en la facies mlBrp (Fig. 8d). Predominan líticos volcánicos subangulosos a subredondeados con tamaños de hasta 1 m. Además, poseen pómez y escorias subredondeadas, ambos con tamaños de 2 a 6 cm, diferenciándose por las coloraciones grisácea y rojiza que caracteriza a los pómez y a las escorias, respectivamente. En términos porcentuales, existe un predominio de líticos volcánicos intermedios a básicos que representan un 40%, pómez en un 5% y escorias en un 3%. La matriz ocupa el 52% restante y su composición es similar al esqueleto, aunque eventualmente puede presentar hasta un 30% de pómez (facies mlBrp). Por el contrario, las facies mL1 y mL2 son tobas lapillíticas macizas, matriz sostén, en las cuales se observan fragmentos pumíceos. El esqueleto está conformado por pómez de coloración amarillenta (mL1) o eventualmente blanquecina (mL2), redondeados a levemente elongados de 1 a 3



**Figura 7.** Asociación de Facies 3. **a)** Vista panorámica de un cuerpo lentiforme con base cóncava y techo plano. **b)** Detalle de la facies GC, mostrando principalmente la textura y la coloración amarillenta por la presencia de pómez en matriz y esqueleto; la piqueta tiene 33 cm de alto. **c)** Detalle de las facies Gp-GRp y Gh-GRh; notar la presencia de estratificación entrecruzada planar horizontal-subhorizontal en los sectores inferior y superior, respectivamente.

**Figure 7.** Facies Association 3. **a)** Panoramic view of a lenticular body with a concave base facing upwards and a flat roof. **b)** Detail of facies GC, showing the texture and yellowish coloration due to the presence of pumice in both the matrix and the framework; hammer is 33 cm long. **c)** Detail of facies Gp-GRp and Gh-GRh, showing planar cross-bedding and horizontal to subhorizontal stratification in the lower and upper sectors, respectively.

cm de tamaño máximo (Fig. 8g), además pueden poseer escorias rojizas (mLT2) y líticos volcánicos, cuyos clastos son subangulosos de 1 hasta 6 cm y de variada composición. En términos porcentuales, dominan los vitroclastos (los pómez constituyen el 50% de la matriz y el 30% del esqueleto, y escorias en las facies mLT2 en proporciones <5%) sobre los líticos volcánicos (aproximadamente 15-20%).

Sobre la base de las características texturales y composicionales se infiere la depositación a partir de corrientes de densidad piroclásticas (CDP), siendo las mismas corrientes controladas por la gravedad con alta proporción de sólidos en su sector basal conformando un depósito agradante. Son corrientes generadas comúnmente durante erupciones explosivas, siendo capaces de propagarse varias decenas de kilómetros desde el centro emisor (Druitt, 1998; Freundt *et al.*, 2000; Valentine y Fisher, 2000; Branney y Kokelaar, 2002; Roche *et al.*, 2013). Las corrientes de densidad piroclásticas se asocian a distintos procesos volcánicos como por ejemplo el colapso gravitacional de columnas eruptivas vinculadas a edificios volcánicos durante erupciones Plinianas/Subplinianas; o también pueden estar asociadas a la formación de calderas, entre otros procesos (Roche, 2015). A su vez, se evidencia la presencia de un flujo basal denso con mayor concentración y tamaño de líticos para las facies mlBr y mlBrp, respecto a las facies mLT1 y mLT2 (Druitt, 1998; Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio *et al.*, 2014; Cas *et al.*, 2024).

Por otra parte, la estratificación horizontal difusa podría estar evidenciando procesos de transformación de las características de los flujos asociados, debido a que el desarrollo de estratificación refleja una corriente piroclástica de baja turbulencia (Branney y Kokelaar, 2002). La presencia de pómez no deformado y con escaso a nulo soldamiento sugiere que la ignimbrita se depositó por debajo de la temperatura de transición del vidrio. La alta concentración de líticos de gran tamaño en las facies mlBr y mlBrp, puede estar asociada con la incorporación de los mismos a partir del conducto volcánico, o bien, pueden ser incorporados desde el sustrato, denominados en este caso, como “líticos accidentales” (Roche, 2015).

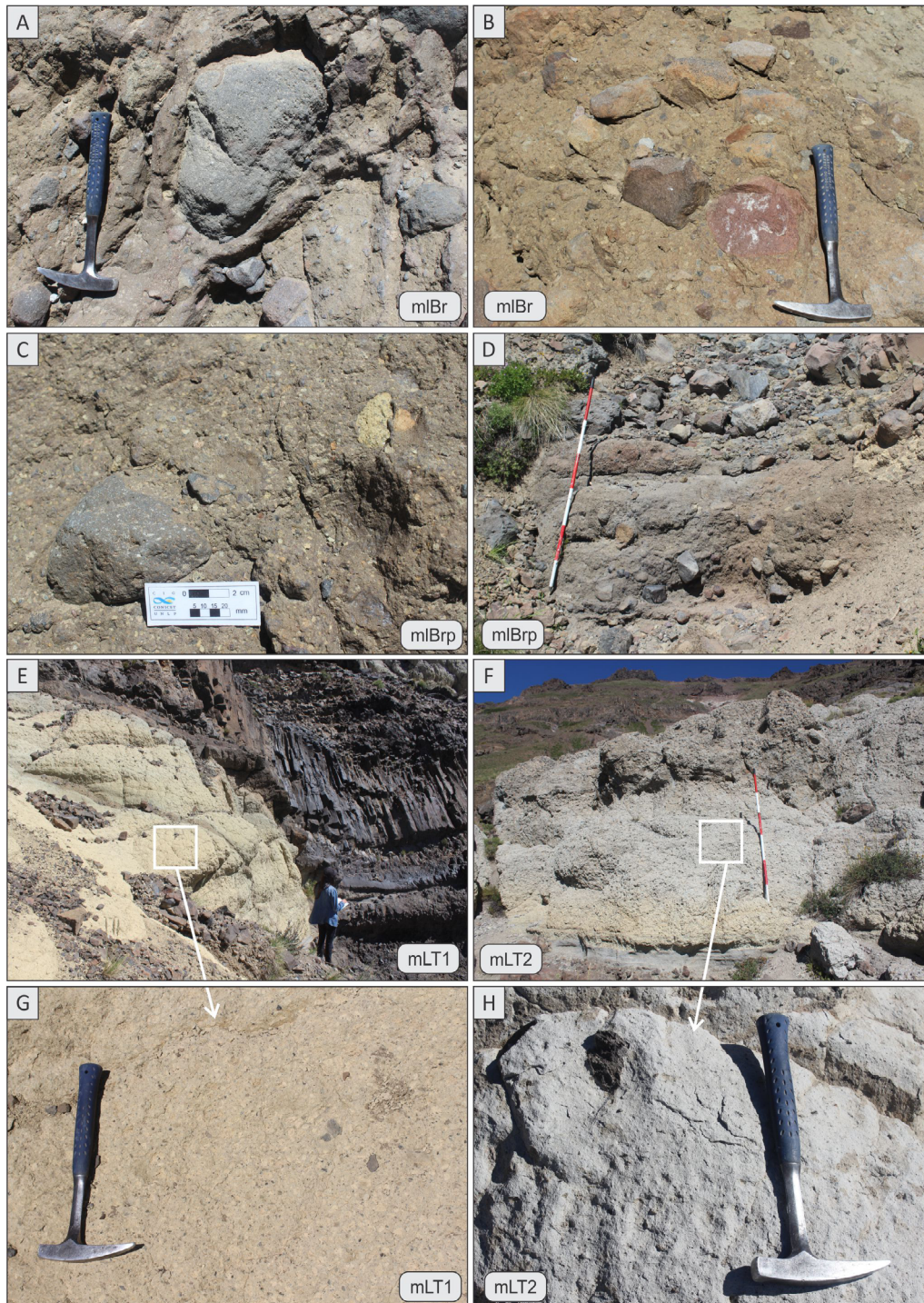
**AF5. Flujos de lavas (facies Lvm, Lvc1, Lvc2).** Esta asociación de facies lávicas (Lvm, Lvc1 y Lvc2; Figs. 4 y 9; Material Suplementario) conforma un único cuerpo con un espesor máximo de 15 m, con base lenticular cóncava y techo plano. Lateralmente el espesor se

reduce a 6-7 m, a unos 30 m de distancia horizontal del sitio con espesor máximo. Presenta textura afanítica a porfírica, con pasta de coloración negra y fenocristales de hasta 1-2 mm de plagioclasa y mafitos, indicando que se trata de lavas feno-andesíticas o feno-basálticas. Las facies se diferencian por su estructura, siendo Lvm maciza, mientras que Lvc1 presenta estructura columnar, con columnas verticales a subverticales, ancho de 60 cm y longitud de 6 m. En cambio, la facies Lvc2 presenta el desarrollo de columnas curvadas de sección hexagonal o pentagonal. Asimismo, las fracturas o uniones en forma cúbica ubicadas en la parte superior de los cuerpos lávicos, se denominan como *cube-jointing* (Forbes *et al.*, 2014). Las tres facies mencionadas presentan una ubicación específica en el cuerpo lenticular, reconociéndose de base a techo las facies Lvm, Lvc1 y Lvc2.

Se considera que esta asociación de facies representa un flujo de lava con estructuras y fracturas que están relacionadas a un enfriamiento rápido, como la disyunción columnar (facies Lvc1; Fig. 9a) y la estructura *cube-jointing* (facies Lvc2; Fig. 9b). La geometría del cuerpo lávico sugiere derrames canalizados, aprovechando un relieve previo. La estructura columnar típica de la disyunción columnar se genera por la contracción térmica del depósito durante el enfriamiento del mismo, siendo perpendicular al foco frío (Hamada y Toramaru, 2020). La disyunción columnar evidencia un enfriamiento rápido que puede asociarse a condiciones tanto subaéreas como subácuas o subglaciales. En cambio, en la facies Lvc2, la fracturación de tipo *cube-jointing* y en entablatura con desarrollo de columnas curvadas sugieren el contacto de la lava con una fuente fría, como agua de un río o por derretimiento de un glaciar (Lyle, 2000; Forbes *et al.*, 2014). Por tanto, la distribución espacial de las facies Lvm, Lvc1 y Lvc2, indican una tasa de enfriamiento que va aumentando hacia el techo de la colada, con mayor participación de agua infiltrando la colada lávica hacia el tope y produciendo en consecuencia un patrón más denso de fracturación.

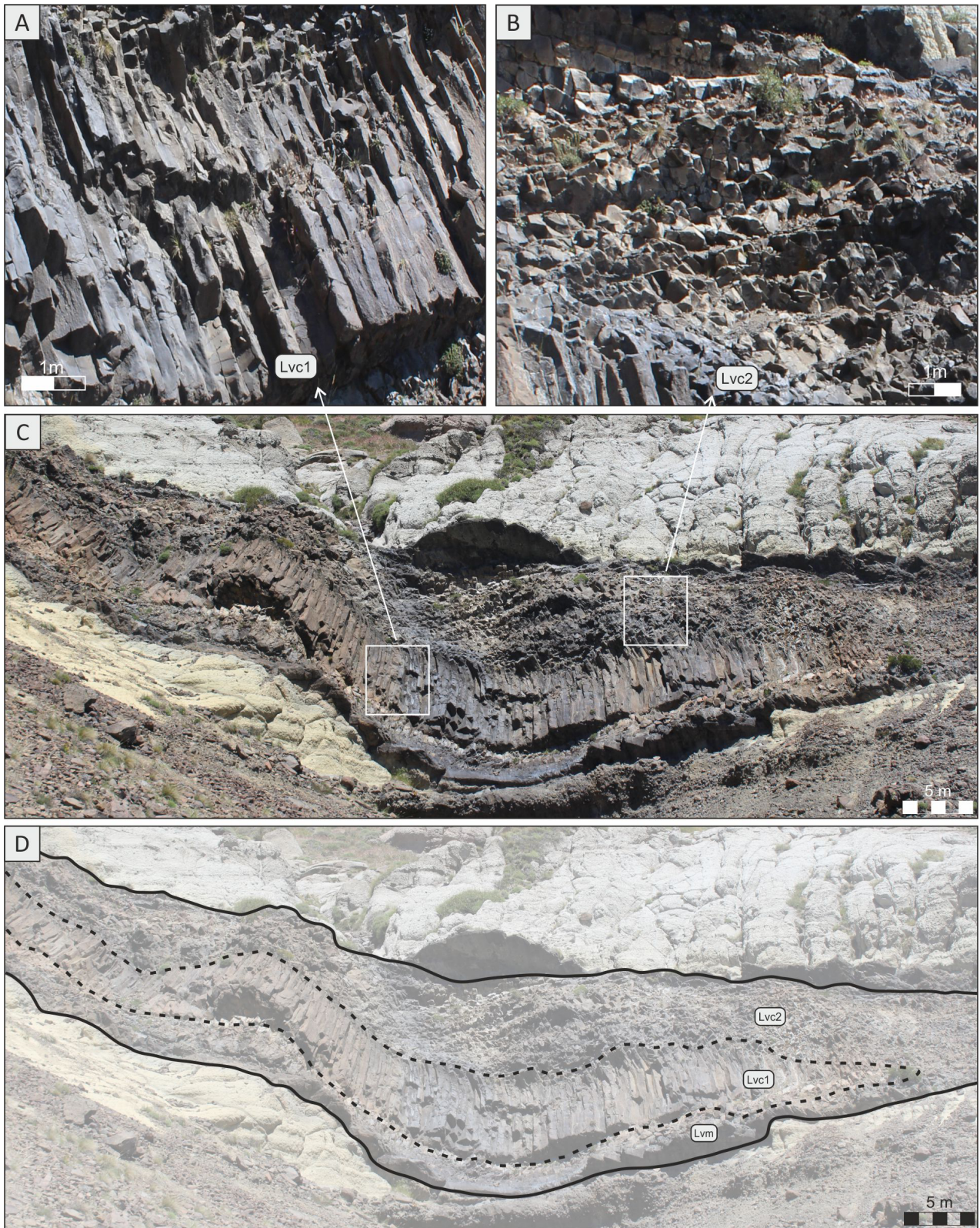
## DISCUSIÓN

El ambiente de acumulación registrado en las secciones 1 y 2 de la Formación Hualcupén en el área estudiada se puede inferir a partir del análisis de facies desarrollado. Si bien trabajos previos han abordado el estudio de dicha unidad, existen escasas interpretaciones paleoambientales que permitan entender el ambiente



**Figura 8.** Asociación de Facies 4. **a)** Facies de brechas polimícticas (mIBr); la piqueta tiene 33 cm de largo. **b)** Se observa el tamaño variable de los clastos volcánicos de la facies mIBr, con forma subangular a subredondeada. **c)** Mayor proporción de pómez en la matriz (hasta un 20- 30%) en la facies mIBrp, con respecto a la facies mIBr. **d)** Estratificación horizontal difusa y concentración de clastos gruesos en la base de la facies mIBrp; báculo de 1,5 m con divisiones cada 25 cm. **e)** Variación de espesor de la facies mLT1; la persona erguida tiene 1,63 m de altura. **f)** Coloraciones amarillenta y blanquecina en las partes inferior y media-superior del cuerpo de la facies mLT2, respectivamente. **g)** Fotografía de detalle de la facies mLT1. **h)** Detalle de la facies mLT2.

**Figure 8.** Facies Association 4. **a)** Polymictic breccia facies (mIBr); hammer is 33 cm long. **b)** Volcanic lithic clasts in facies mIBr showing a range of sizes and subangular to subrounded shapes. **c)** Increased pumice content in the matrix (up to 20–30%) in facies mIBrp, with respect to the mIBr facies. **d)** Diffuse stratification and concentration of coarse clasts at the base of facies mIBrp; 1,5 m measuring staff with 25 cm divisions. **e)** Thickness variation of facies mLT1; upright person is 1.63 m high. **f)** Yellowish and whitish colorations in the lower middle to upper parts of the mLT2 facies body. **g)** Detailed photograph of facies mLT1. **h)** Detail of facies mLT2.



**Figura 9.** Asociación de Facies 5. **a) y b).** Se identifican facies Lvm con estructura maciza, facies Lvc1 con estructura columnar y facies Lvc2 con estructura hexagonal/pentagonal. **c) y d).** Cuerpo lávico de geometría lenticular de hasta 15 m de potencia. La figura d) es un esquema interpretativo de la figura c), delimitando la geometría y la relación estratigráfica entre las distintas facies volcánicas.

**Figure 9.** Facies Association 5. **a) and b).** The Lvm facies with a solid structure, the Lvc1 facies with a columnar structure, and the Lvc2 facies with a hexagonal/pentagonal structure are identified. **c) and d).** Lava body of lenticular geometry up to 15 m in height. Figure d) is an interpretative diagram of figure c), delimiting the geometry and stratigraphic relationship between the different volcanic facies.

volcánico/sedimentario que caracteriza a estos depósitos. Aunque los datos presentados en este trabajo son areal y estratigráficamente restringidos, nuestras interpretaciones coinciden parcialmente con las propuestas previas. La amplia distribución regional que poseen los depósitos implica que la depositación de esta unidad no puede vincularse con la construcción de un único edificio volcánico con un conducto central, como los típicos estratovolcanes del arco adyacente. En cambio, la acumulación posiblemente estaría relacionada con un campo volcánico o volcán compuesto (*compound* o *massif*; Silva y Lindsay, 2015) asociado a procesos sedimentarios. Estos procesos indicarían paisajes con grandes pendientes topográficas y flujos gravitacionales, posiblemente asociados al desarrollo del arco volcánico Andino, y su región aledaña.

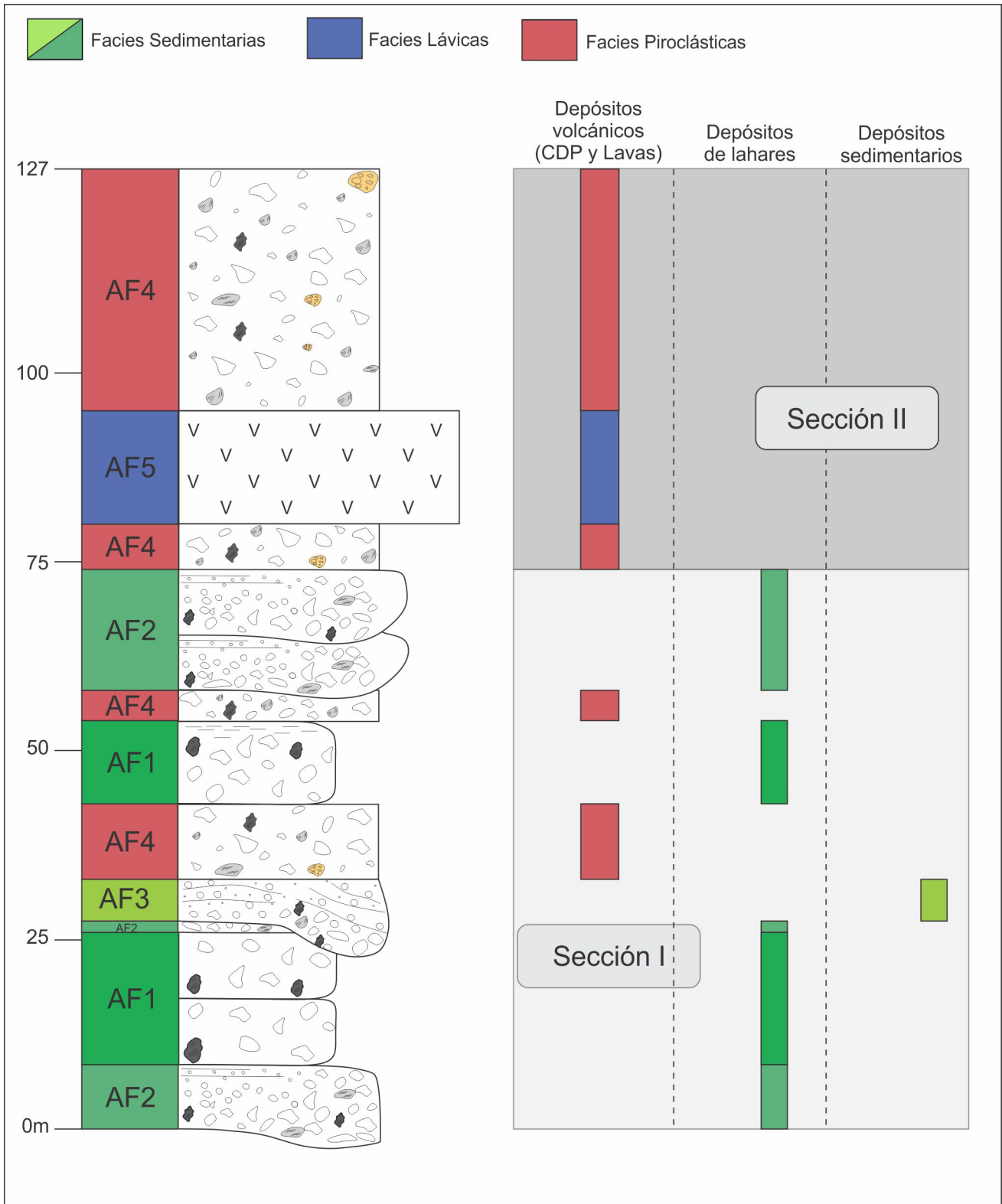
La Sección 1 se compone mayormente de facies sedimentarias y, en menor proporción, de facies piroclásticas. El predominio de las AF1 y AF2 indican la ocurrencia frecuente de flujos gravitacionales de detritos a flujos hiperconcentrados, que pueden ser interpretados como eventos de lahares. En menor proporción, se desarrollan sucesiones sedimentarias canalizadas dominadas por flujos acuosos diluidos (AF3), con arreglos típicos de rellenos de canales. Esta sección también presenta facies piroclásticas, evidenciando típicos depósitos de corrientes de densidad piroclásticas concentradas con alta proporción de líticos provenientes de la erosión del conducto emisor o incorporados desde el sustrato (AF4). Este arreglo vertical implica, para la Sección 1, un ambiente con dominio de procesos de retrabajo sedimentario de productos volcánicos, y subordinadamente de depósitos piroclásticos. Es importante mencionar la variabilidad temporal de los procesos involucrados, desde procesos abruptos como las corrientes piroclásticas y los flujos de detritos (Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio *et al.*, 2014), hasta procesos de mayor duración como los de relleno de canal (Miall, 1996; Paredes *et al.*, 2016; Paredes, 2022).

La Sección 2 comprende facies mayormente volcánicas con predominio de sucesiones piroclásticas asociadas a corrientes de densidad piroclásticas concentradas (AF4) y flujos lávicos (AF5). La colada lávica de la AF5 presenta un patrón de diaclasamiento de base a techo (desde columnar a *cube-jointing* y entablatura), que evidencia la interacción entre la lava y una fuente fría, como agua de un río o de un glaciar (Lyle, 2000; Forbes *et al.*, 2014).

Considerando el análisis previo, se puede interpretar que la sucesión analizada se desarrolló en un ambiente de interacción volcano-sedimentario (Fig. 10). Para estos ambientes, diversos autores (e.g., Smith, 1991; Németh y Palmer, 2019) proponen la presencia de períodos sin-eruptivos, e inter-eruptivos. Los primeros, se caracterizan por el dominio de procesos eruptivos tanto explosivos (corrientes de densidad piroclásticas) como efusivos (lavas), y la presencia subordinada de procesos sedimentarios de retrabajo de los productos volcánicos, mayormente a través de procesos de flujos de detritos y en menor medida flujos hiperconcentrados a acuosos diluidos con dominio de carga de fondo (Smith, 1991). En cambio, los períodos inter-eruptivos están dominados por procesos sedimentarios con alta proporción de procesos acuosos diluidos “normales” con un bajo a nulo impacto de procesos y productos volcánicos primarios (Smith, 1991).

En lo que refiere al análisis de la sección inferior de la Formación Hualcupén realizado en este trabajo, la Sección 1 se encuentra dominada por procesos de retrabajo sedimentario de productos volcánicos, entre los cuales hay mayor participación de flujos de detritos y de forma subordinada flujos hiperconcentrados a acuosos diluidos. Esto sumado a la presencia de depósitos volcánicos primarios (CDP) intercalados permite interpretar un período de sedimentación sin-eruptiva. Respecto a la Sección 2, la exclusiva participación de productos volcánicos primarios (explosivos y efusivos) indica un incremento en la actividad volcánica en el tiempo. La intensa actividad volcánica registrada en la Sección 2 podría ser la responsable de la ausencia o ahogamiento de los sistemas sedimentarios por influjo del material primario, como ha sido observado en numerosos trabajos (Smith, 1986, 1987, 1991; Umazano *et al.*, 2014, 2022; Paredes *et al.*, 2015).

Es evidente que más estudios deberán desarrollarse para entender de una manera más completa y holística el ambiente de acumulación de la Formación Hualcupén y las relaciones e interacciones entre procesos volcánicos y sedimentarios. Quedan aún numerosos interrogantes sobre el ambiente depositacional de la formación de interés, por lo que futuros estudios que integren el análisis de esta unidad en diferentes localidades son necesarios para poder interpretar de una manera más sólida el ambiente de acumulación.



**Figura 10.** Perfil sintético integrador de las cinco asociaciones de facies identificadas, en el que se diferencian los distintos tipos de depósitos que las componen.

**Figure 10.** Integrated synthetic profile of the five identified facies associations, in which the different types of deposits that make them up are differentiated.

## CONCLUSIONES

Los depósitos estudiados de la sección inferior de la Formación Hualcupén, denominados secciones 1 y 2, exhiben el predominio de rocas sedimentarias, piroclásticas y lávicas, acumuladas en un entorno continental volcanogénico. La sucesión analizada representa un ambiente de interacción volcano-sedimentaria, caracterizado por la coexistencia de procesos volcánicos primarios y procesos sedimentarios de retrabajo de productos volcánicos. La Sección 1 registra un período de sedimentación sin-eruptiva, caracterizado principalmente por procesos de retrabajo sedimentario, principalmente flujos de detritos y de forma subordinada flujos hiperconcentrados a acuosos diluidos, intercalados con depósitos volcánicos primarios. La suprayacente Sección 2 está compuesta por depósitos volcánicos piroclásticos y lávicos, indicando un incremento en la intensidad de la actividad volcánica en el tiempo, que habría sido el causante de la ausencia o del ahogamiento de sistemas sedimentarios.

**Agradecimientos.** Los autores agradecen al Dr. Iván A. Petrinovic por sus valiosas contribuciones a la redacción y discusión de este artículo. Este trabajo fue financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (PICT 2017-1747 y PIP 2021-2023 11220200103143CO). Agradecen a la Dra. M. Sol Raigemborn por sus comentarios y sugerencias como editora, y a los Dres. Aldo Martín Umazano y José Matildo Paredes por sus atentas revisiones y sugerencias positivas, que han mejorado sustancialmente la calidad del manuscrito original.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Baez, A. D., Baez, W., Caselli, A. T., Martini, M. A., y Sommer, C. A. (2020). The glaciovolcanic evolution of the Copahue volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Argentina-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 396, 106866. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106866>
- Balbis, C., Petrinovic, I. A., y Guzmán, S. (2016). A contribution to the hazards assessment at Copahue volcano (Argentina-Chile) by facies analysis of a recent pyroclastic density current deposit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32/, 288–298. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.08.009>
- Beverage, J. P., y Culbertson, J. K. (1964). Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division*, 90, 117–128. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0001128>
- Bossi, G. E. (1998). Una alternativa en aloestratigrafía. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 5(2), 71–95.
- Branney, M., y Kokelaar, P. (2002). *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. Geological Society, London.
- Bucher, J., del Papa, C., Hernando, I.R., y Almada, G. (2024). Upper-flow-regime deposits related to glacio-volcanic interactions in Patagonia: Insights from the Pleistocene record in Southern Andes. *Sedimentology*, /1, 2314–2334. <https://doi.org/10.1111/sed.13216>
- Capra, L., Poblete, M., y Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 351–369. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00413-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00413-X)
- Cas, R., Wright, J. V., y Giordano, G. (2024). Terminology for volcanic deposits and rocks. En R. Cas, G. Giordano y J. V. Wright (Eds.), *Processes, Deposits, Geology and Resources* (pp. 1121–1160). Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-66613-6>
- Druitt, T.H. (1998). Pyroclastic density currents. En J. S. Gilbert y R. S. J. Sparks (Eds.), *Geological Society of London Special Publications* (145, pp. 145–182). The Geological Society. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP1996.145.01.08>
- Folguera, A., y Ramos, V.A. (2000). Control estructural del volcán Copahue (38°S–71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36–39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55, 229–244.
- Forbes, A., Blake, S., y Tuffen, H. (2014). Entablature: Fracture types and mechanisms. *Bulletin of Volcanology*, /6, 820. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0820-z>
- Freundt, A., Wilson, C.F.N., y Carey, S.N. (2000). Ignimbrites and block and ash flow deposits.
- En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of volcanoes* (pp. 581–600). Academic Press.
- González, O., y Vergara, M. (1962). Reconocimiento geológico de la Cordillera de Los Andes entre los paralelos 35° y 38° S. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 24, 1–119.
- González Díaz, E. (2005). Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 72–87.
- Groeber, P. (1925). La región de Copahue y su glaciación diluvial. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, 1(3), 92–110.
- Hamada, A., y Toramaru, A. (2020). Analogue experiments on morphological transition from colonnade to entablature of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 402, 106979. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106979>
- Hernando, I. R., Bucher, J., y del Papa, C. E. (2021). Unraveling the timing of the Caviahue depression, Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the sedimentary infill. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 2541–2558. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01936-3>
- Hernando, I. R., Petrinovic, I. A., Guzman, S. R., Calvo, L., Bucher, J., y Balbis, C. (2022). Emplacement and eruptive style of high-grade ignimbrites from fissure vents: The Las Mellizas Ignimbrite, Caviahue-Copahue volcanic complex, southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42/: 107571. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107571>
- Hildreth, W., y Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 98, 455–489. <https://doi.org/10.1007/BF00372365>

- Lavenu, A., y Cembrano, J. (1999). Compressional-and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669–1691. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00111-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00111-X)
- Linares, E., Ostera, H. A., y Mas, L. C. (1999). Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3), 240–247.
- Lyle, P. (2000). The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows. *Journal of the Geological Society*, 15(4), 715–722. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.4.715>
- Mazzoni, M. M. (1998). *Rocas piroclásticas secundarias. Relación temporal* [Resumen]. VII Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, Argentina.
- Mazzoni, M., y Licitra, D. (2000). Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3), 188–200.
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 66–88. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.
- Muñoz, J., y Stern, C. (1988). The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 147–161. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90032-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90032-6)
- Muñoz Bravo, J. O., Stern, Ch., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs M. F., y Frey, F. A. (1989). El vulcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34°-39° de Los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4), 270–283.
- Naranjo, J. A., y Polanco, E. (2004). The 2000 AD eruption of Copahue volcano, southern Andes. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 279–292. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200007>
- Németh, K., y Martin, U. (2007). *Practical Volcanology: Lectures notes for understanding volcanic rocks from field-based studies*. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 207. Németh, K., y Palmer, J. (2019). Geological mapping of volcanic terrains: Discussion on concepts, facies models, scales, and resolutions from New Zealand perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 385, 27–45. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.028>
- Paredes, J. M., Foix, N., Allard, J. O., Colombo, F. y Tunik, M. A. (2015). Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2, 38–58.
- Paredes, J. M., Foix, N., y Allard, J. O. (2016). Sedimentology and alluvial architecture of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Golfo San Jorge Basin: Outcrop analogues of the richest oil-bearing fluvial succession in Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 2, 317–335. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.02.013>
- Paredes, J. M. (2022). *Sistemas Fluviales: Organización, Evolución e Importancia Económica*. Asociación Geológica Argentina.
- Petrinovic, I. A., D'Elia, L., Páez, G., Balbis, C., Guzmán, S., Villarosa, G., y Carniel, R. (2014a). Depósito de corriente piroclástica reciente (1963–1964 AD? - 1976 AD?) del volcán Copahue (I): evidencias geológicas de campo y edad radiocarbónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(1), 139–142.
- Petrinovic, I. A., Villarosa, G., D'Elia, L., Guzmán, S., Páez, G. N., Outes, V., Manzoni, C., Delmónico, A., Balbis, C., Carniel, R., y Hernando, I. R. (2014b). La erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: Caracterización del ciclo eruptivo y sus productos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(2), 161–173.
- Petrinovic, I. A., Hernando, I. R., y Guzmán, S. R. (2021). Miocene to recent collapse calderas of the Southern and Central Volcanic zones of the Andes and their tectonic constraints. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 2399–2434. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01974-x>
- Petrinovic, I. A., Hernando, I. R., y Martí Molist, J. (2026). Geological and volcanological constraints on a long-lived and multi-stage collapse caldera: The Caviahue caldera, southern volcanic zone of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 1/1, 105922. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105922>
- Pesce, A. (1989). Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44, 307–327.
- Reading, H.G. (1998). *Sedimentary Environments: Processes, facies and stratigraphy* (3rd ed.). Blackwell Science.
- Roche, J. R., Macdonald, K. A., Schütz, K. E., Matthews, L. R., Verkerk, G. A., Meier, S., Loor, J. J., Rogers, A. R., McGowan, J., Morgan, S. R., Taukiri, S., y Webster, J. R. (2013). Calving body condition score affects indicators of health in grazing dairy cows. *Journal of Dairy Science*, 96(9), 5811–5825. <https://doi.org/10.3168/jds.2013-6600>
- Roche, O. (2015). Nature and velocity of pyroclastic density currents inferred from models of entrainment of substrate lithic clasts. *Earth and Planetary Science Letters*, 418, 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.001>
- Rosenau, M., Melnick, D., y Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25, TC4013. <https://doi.org/10.1029/2005TC001943>
- Sigurdsson, H. (2000). Explosive volcanism. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of volcanoes* (pp. 581–600). Academic Press.
- Silva, S., y Lindsay, J. M. (2015). Primary volcanic landforms. En H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix y S. McNutt (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 273–297). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>
- Smith, G. A. (1986). Coarse-grained non-marine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1–10. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97%3C1:CNVSTA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97%3C1:CNVSTA%3E2.0.CO;2)
- Smith, G. A. (1987). The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. *Journal of Sedimentary Research*, 57, 613–629. <https://doi.org/10.1306/212F8BBB-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Smith, G. A. (1991). Facies sequences y geometries in continental volcanoclastic sediments. En R. V. Fisher y G. A. Smith

- (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings* (45, pp. 109–121). Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.91.45.0109>
- Sohn, Y. K. (1997). On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 6(3), 502–509. <https://doi.org/10.1306/D42685AE-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Spalletti, L. A., y Colombo Piñol, F. (2019). Arquitectura de las facies intereruptivas y sineruptivas en un paleovalle andino del Cuaternario: la Formación Huarenchenque en el oeste de Argentina. *Andean Geology*, 46(3), 471–489. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeov46n3-3170>
- Sruoga, P., y Consoli, V. (2011a). Nueva edad Ar/Ar para la Formación Las Mellizas. Implicancias en la evolución del complejo Caviahue-Copahue (3°51'S, /1°09'O) [Resumen]. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Sruoga, P., y Consoli, V. (2011b). El volcán Copahue. En H. A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, J. M. Vallés (Eds.), *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 613–620). Asociación Geológica Argentina.
- Sruoga, P., Jara Aburto, G., Kaufman, J. F., y Elissondo, M. (2022). *Geocronología Ar40/Ar39 del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, Neuquén, Argentina* [Resumen]. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Argentina.
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D. M., y Sarocchi, D. (2014). Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36–65. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.014>
- Thouret, J. C., y Lavigne, F. (2000). Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano- hydrologic flows. En R. V. Fisher y G. A. Smith, (Eds.), *Volcaniclastic rocks: From magma to sediments* (pp.151–174). Gordon and Breach Science Publishers.
- Umazano, A. M., Melchor, R. N., Bedatou, E., Bellosi, E. S., y Krause, J. M. (2014). Fluvial response to sudden input of pyroclastic sediments during the 2008–2009 eruption of the Chaitén Volcano (Chile): The role of logjams. *Journal of South American Earth Sciences*, 54, 140–157. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.007>
- Umazano, A. M., Bedatou, E., Krause, J. M., Bellosi, E. S., y Villegas, P. M. (2022). Improving the facies model for syn-eruptive fluvial successions: lessons from the Chaitén volcano and Blanco River, Chile. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 29(1), 61–65. <https://www.redalyc.org/pdf/3817/381779241005.pdf>
- Valentine, G. A., y Fisher, R. V. (2000). Pyroclastic surges and blasts. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer y J. Stix (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 581–589) Academic Press.
- Varekamp, J. C., deMoor, J. M., Merrill, M. D., Colvin, A.S., Goss, A. R., Vroon, P. Z., y Hilton, D. R. (2006). Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina. En S. M. Kay and V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin* (35°–39°S lat) (Special Paper 407, pp. 317). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(15\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(15))
- Vergara, M., y Muñoz, J. (1982). La Formación Cola de Zorro en la alta cordillera Andina Chilena (36°–39°S): Sus características petrográficas y petrológicas. *Revista Geológica de Chile*, 1/(1), 31–46.