



# Travertinos fósiles de la terma Los Hornos, Puna Austral de Catamarca

Anabel J. PIERSIGILLI<sup>1</sup>, R. Agustín MORS<sup>1,2</sup>, Ricardo A. ASTINI<sup>1,2</sup> y Fernando J. GÓMEZ<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales (FCEFyN), Universidad Nacional de Córdoba (UNC), Córdoba.

<sup>2</sup> Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET)

E-mail: piersigillianabel@hotmail.com, ragustinmors@gmail.com, ricardo.astini@unc.edu.ar, fjgomez@unc.edu.ar

Editor: Diego A. Kietzmann

Recibido: 11 de diciembre de 2019

Aceptado: 21 de abril de 2020

## RESUMEN

La terma Los Hornos es un sistema hidrotermal activo ubicado en el extremo sur de la Puna, noroeste de Argentina, en el marco del cual se desarrolla un registro estratigráfico travertínico. El mismo desarrolla una morfología tabular aterrazada que solapa basamento y unidades sefíticas mio-pliocenas. Dentro del mismo se diferencian dos secciones, una inferior de color rojizo con morfologías domales localizadas y una superior de color marrón y mayor continuidad areal, ambas separadas por una paleosuperficie representada por un calcrete de reducido espesor. El análisis morfológico y de facies permitió interpretar cuatro subambientes deposicionales: 1) surgencias y piletones proximales, 2) pendiente proximal, 3) planicie distal y 4) exposición y alteración. Esta división en subambientes es de carácter cualitativo, dado el grado de superposición observado entre elementos geomorfológicos, litofacies y microfacies del sistema travertínico. En base a la comparación geomorfológica, textural, composicional y mineralógica del sistema fósil con el que actualmente se desarrolla, se establecieron una serie de similitudes y diferencias: 1) ambos presentan un talud proximal compuesto principalmente por una variedad de texturas arbustivas, 2) las geoformas de surgencia son diferentes, 3) la sección inferior de la meseta travertínica presenta mayores contenidos de óxidos/hidróxidos de hierro y 4) la sección superior marrón de la meseta travertínica presenta cristales fibrosos y columnares de aragonita que no se forman en el sistema activo. El análisis de facies y arquitectural realizado permitió reconstruir la historia evolutiva de la meseta travertínica fósil compuesta por etapas constructivas separadas por un intervalo destructivo.

**Palabras clave:** *sistema travertínico, facies, subambientes, Cuaternario, noroeste argentino.*

## ABSTRACT

*Fossil travertines from the terma Los Hornos, southern Puna of Catamarca.*

Terma Los Hornos is an active hydrothermal system located in the southern Puna, northwest Argentina, where a travertine stratigraphic record is preserved. This terraced body displays a tabular morphology that overlaps the basement and mio-pliocene sefitic units. Two sections are distinguished within it, a lower one of reddish color with development of localized domal morphologies and an upper one of brown color and greater areal continuity, both separated by a paleosurface represented by a calcrete of reduced thickness. The morphological and facies analysis allowed to interpret four depositional subenvironments: 1) proximal springs and pools, 2) proximal slope, 3) distal plain and 4) exposure and alteration. This division of the travertine system into subenvironments is qualitative, given the degree of overlap observed between geomorphologies, lithofacies and microfacies. Based on the geomorphological, textural, compositional and mineralogical comparison of the fossil system with the one that is currently active, a series of similarities and differences were established: 1) both present a proximal slope mainly composed by a variety of shrub textures, 2) geoforms developed above the springs are different, 3) the lower section of the travertine plateau has higher iron oxide/hydroxide contents and 4) the upper brown section of the travertine plateau has fibrous and columnar aragonite crystals that are not present in the active system. The architectu-

ral and facies analysis allowed to reconstruct the evolutionary history of the fossil travertine plateau composed of constructive stages separated by a destructive stage.

**Keywords:** *travertine system, facies, subenvironments, Quaternary, northwest Argentina.*

## INTRODUCCIÓN

El término travertino (en sentido amplio) hace referencia a precipitados carbonáticos no marinos, generalmente de composición calcítica y/o aragonítica, formados a partir de surgencias de agua subterránea hidrotermal o a temperatura ambiente con elevada presión parcial de CO<sub>2</sub> (Pentecost 2005). Los travertinos asociados a surgencias hidrotermales comúnmente ocurren en regiones con volcanismo y tectonismo donde el gradiente térmico de la corteza es mayor y sistemas de fracturas facilitan la circulación de fluidos. La intensa desgasificación de CO<sub>2</sub> cuando los fluidos hidrotermales ascienden a superficie genera un aumento del pH (Kano et al. 2019) que favorece la precipitación de grandes volúmenes de carbonatos, más o menos localizados (Ford y Pedley 1996, Gandin y Capezzuoli 2008, 2014, Capezzuoli et al. 2014). Esta desgasificación está dada principalmente por la rápida descompresión del sistema en las surgencias (*vents* o *springs*) y puede aumentar en relación con las condiciones climáticas del entorno y contrastes de temperatura entre la fuente y el ambiente externo. Recientemente, el conjunto de carbonatos formados a partir de las aguas hidrotermales y de su mezcla con el drenaje superficial (travertinos y tufas asociadas) han sido incluidos dentro de un término más amplio que es el de sistema travertínico (Mors et al. 2019). Sus dimensiones y extensión areal dependen, no sólo de la naturaleza de la fuente y de la interacción con aguas superficiales, sino también de la topografía del terreno y los forzantes climáticos (Mors et al. 2019).

Los sistemas travertínicos presentan una diversidad de geoformas, morfologías, fábricas y texturas, que varían de cristalinas a microcristalinas (micríticas grumulosas) y están relacionadas a un conjunto de procesos físico-químicos y biológicos (Guo y Riding 1998, Fouke et al. 2000, Gandin y Capezzuoli 2014, Jones 2017a, Mors et al. 2019). Sus productos litológicos son reconocidos por sus propiedades como rocas de aplicación (Pentecost 2005, Alonso-Zarza y Wright 2010), como guías de prospección de depósitos metálicos epitermales (Camprubí y Albinson 2006) y como archivos paleoclimáticos (Andrews y Brasier 2005, Pentecost 2005, Gibert et al. 2009, Ricketts et al. 2019). No obstante, el reciente descubrimiento de recursos petrolíferos de clase mundial asocia-

dos con microbialitos y sistemas carbonáticos continentales de tipo travertino en el pre-sal de las cuencas marginales de Brasil ha promovido la necesidad de profundizar el conocimiento en relación con este tipo de depósitos a diferentes escalas (Carminatti et al. 2008, Della Porta 2015, Claes et al. 2017a, Mancini et al. 2019). Dichos reservorios, con propiedades petrofísicas inusuales (porosidades y permeabilidades extremas) fueron originalmente asignados a cuencas lacustres relacionadas con las etapas de apertura del océano Atlántico sur (Ceraldi y Green 2017, Farias et al. 2019), pero aún se carece de modelos sedimentarios precisos que puedan ser útiles para la exploración de estos recursos (Wright y Barnett 2020). Comprender estos sistemas sedimentarios a escala micro-mesoscópica es relevante para fines exploratorios dado que la información de la que se dispone (textural y geoquímica) es de tipo discontinua (principalmente testigos de perforaciones).

El objetivo de este trabajo es caracterizar un registro travertínico fósil desde un punto de vista textural y de los elementos geomorfológicos, estableciendo asociaciones de facies según subambientes deposicionales. La reconstrucción paleoambiental, haciendo comparación con el sistema travertínico activo de la terma Los Hornos, permite determinar dos posibles alternativas para explicar la arquitectura actual del registro fósil.

## MARCO GEOLÓGICO

### Geología regional

En el borde sureste de la Puna catamarqueña se ha desarrollado un intenso magmatismo que ha dado origen a numerosos depósitos volcánicos y volcanoclásticos durante el Neógeno, cuya expresión última es la caldera del cerro Blanco (Bustos et al. 2015, Báez et al. 2015) ubicada en el extremo Este de la Cordillera de San Buenaventura. Esta expresión de magmatismo superficial se asocia con el segmento de volcanismo activo en los Andes Centrales (Deruelle 1982, Stern 2004), desarrollado inmediatamente al norte de la zona de subducción subhorizontal (Barazangi y Isacks 1976, Isacks 1988).

Dentro de la prolongada historia de deformación del borde

austral de la Puna se registran etapas de deformación compresiva paleógenas (Kraemer et al. 1999, Zhou et al. 2016) y neógenas (Allmendinger 1986, Allmendinger et al. 1989, Marrett et al. 1994, Marrett y Strecker 2000, Riller y Oncken 2003) seguidas de evidencias de extensión a partir del Plioceno (Schoenbohm y Strecker 2009, Montero López et al. 2010, Zhou y Schoenbohm 2015).

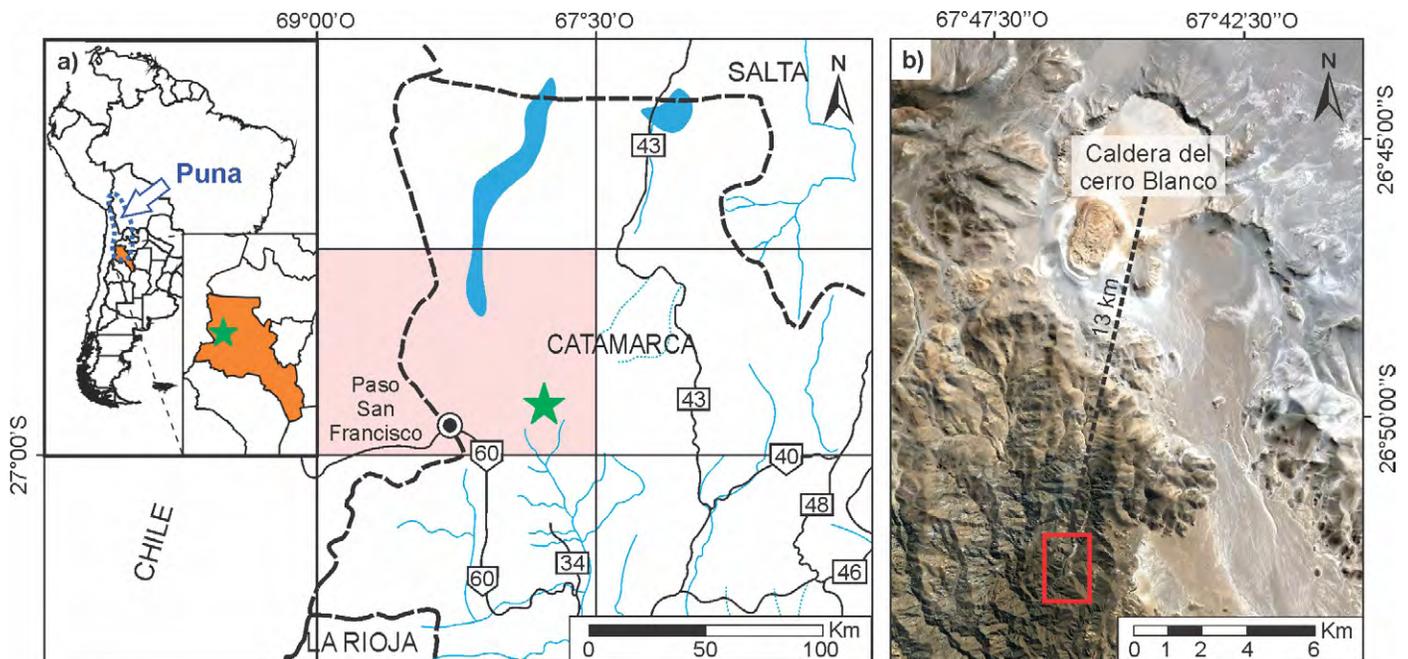
La deformación más significativa en el borde sureste se desarrolló durante el Mioceno medio y Plioceno y está caracterizada por un acortamiento horizontal NO-SE que generó corrimientos de piel gruesa afectando el zócalo cristalino (Allmendinger 1986). Esta deformación generó la fragmentación morfológica característica de la Puna (Allmendinger et al. 1997, Zhou et al. 2016). Dicho acortamiento generó extensión sub-horizontal N-S al que se asocian fallas de rumbo SO-NE y fallas normales (e.g. Allmendinger et al. 1989, Marrett et al. 1994). Estudios recientes (Montero López et al. 2010) indican que la extensión que se mantiene activa hasta el presente se habría iniciado hace 5 Ma. Como destacan Bustos et al. (2015), la cinemática de fallas menores muestra la predominancia de un acortamiento E-O y/o sub-vertical y una extensión N-S a NNE-SSO que controla fracturas extensionales sub-verticales de dirección E-O a ESE-ONO en la región.

Desde un punto de vista climático, esta región se caracteriza por poseer un clima seco y de marcada amplitud térmica (Seggiaro et al. 2000, Bookhagen y Strecker 2008). La región se ubica dentro de una franja de bajas precipitaciones que

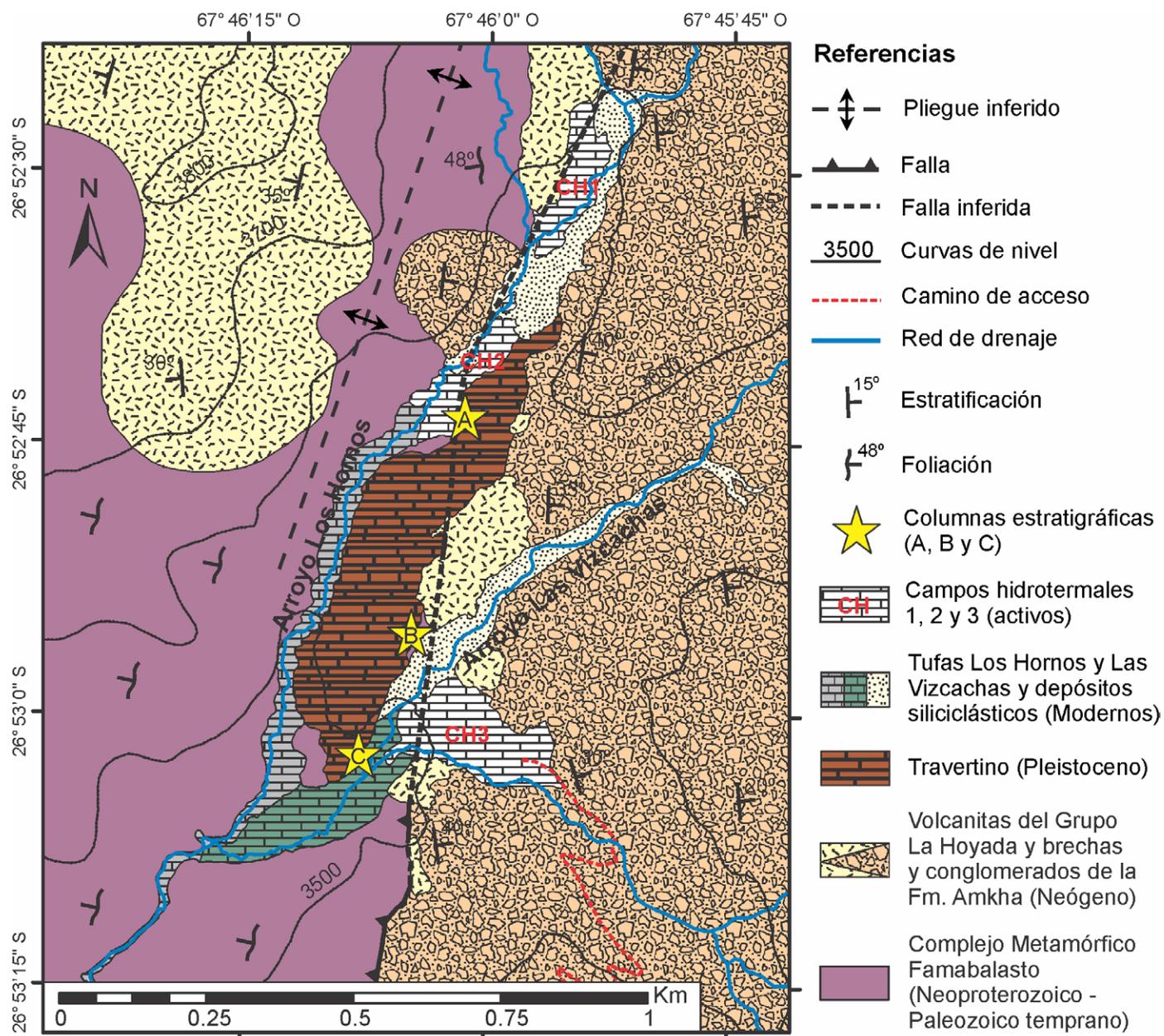
atraviesa oblicuamente los Andes en dirección NW-SE conocida como la diagonal árida (De Martonne 1934, Garreaud et al. 2009). Debido a su altitud (~ 3500 m s.n.m.) y ubicación en la diagonal árida, las precipitaciones anuales en la terma Los Hornos son muy bajas, aproximadamente de 100 mm (Bianchi y Cravero 2010). La Puna recibe una alta radiación solar que genera el calentamiento y el ascenso del aire, produciendo fuertes vientos que prevalecen durante la mayor parte del año (Bianchi y Yáñez 1992, Milana 2009). Las extremas condiciones de aridez generan en la zona un balance hídrico negativo, prevaleciendo la evaporación y sublimación, que provoca el desarrollo de una gran cantidad de salinas en la región (Gomez et al. 2014 y referencias bibliográficas allí citadas).

### Área de estudio: terma y travertinos Los Hornos

El área de estudio se ubica en el sector austral de la Puna en la provincia de Catamarca (Fig. 1a) a 3500 m s.n.m (26°52'59.84"S y 67°45'59.52"O) en el extremo oriental de la Cordillera de San Buenaventura donde se emplaza el complejo caldérico del cerro Blanco (Arnosio et al. 2005, Báez et al. 2015, 2017). La región fue recientemente cartografiada por Astini et al. (2018) y forma parte del cuadrante SE de la Hoja Geológica Paso San Francisco (Seggiaro et al. 2000), ubicándose 13 km al SSO de la caldera del cerro Blanco (Fig. 1b). Los fluidos que dan origen a los carbonatos de la terma



**Figura 1.** Ubicación geográfica de la terma Los Hornos: a) La estrella verde indica la localización de la terma Los Hornos dentro de la Hoja Geológica Paso San Francisco (recuadro anaranjado, Seggiaro et al. 2000) en la provincia de Catamarca, Argentina; b) Imagen satelital que muestra la distancia entre la terma Los Hornos y la caldera del cerro Blanco. El recuadro rojo limita el área de estudio del presente trabajo.



**Figura 2.** Mapa geológico de la terma Los Hornos modificado de Mors et al. (2019). Nótese el intervalo travertínico fósil estudiado en el presente trabajo mapeado en color marrón y rastra de calizas. Las estrellas amarillas indican la ubicación de las columnas estratigráficas analizadas.

Los Hornos fueron interpretados por Chiodi et al. (2019) como una zona de pérdida del sistema geotermal del cerro Blanco.

La terminación austral de la Puna presenta un marcado gradiente topográfico caracterizado por profundas incisiones (Montero López et al. 2014, Zhou et al. 2016, Schoenbohm y Carrapa 2015) que permiten la exposición del basamento cristalino (Fig. 2). Este último está formado por rocas metamórficas de mediano a alto grado de edad paleozoica (esquistos, gneises, migmatitas y milonitas incluidas en el Complejo metamórfico Famabalasto) e intrusivos graníticos afectados por diques ígneos más jóvenes (Becchio et al. 1999, Seggiano

et al. 2000). Los afloramientos de basamento en el área de estudio se extienden en sentido N-S (Fig. 2) y sobre éste apoyan en no concordancia productos volcanoclásticos del Mioceno superior - Pleistoceno los cuales gradan de andesitas a dacitas (Montero López et al. 2010). Recientemente, Astini et al. (2018) describieron un potente intervalo de brechas y conglomerados (Formación Amkha) interestratificados con los mantos volcanoclásticos cuyo espesor alcanza 450 m en el sector de la terma Los Hornos (Fig. 2). En su conjunto las volcanitas y la unidad sefítica reciben el nombre de Grupo La Hoyada (Astini et al. 2018). El intervalo travertínico ubicado

en este sector (Fig. 2), objeto de estudio del presente trabajo, apoya de forma horizontal en discordancia sobre el resto de las unidades permitiendo interpretar una edad pleistocena a holocena.

## METODOLOGÍA

Para el estudio del sistema travertínico fósil se levantaron tres columnas estratigráficas de detalle ubicadas dentro del área cartografiada (Fig. 2), se describieron y fotografiaron morfologías a escala de afloramiento y se tomaron 41 muestras de roca. De cada muestra se obtuvieron pulidos de roca y secciones delgadas para realizar la descripción mesoscópica y microscópica en el laboratorio de microscopía del Centro de Investigaciones de Ciencias de la Tierra (CONICET – UNC). La mineralogía se confirmó mediante análisis de difracción de rayos X en muestras policristalinas (DRXP) utilizando un difractómetro X PANalytical X'Pert Pro equipado con un ánodo de Cu. Las mediciones se realizaron a un voltaje de 40 kV y una corriente de 40 mA, de 7° a 99° (2 $\theta$ ), con un tiempo de adquisición de 10 s por paso y un paso angular de 0.026° 2 $\theta$ . Para la extracción de polvo de minerales y texturas específicas se empleó un taladro de banco acoplado con fresas de punta diamantada para tratamientos dentales (microperforaciones). Los difractogramas resultantes se analizaron utilizando el software Highscore. Las muestras que presentaron más de una fase mineral fueron semicuantificadas mediante el método CIR (Coeficiente de Intensidad de Referencia) y los resultados se expresaron en porcentajes.

## RESULTADOS

### Descripción morfológica

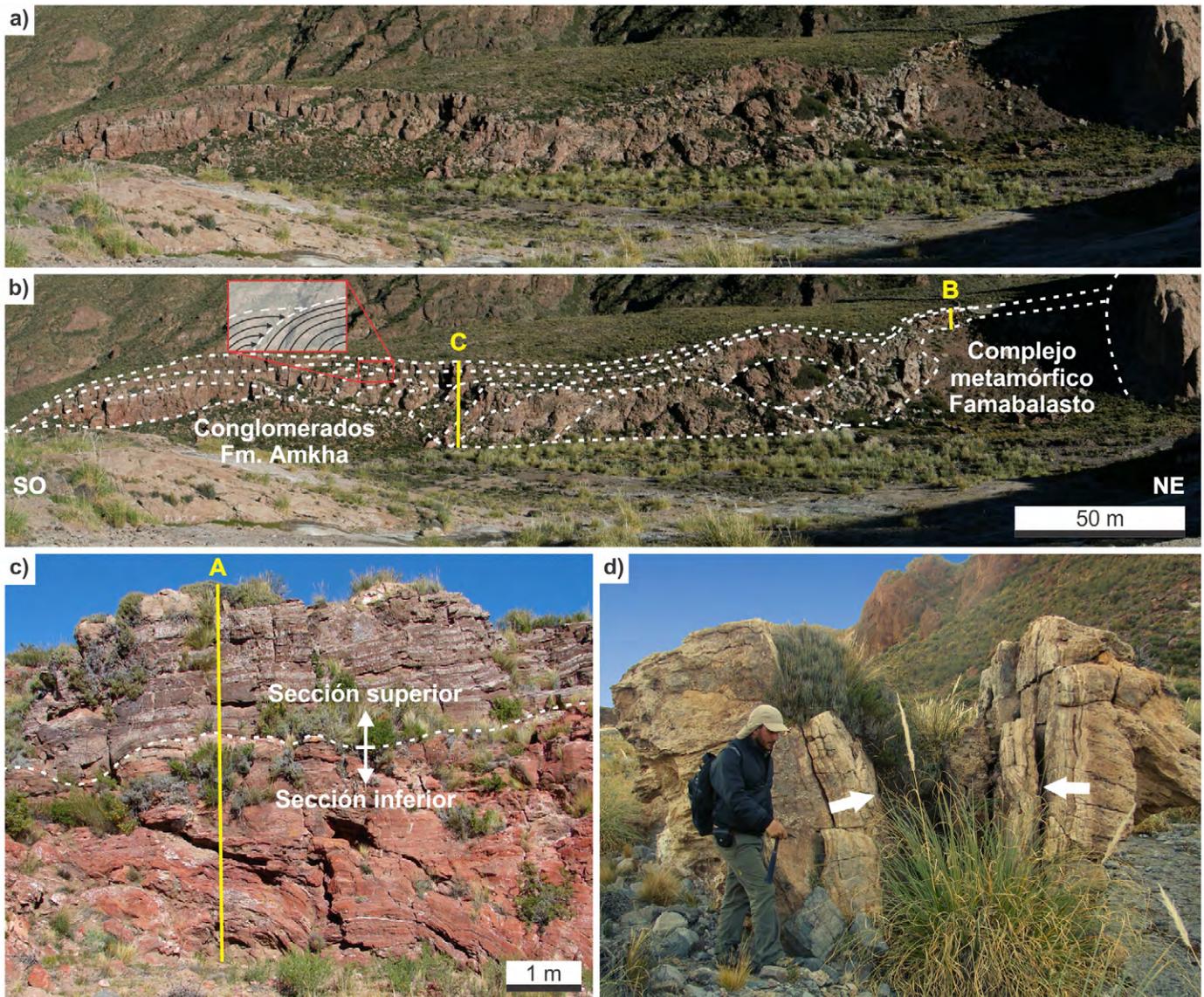
El sistema travertínico fósil de la terma Los Hornos (Fig. 2) constituye un cuerpo de morfología tabular (Fig. 3a), con una inclinación general de ~ 1° a 2° al SO, preservado en un nivel aterrizado respecto al sistema hidrotermal activo. Su máxima elongación se dispone paralela a la pendiente regional. Esta meseta travertínica, cuyo espesor varía entre 2.45 y 17.5 m, se ubica entre los dos principales arroyos del área, denominados Los Hornos y Las Vizcachas (Fig. 2). Posee un ancho máximo de 140 m y alcanza una extensión de 710 m de largo en sentido NE-SO. Gran parte de este cuerpo yace en no concordancia por encima del basamento metamórfico presente en la región (Complejo Metamórfico Famabalasto), mientras que solo una pequeña porción al SE yace en discordancia an-

gular sobre los conglomerados de la Formación Amkha (Fig. 3b). El tope del cuerpo es relativamente plano mientras que su base posee una marcada irregularidad, reflejando procesos de manto y nivelación topográfica (Fig. 3b).

A escala de afloramiento se pueden reconocer dos secciones en función de las morfologías principales y los colores dominantes (Fig. 3c). La sección inferior, con espesores que varían entre 3 y 10 m, está constituida por carbonatos de color rojo y se destaca con la presencia de arquitecturas deposicionales dómicas (de escala métrica) coalescentes y superpuestas (Fig. 4. columnas A y C). Estas estructuras dómicas tienen escasa continuidad lateral y pendientes suaves (5 - 15°) a medias (15 - 45°) y la estratificación interna se caracteriza por desarrollar morfologías crenuladas (de escala centimétrica) y formas lobuladas (de escala decimétrica), generalmente con desarrollo asimétrico. En aquellos casos donde la superficie de las morfologías crenuladas está expuesta, es claro que éstas se vinculan con terracetas, que son mesoformas escalonadas que preservan una longitud de onda constante, las cuales son muy comunes en travertinos (Pentecost 2005, Hammer et al. 2010). En tanto las morfologías lobulares a botroidales poseen pendientes de flanco que a veces superan los 90° y en el sistema activo representan morfologías comunes en cascadas y saltos (Mors et al. 2019). Las morfologías dómicas de la sección inferior (Fig. 3c) muestran geometrías internas agradacionales, así como progradantes en sentido SO que indican un intenso crecimiento vertical y una expansión areal del sistema travertínico.

La sección superior es lateralmente más continua y está formada por el apilamiento de capas marrones y grises de forma tabular a ligeramente lenticular (Fig. 3c). Tiene un espesor máximo de 8 m (Fig. 4 columna C). Esta sección manta la topografía previa, observándose algunos sectores con solapamiento ascendente (Fig. 3b). Este nivel es de carácter expansivo a lo largo de todo el cuerpo travertínico, confiriéndole a éste su morfología de *plateau*.

Separado del travertino aterrizado y al mismo nivel topográfico se reconoció una cresta de fisura (Fig. 3d) preservada intermitentemente a lo largo de 100 m, con un ancho máximo de 5 m, entre los campos hidrotermales 1 y 2 (Fig. 2). La misma está siendo disectada por el curso actual del arroyo Los Hornos. Su estructura interna está formada por costras cristalinas bandeadas dispuestas verticalmente dentro de la cresta de fisura. Hacia afuera de la fisura, los flancos muestran una fuerte agradación vertical y terminaciones en traslape descendente (*downlap*) hacia afuera (Fig. 3d), con ángulos de entre 25° y 35°, y dominio de láminas crenuladas y facies arbustivas (Mors et al. 2019).



**Figura 3.** a) Vista hacia el Oeste de la meseta travertínica fósil desde el campo hidrotermal 3 (ver Fig. 2), la cual yace por encima del Complejo metamórfico Famabalasto al NE y sobre la Fm. Amkha al SO; b) Con líneas de trazo blancas se señalan las morfologías monticulares amalgamadas correspondientes a la progradación y agradación del talud proximal del sistema travertínico fósil. El esquema dentro del recuadro rojo muestra el solapamiento ascendente de los estratos. Las líneas continuas amarillas indican la posición de las columnas estratigráficas B y C; c) Vista hacia el Este de la meseta travertínica desde el campo hidrotermal 2. La línea de trazos blanca divide la sección inferior rojiza con morfologías monticulares coalescentes, de la sección superior marrón caracterizada por el apilamiento de capas lenticulares y tabulares. La línea continua amarilla indica la posición de la columna estratigráfica A; d) Sección transversal de la cresta de fisura fósil ubicada a lo largo del arroyo Los Hornos entre los campos hidrotermales 1 y 2. Las flechas señalan las costras cristalinas dispuestas verticalmente que crecen hacia adentro rellenando la fisura. Modificado de Mors et al. (2019).

## Descripción de facies

Basado en las observaciones texturales de campo y el análisis petrográfico, se reconocieron siete litofacies principales: 1) costras cristalinas, 2) arbustivas, 3) placas de calcita, 4) carbonáticas mixtas, 5) pisolítica, 6) micrita grumulosa y 7) calcrete. En su mayoría, las facies han sufrido diagénesis de manera temprana evidenciada por la presencia de mosaicos esparíticos formados por un conjunto de cristales límpidos de calcita tipo bloques.

**1) Facies de costras cristalinas:** Son capas de entre 1 a 20 cm de espesor constituidas por la coalescencia lateral de agregados de cristales gruesos de calcita y/o aragonita perpendiculares a la superficie, pudiendo formar intervalos amalgamados de hasta 60 cm. Son facies muy compactas, con porosidad reducida a nula y lateralmente extensas. Esta litofacies de costras cristalinas está representada por: a) cristales de calcita en empalizada; y b) cristales fibrosos y columnares de aragonita.

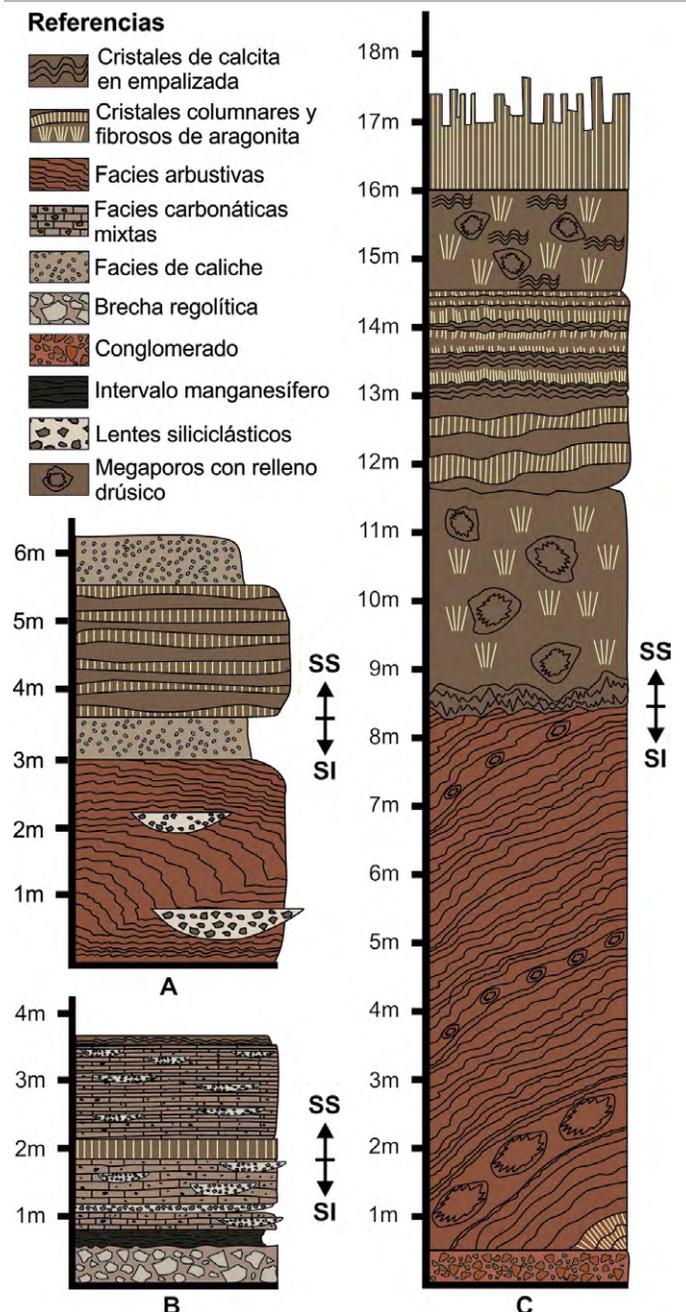
Los cristales de calcita en empalizada son coalescentes y lateralmente forman bandas cristalinas ondulantes y bien definidas tipo ónix (Capezzuoli et al. 2014), de colores marrones a rojizos (Fig. 5a). Presentan un crecimiento vertical en continuidad sintaxial y un desarrollo perpendicular a la superficie de depositación. Las bandas cristalinas alternan con láminas rojas-marrones enriquecidas en óxidos/hidróxidos de hierro y manganeso que resaltan las terminaciones de los romboedros de calcita con apariencia de “sierra dentada” en sección delgada (Fig. 5b). Cristales aciculares abanicados constituyen localmente costras cristalinas botroidales conformando láminas de espesor micrométrico.

Los cristales fibrosos y columnares de aragonita (Fig. 5c) tienen secciones pseudo-hexagonales, son de color blanco lechoso y se encuentran incluidos dentro de capas carbonáticas marrones (Fig. 5d). En ocasiones están dispuestos en haces abanicados (Fig. 5c), conformando bandas distintivas de entre 5 a 20 cm de espesor. Microscópicamente se observa que los cristales de aragonita se encuentran parcialmente reemplazados por calcita (micritizados) y fracturados. Esta relación fue confirmada por difracción de rayos X (Fig. 5e). La morfología de los cristales se define por la relación longitud/ancho (Kendall y Broughton 1978, Tucker y Wright 1990, Pentecost 2005, Flügel 2012), pudiendo variar entre 2 y 10. Los cristales columnares tienen relaciones de entre 2 y 6 (Fig. 5d) y los fibrosos mayor a 6 (Fig. 5c).

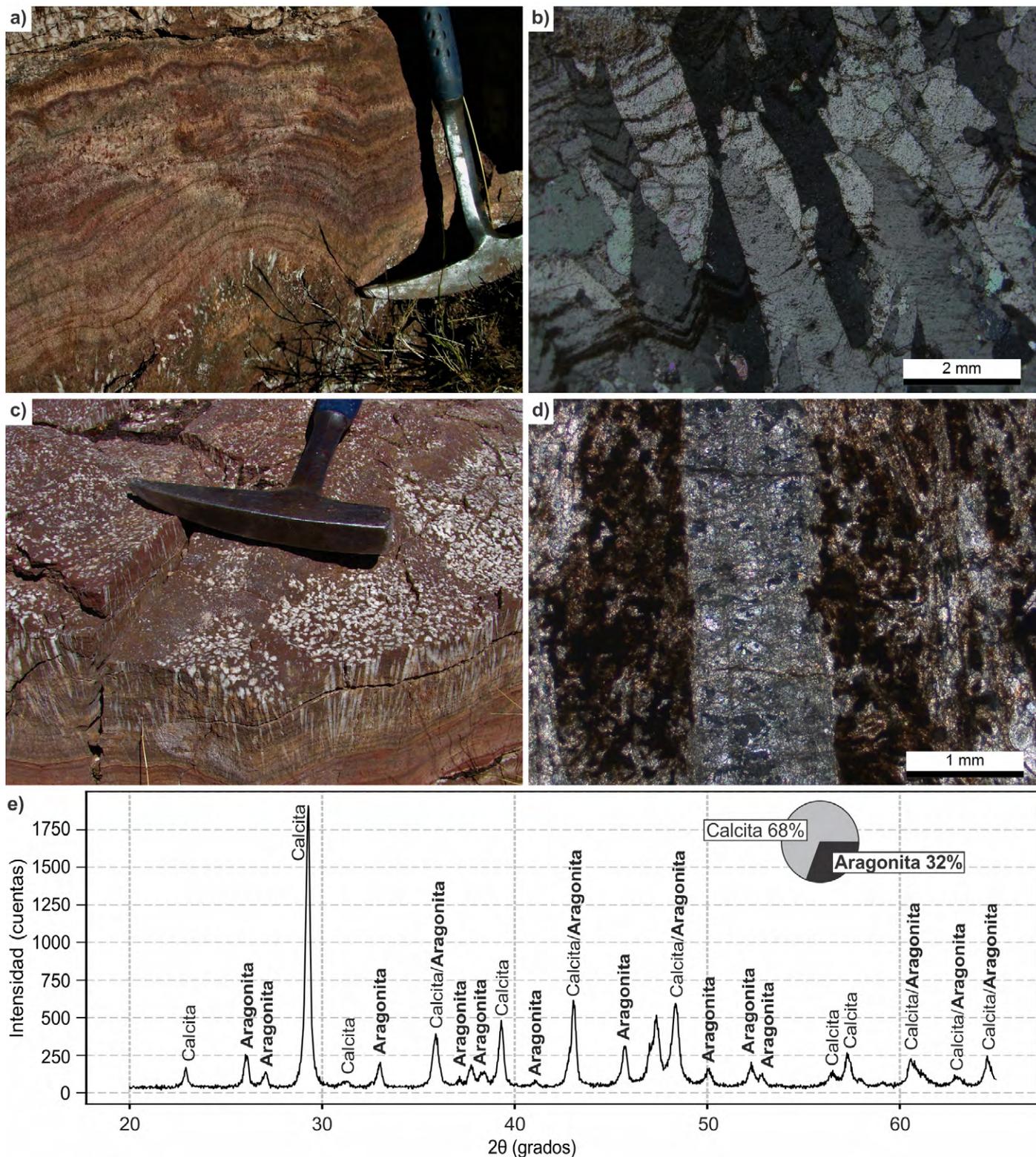
**2) Facies arbustiva:** Están formadas por bandas de color rojizo pálido, marrón o blanquecino con espesores que oscilan entre 1 y 5 cm (Fig. 6a) y cuya característica distintiva es la presencia de elementos cristalinos micro a mesoscópicos con forma de pequeños arbustos de jardín conocidos como *shrubs* (Chafetz y Guidry 1999, Claes et al. 2017b). Estos cristales suelen ser lateralmente coalescentes y se encuentran orientados de manera perpendicular al sustrato. La presencia de bifurcaciones y ramificaciones en el crecimiento de los cristales los caracteriza desde un punto de vista microscópico y es común que se describan como fábricas dendríticas. Tienen generalmente < 5 cm de largo y comúnmente desarrollan una porosidad elevada entre ellos (en el espacio inter-*shrubs*). Ocasionalmente la porosidad se encuentra ocluida por calcita esparítica y/o micrita.

Las dendritas son morfológica y composicionalmente diversas y aparecen transiciones morfológicas entre extremos arbustivos dendríticos y micríticos grumulosos. A su vez, dentro de los primeros se reconocen a) dendritas no cristalográficas y b) dendritas cristalográficas (*sensu* Jones y Renaut 1995, Jones y Peng 2016, Jones 2017b). Las facies de dendritas no cristalográficas tienen patrones de ramificación que

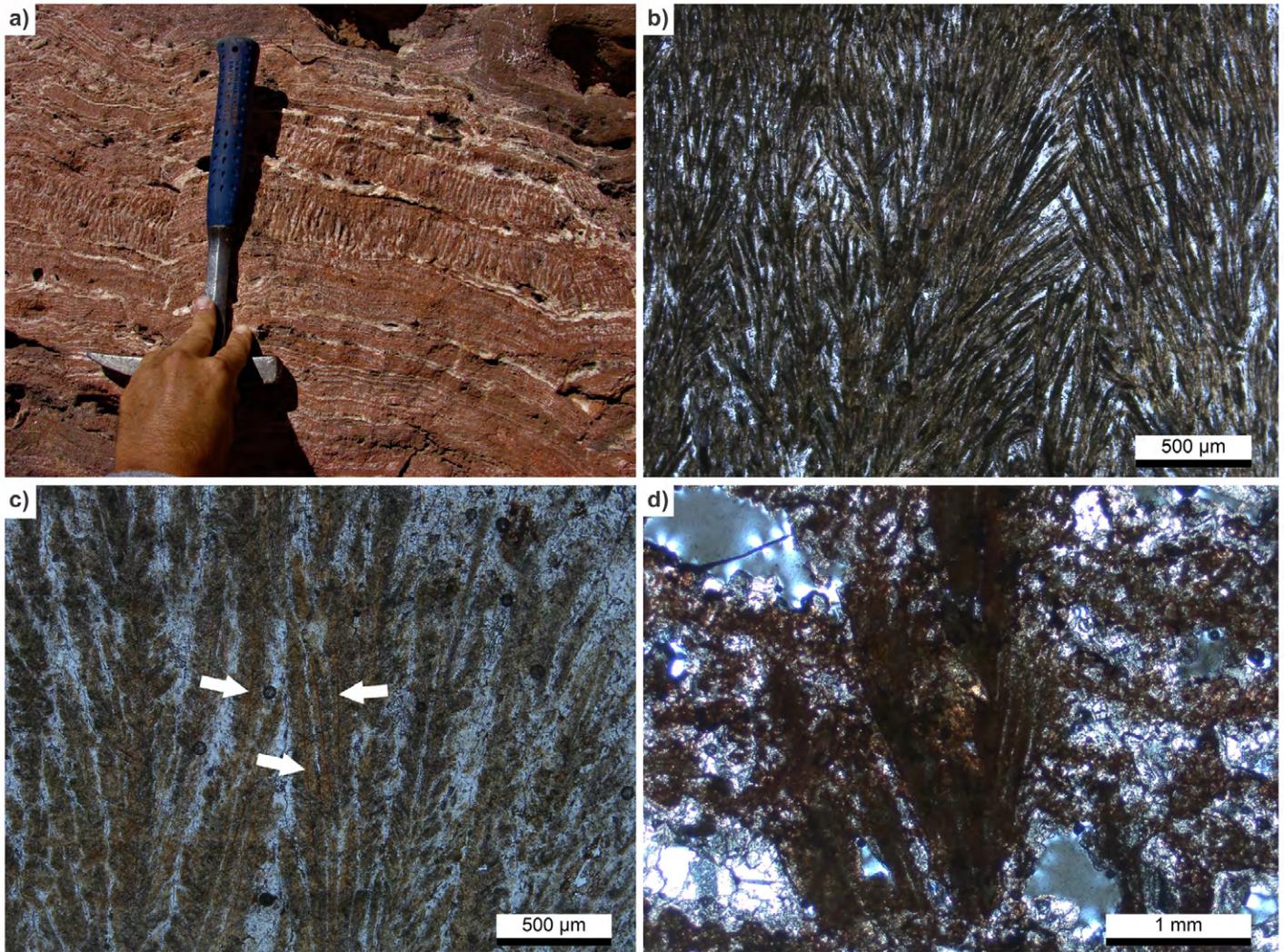
no se ajustan a los ejes cristalinos (Jones y Renaut 1995). Las ramificaciones de estas dendritas son alargadas y tienden a curvarse verticalmente (Fig. 6b). Poseen una “nervadura” central generalmente visible, a partir de la cual se producen ramificaciones secundarias de menor longitud por división cristalina (*crystal splitting*, Fig. 6c). Las facies de dendritas cristalográficas siguen patrones cristalinos de crecimiento y en conjunto forman láminas dispuestas horizontalmente de alrededor de 3 mm. Cada dendrita consiste en numerosos “tallos” rectos simétricos que crecen a partir de un punto cen-



**Figura 4.** Columnas estratigráficas de la meseta travertínica fósil. Su ubicación se indica mediante estrellas amarillas en la figura 2 y mediante líneas amarillas en la figura 3. SS: sección superior, SI: sección inferior.



**Figura 5.** Facies de costras cristalinas: a) Cristales de calcita en empalizada formando bandas cristalinas tipo ónix; b) Cristales de calcita romboedrales, de empaquetamiento cerrado, límpidos y teñidos con óxidos/hidróxido de hierro; c) Cristales prismáticos de aragonita columnares; d) Cristales prismáticos de aragonita fibrosos formando abanicos radiales divergentes hacia arriba parcialmente reemplazados por calcita; e) Difractograma de rayos X de los cristales de aragonita de la figura 4d y semicuantificación de las fases minerales presentes. Observación: (b) y (d) corresponden a fotomicrografías tomadas con analizador.



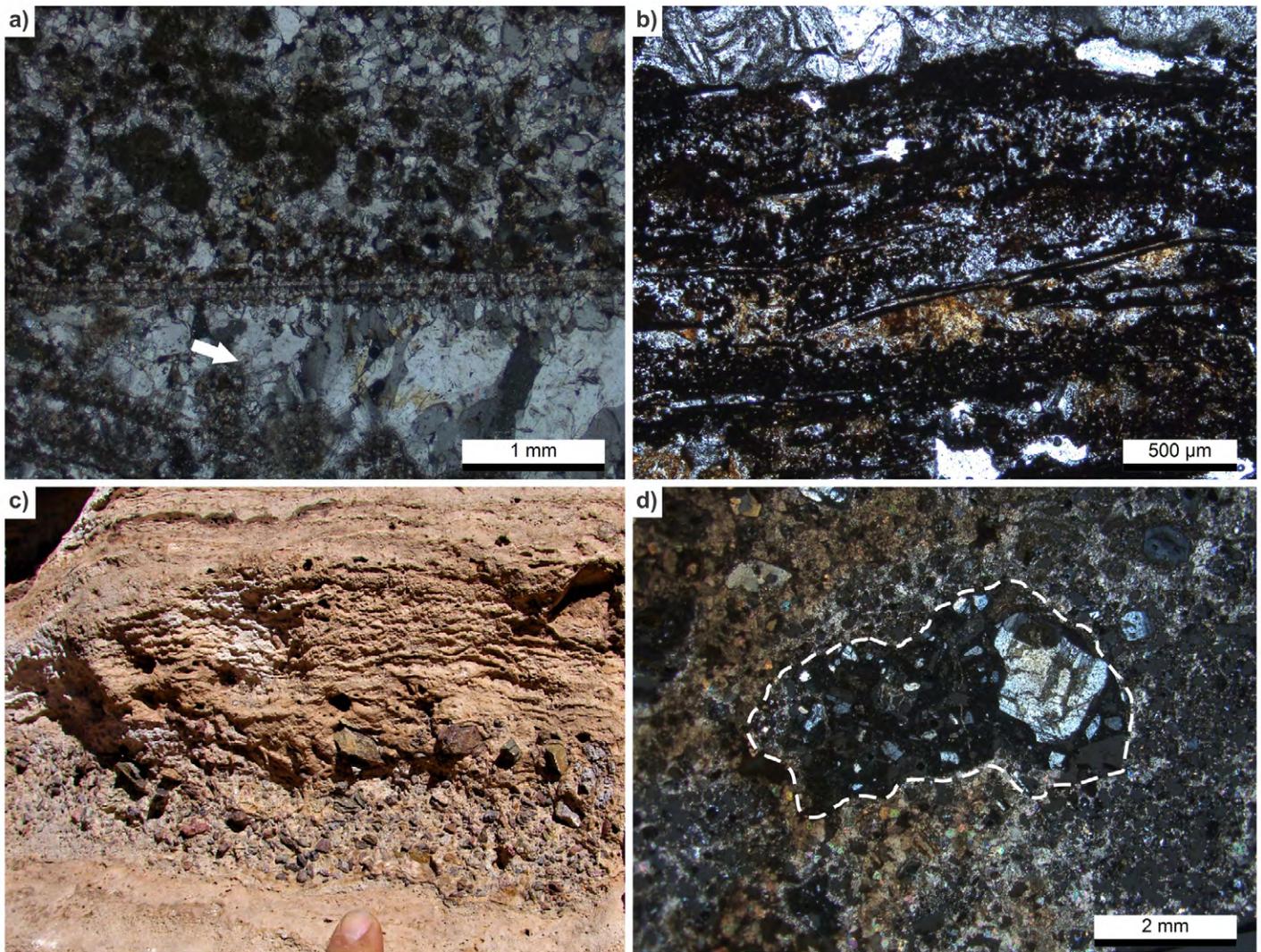
**Figura 6.** Facies arbustiva: a) Costras arbustivas laminadas porosas de 1 a 5 cm de espesor; b) Dendritas no cristalográficas con desarrollo de ramificaciones curvadas; c) Detalle de la figura 4b (columna B) donde se aprecia el desarrollo de una nervadura central (flechas blancas) a partir de la cual se desarrollan ramificaciones menores; d) Dendritas cristalográficas con arreglo prismático radial. Observación: (b) y (c) corresponden a fotomicrografías sin analizador, mientras que (d) se tomó con analizador.

tral, los cuales a su vez se ramifican de manera simétrica (Fig. 6d). En la sección inferior rojiza del travertino fósil, tienen un largo máximo que varía entre 2 y 10 mm y presentan coloración rojiza o marrón. Las morfologías arbustivas micríticas grumulosas están compuestas por agregados o grumos irregulares de micrita con límites difusos o poco claros, similares a aquellos denominados “arbustos bacterianos” por Chafetz y Guidry (1999), nombre no aconsejable por ser de carácter interpretativo.

**3) Facies de placas de calcita:** Son precipitados calcáreos planares milimétricos dispuestos de forma horizontal, compuestos por un filamento central micrométrico de micrita de color marrón, a partir de la cual se desarrollan cristales lípidos de calcita hacia arriba y hacia abajo (Fig. 7a). En

algunas ocasiones estos sobrecrecimientos presentan morfologías arbustivas grumulosas (Fig. 7b). El tamaño de las placas de calcita oscila entre 15mm (Fig. 7a) y 3 mm (Fig. 7b) de diámetro.

**4) Facies carbonáticas mixtas:** Se trata de niveles de carbonato bandeados de decímetros de espesor, color gris oscuro a marrón, que forman capas irregulares y discontinuas (Fig. 7c) caracterizadas por contener abundantes líticos volcánicos y siliciclásticos en una matriz carbonática que supera el 50%. En la matriz carbonática se destaca la presencia de peloides agrupados. Los componentes fragmentales pueden variar entre arena muy fina y gravas. Los más abundantes corresponden a granos de limo grueso a arena gruesa angulosos a subangulosos de cuarzo, feldespato, trizas vítreas



**Figura 7.** Facies de placas de calcita y carbonáticas mixtas: a) Placa de calcita compuesta por una lámina central micrítica más oscura a partir de la cual se desarrollan cristales microesparíticos. La flecha blanca señala un mosaico esparítico relleno de la porosidad de abrigo primaria formada por debajo de la placa de calcita; b) Placas microscópicas de calcita con sobrecrecimientos arbustivos incluidas en una matriz micrítica grumulosa; c) Niveles de carbonato bandeado con abundante material detrítico; d) Lítico volcánico delimitado con línea de trazos blanca cementado por un mosaico microesparítico. Observación: (a), (b) y (d) corresponden a fotomicrografías tomadas con analizador.

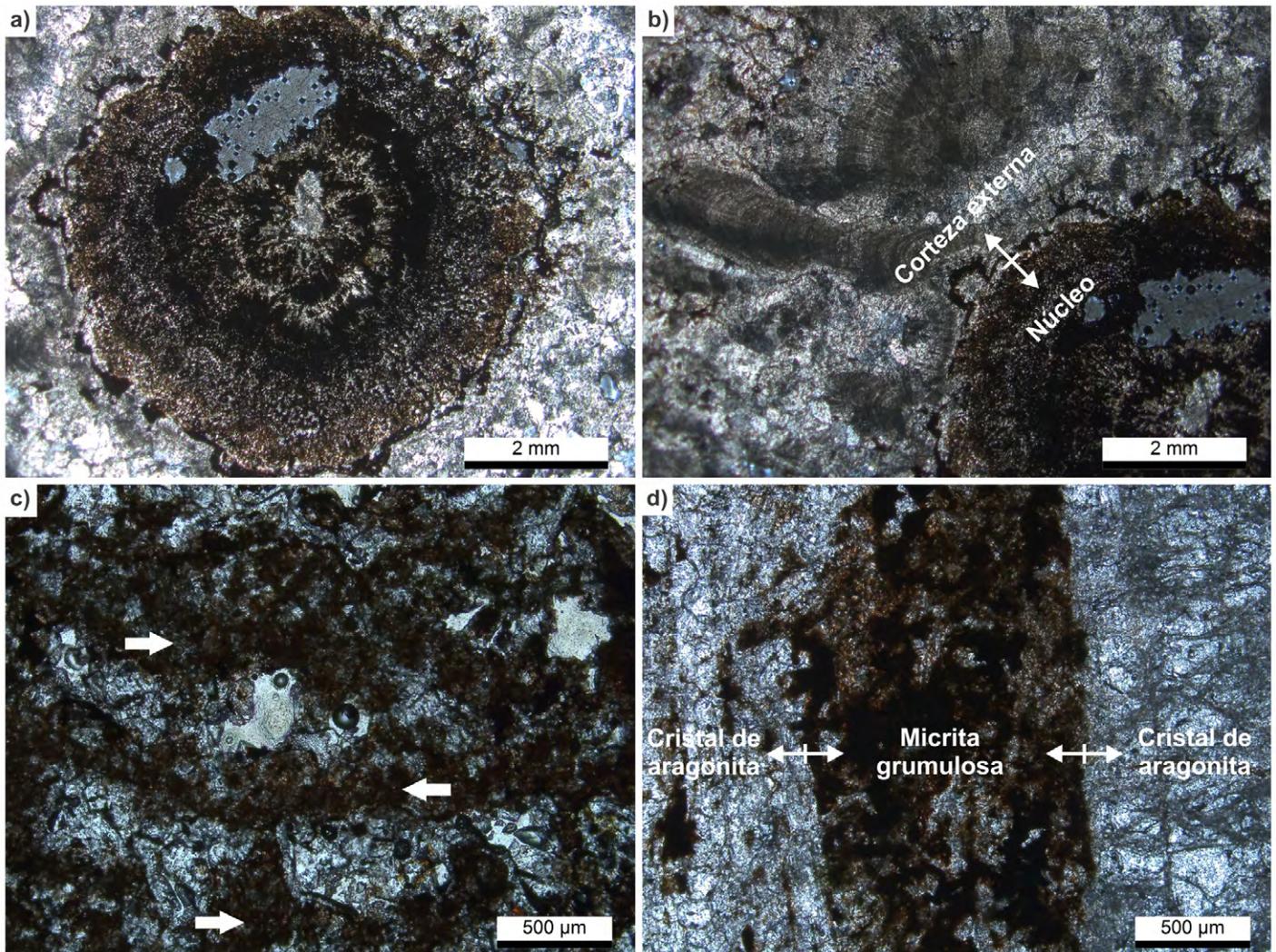
de diversa morfología y fragmentos líticos pumíceos (Fig. 7d). Entre ellos se encuentran algunos con texturas fluidales (véase Fig. 10f en Mors et al. 2019). Dichos componentes se encuentran cementados por un mosaico de calcita esparítica a microesparítica.

**5) Facies pisolíticas:** Están constituidas por partículas esferoidales de composición carbonática de diámetros individuales que varían entre 0.2 y 2 cm, ubicadas generalmente al tope de los cristales fibrosos de aragonita descritos anteriormente. Estas partículas conforman niveles cementados de 2 a 5 cm de espesor de arquitectura lenticular. La presencia de un núcleo micrítico (Fig. 8a) de color marrón rojizo con estructura arborescente radial divergente y una corteza externa (Fig. 8b) conformada por haces cristalinos de color blanque-

cino y extinción ondulosa (fascicular óptica), permite clasificar a estas partículas como pisoides (*sensu* Peryt 1983). El cemento entre pisoides forma un mosaico esparítico de color marrón.

**6) Facies de micrita grumulosa:** Se trata de material carbonático grumuloso de color marrón oscuro (Fig. 8c y d), relleno de cavidades o espacios entre facies cristalinas. Microscópicamente se presenta como un material micrítico (cristales de calcita < 4  $\mu\text{m}$ ) homogéneo a grumuloso (cemento peloidal), con presencia de parches esparíticos (Fig. 8c y d).

**7) Facies de calcrete:** Consiste en niveles homogéneos y friables de composición calcárea, de color gris a marrón claro, de aproximadamente medio metro de espesor con una notable concentración de insolubles. Esta facies se encuentra



**Figura 8.** Facies pisolítica y micrítica grumulosa: a) Núcleo micrítico de los pisoides con estructura arborescente radial divergente; b) Corteza externa de los pisoides compuesta por haces cristalinos divergentes, de color blanquecino y extinción ondulosa; c) Micrita grumulosa formando láminas (señaladas por flechas blancas) en los espacios entre dendritas; d) Micrita grumulosa ubicada entre cristales de aragonita parcialmente reemplazados por calcita. Observación: (a) y (b) corresponden a fotomicrografías tomadas con analizador, mientras que (c) y (d) fueron tomadas sin analizador.

entre la secuencia inferior roja y la superior marrón (Fig. 9) y contiene abundante material detrítico limoso. En el sistema activo, esta facies se desarrolla en la periferia del sistema donde la biota interactúa fuertemente con los carbonatos, generándose patrones tanto detríticos como pedogenéticos (bioturbaciones variadas y pedotúbulos).

### Asociaciones de facies (subambientes deposicionales)

En base a las morfologías y litofacies descriptas, se interpretaron cuatro subambientes deposicionales: 1) surgencias y piletones proximales, 2) pendiente proximal, 3) planicie distal y 4) exposición y alteración. Cada subambiente se caracteriza por un conjunto de procesos predominantes, pero no diagnósticos, que producen las geoformas y facies observa-

das (Cuadro 1) y que en su conjunto conforman el sistema travertínico tema Los Hornos (Mors et al. 2019). Dado que procesos similares ocurren en diferentes partes del sistema, ninguna facies o microfacies resultante permite por sí misma la caracterización de un subsistema. Esta división en subambientes es de carácter cualitativo ya que existe una marcada superposición espacial entre facies y microfacies. Las asociaciones de facies reconocidas se describen e interpretan a continuación.

#### 1) Subambiente de surgencia y piletones proximales:

La asociación de facies en este subambiente abarca las morfologías generadas inmediatamente por encima de las surgencias, como ser las crestas de fisuras (Fig. 3d), y sus conductos de alimentación, como así también piletones someros asociados a las surgencias. Las facies principales son costras



**Figura 9.** Facies de calcrete desarrollado entre la sección inferior roja y la superior marrón de la meseta travertínica fósil. Esta facies se desarrolla en los sectores periféricos del sistema activo (ver Mors et al. 2019).

cristalinas de calcita en empalizada (Fig. 5a y b) y cristales fibrosos y columnares de aragonita (Fig. 5c y d), intercaladas con facies arbustivas (Fig. 6), mientras que las facies subordinadas corresponden a pisolitas (Fig. 8a y b) y micrita grumulosa (Fig. 8c y d).

Próximo a la zona de surgencia los fluidos con altas concentraciones de  $Ca^{+2}$  y  $HCO_3^-$  interactúan con la atmósfera generando la rápida precipitación de carbonato de calcio (Pentecost 2005, Capezzuoli et al. 2014, Kano et al. 2019). Las altas tasas de precipitación asociadas a estos sectores del sistema travertínico generan morfologías constructivas con alta tasa de agradación vertical permitiendo el desarrollo de piletones.

Las costras cristalinas conformadas por cristales de calcita en empalizada (Fig. 5a y b) que forman capas tabulares a lenticulares localizadas en la sección marrón superior del travertino (Fig. 3c) se habrían formado en conductos freato-hipogénicos que alimentaban las crestas de fisuras (Altunel y Hancock 1993, 1996). Estas facies cristalinas rellenan fracturas y conductos horizontales en torno a la zona de

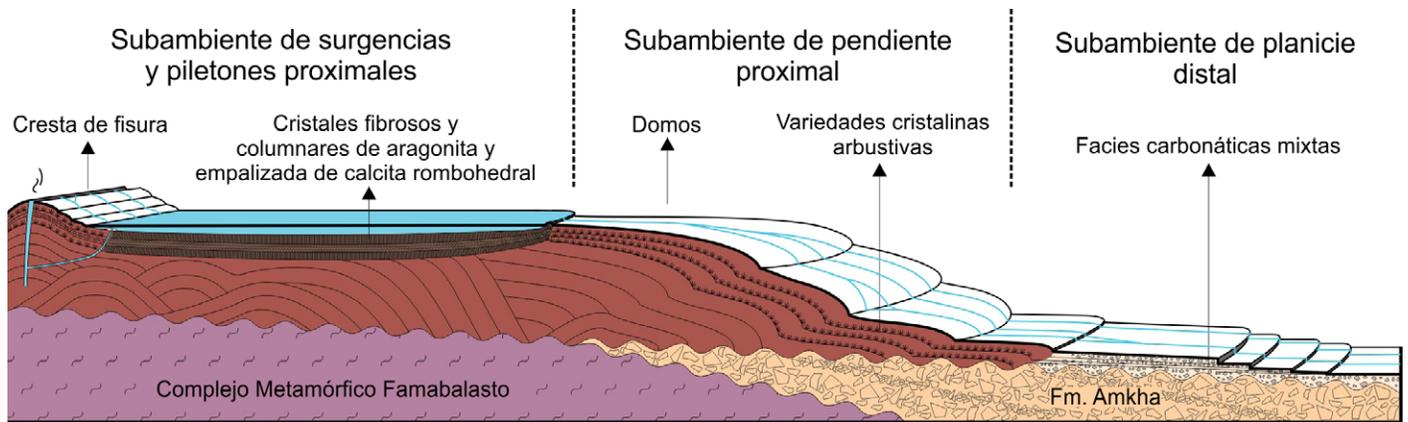
**Cuadro 1.** Asociaciones de facies del sistema travertínico fósil de la terma Los Hornos.

	Subambiente deposicional	Morfología	Facies
<b>Sistema travertínico</b>	Surgencias y piletones proximales	Crestas de fisura, conductos de alimentación, terrazas y piletones	Dominante: costras cristalinas de calcita en empalizada, cristales columnares y fibrosos de aragonita y variedades arbustivas. Subordinada: pisolíticas y micrita grumulosa.
	Pendiente proximal	Domos	Dominante: variedades arbustivas. Subordinada: placas de calcita y micrita grumulosa.
	Planicie distal	Depósitos horizontales a subhorizontales	Dominante: carbonáticas mixtas, micrita grumulosa y placas de calcita. Subordinada: costras cristalinas y arbustivas.
	Exposición y alteración	Depósito masivo	Dominante: calcrete. Subordinada: micrítica grumulosa y carbonática mixta.

descompresión de la surgencia (Fig. 10). Asimismo, también asociados a altas tasas de precipitación, se forman dendritas cristalográficas que construyen las paredes de las crestas de fisuras (Fig. 3d).

La facies de cristales fibrosos y columnares de aragonita pertenecen a esta asociación y se habrían originado en piletones próximos a la zona de surgencia (Fig. 10, véase Jones y Renaut 1996, Renaut y Jones 1997, Fouke et al. 2000). Entre estos cristales se depositó micrita grumulosa (Fig. 8d) asociada a las condiciones de flujo de baja energía que comúnmente domina en estos piletones (Fouke et al. 2000). Asociado a estos niveles también se observan pisoides (Fig. 8a y b) que indicarían aumento de la turbulencia cambios de caudal en los piletones proximales.

**2) Subambiente de pendiente proximal:** Esta asociación de facies caracteriza a la sección inferior rojiza del travertino (Fig. 3c) en la cual se observa la coalescencia y superposición de domos (Fig. 4 columnas A y C). Abarca los depósitos de carbonato precipitados en la pendiente proximal del sistema travertínico (Fig. 10), que desarrollan morfologías inclinadas (clinoformas) que progradan y agradan a partir de las zonas de surgencia (Guo y Riding 1998, Mors et al. 2019, Rodríguez-Berriguete y Alonso-Zarza 2019). Estos domos desarrollan pequeñas terracetas que limitan piletones de algunos pocos centímetros de diámetro. Las litofacies principales corresponden a facies arbustivas (Fig. 6) y asociado a los pequeños piletones se preservan facies de placas de calcita (Fig. 7b) y facies de micrita grumulosa (Fig. 8c) de manera subordinada. Facies y morfologías similares enriquecidas en



**Figura 10.** Reconstrucción paleoambiental del sistema travertínico fósil de la terma Los Hornos incluyendo la diversidad de subambientes y facies principales reconocidas. Las geoformas dómicas progradantes y agradantes que conforman la sección inferior roja de la meseta travertínica son semejantes a aquellas cartografiadas en el campo (Fig. 3b). Nótese la presencia de cristales de aragonita desarrollados en el fondo de un piletón proximal de gran extensión areal. El talud proximal está formado principalmente por variedades de facies arbustivas que distalmente se interdigitan con facies carbonáticas mixtas en la zona de planicie distal. El subambiente de exposición y alteración no graficado explícitamente alude a los depósitos carbonáticos desarrollados en la periferia del sistema (véase texto), donde la acción de la biota desarrolla patrones tanto detríticos como pedogenéticos.

óxidos/hidróxidos de hierro han sido descritas y discutidas en otros trabajos (Takashima et al. 2008, Barth y Chafetz 2015).

Los fluidos hidrotermales a medida que se alejan de la zona de surgencia fluyen de manera laminar sobre la superficie del talud proximal del sistema travertínico (Guo y Riding 1998, Capezzuoli et al. 2014), como así se constató en el sistema activo (Mors et al. 2019). La elevada desgasificación, asociada a que el fluido aún está buscando el equilibrio con el contenido de  $\text{CO}_2$  atmosférico, genera tasas altas de precipitación dando como resultado morfologías monticulares, dómicas (Fig. 10) con notable desarrollo de terracetas en su superficie.

Los domos desarrollados en el talud proximal se componen por el apilamiento de costras centimétricas formadas por facies arbustivas (Fig. 6) cuyas morfologías varían lateral y verticalmente. Pequeñas irregularidades sobre la superficie del talud proximal aceleran levemente el flujo y aumentan ligeramente la turbulencia, favoreciendo la desgasificación y la formación de terrazas pequeñas (de escala submilimétrica a decenas de centímetros), otorgándole un aspecto crenulado a la superficie. Estas terracetas limitan pequeños piletones de algunos pocos centímetros de diámetro y menor turbulencia que permiten la decantación de fango calcáreo formando facies micríticas grumulosas (Fig. 8c). Estos pequeños sectores con bajos regímenes de flujo también permiten la formación de placas de calcita (Fig. 7b), las cuales se forman por la intensa evaporación en la interfaz agua-aire que favorece la precipitación de carbonato (Guo y Riding 1998). El travertino generado en este subambiente tiene una elevada porosidad.

**3) Subambiente de planicie distal:** Esta asociación de facies se registra dentro de depósitos horizontales a sub-horizontales de la columna B (Fig. 4). Comprende niveles horizontales de carbonatos bandeados con un abundante contenido de fragmentos líticos. Las facies dominantes son: facies de micrita grumulosa (Fig. 8c y d), facies carbonática mixtas (Fig. 7c y d) y facies de placas de calcita (Fig. 7a). Las costras cristalinas y arbustivas constituyen facies subordinadas.

La expansión lateral del sistema travertínico lleva a que se interdigite con sistemas siliciclásticos (Fig. 10), propios del paisaje juvenil con marcado gradiente topográfico desarrollado en el borde de la Puna. En estos sectores, los fluidos hidrotermales saturados que fluyen lateralmente interactúan con productos detríticos y de retrabajo. La evaporación induce la precipitación de carbonato de calcio favoreciendo la cementación. En etapas de mayor expansión del sistema travertínico (mayor caudal) se generan costras cristalinas y arbustivas con mayor continuidad lateral recubriendo las facies de carbonatos limo-arenosos. Esta asociación es descrita y analizada como travertinos detríticos (e.g. Guo y Riding 1998) dado que comprenden productos de retrabajo, incluyendo intraclastos de travertinos redepositados y extraclastos cementados por carbonatos.

**4) Subambiente de exposición y alteración:** Esta asociación de facies involucra niveles masivos de colores grises a marrones representados principalmente por la litofacies de calcrete. El desarrollo de facies de calcrete (Fig. 9) y paleosuelos es escaso y constituye un límite entre la sección inferior de color rojo y la superior marrón (Fig. 4 columna A).

Se trata de materiales residuales que caracterizan etapas

recesivas, cuando la generación de travertinos se ve interrumpida, ya sea por cambio de dirección del flujo o por la desactivación temporal de las surgencias quedando el registro travertínico expuesto a fenómenos destructivos (Mors et al. 2019). Las condiciones de aridez extrema propias de la Puna contribuyen a que los perfiles de meteorización y pedogénesis tengan poco desarrollo.

## INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA TERMA LOS HORNOS

### Comparación con el sistema travertínico activo terma Los Hornos

Los sistemas travertínicos activo y fósil de la terma Los Hornos pueden ser comparados desde el punto de vista geomorfológico, textural, composicional y mineralógico. En base a estas comparaciones, se pudieron establecer las siguientes similitudes y diferencias:

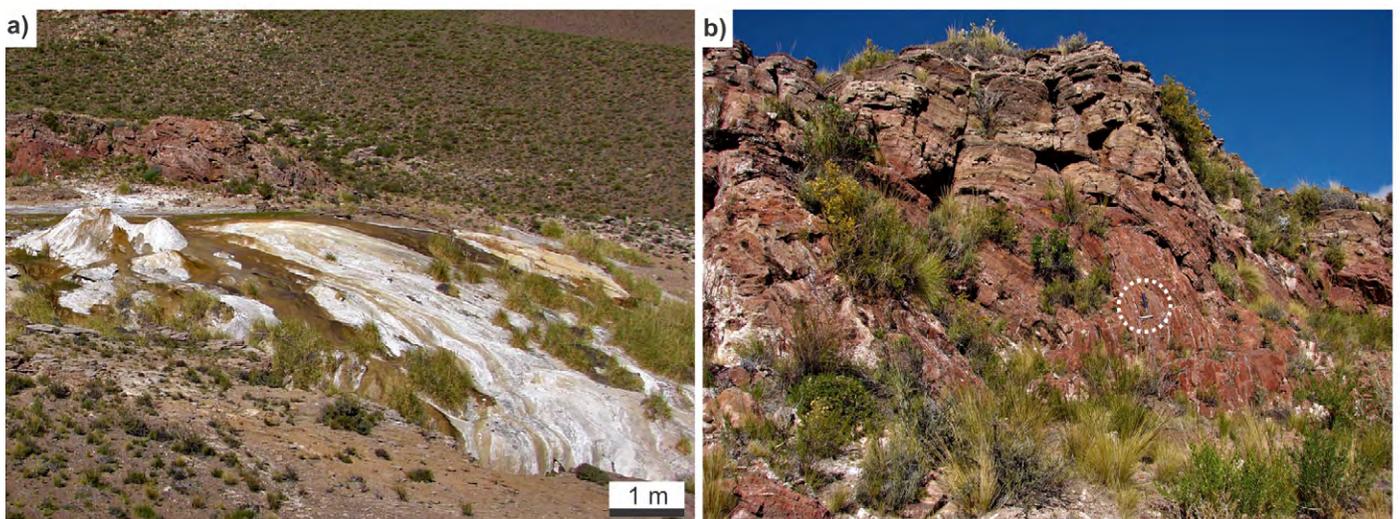
1) A partir de las surgencias puntuales de los campos hidrotermales actuales (Mors et al. 2019), se desarrolla un talud proximal (Fig. 11a) similar a los domos progradantes que presenta la sección inferior roja del travertino fósil (Fig. 11b). Las facies arbustivas predominantes en la unidad fósil son equivalentes a las que reportan Mors et al. (2019) en las costras que conforman el talud proximal del sistema activo.

2) Las morfologías generadas por encima de las surgencias en ambos sistemas son diferentes. En el sistema activo se observa el desarrollo de pináculos y domos de sección circular por encima de surgencias discretas (Fig. 11a). En cambio, en el sistema fósil se registraron relictos de una cresta de fisura que constituye una morfología significativamente

diferente (Fig. 3d). Estas diferencias morfológicas dependen básicamente de la naturaleza puntual o lineal de la fuente controlada por la permeabilidad y disposición del sistema de ductos y la fragilidad del sustrato (Curewitz y Karson 1997, Brogi y Capezzuoli 2009). En relación con esto último, la fractura N-S que comunican el reservorio hidrotermal ubicado por debajo de la caldera de cerro Blanco con la terma Los Hornos (Chiodi et al. 2019) habría permitido el desarrollo temprano de un sistema fisural afectando la Complejo Metamórfico Famabalasto (Fig. 2). El desarrollo de los travertinos fósiles, reconocidos como rocas extremadamente porosas (Pentecost 2005) habría favorecido el desarrollo de ductos puntuales que permiten actualmente el desarrollo de estructuras carbonáticas cónicas o pinaculares.

3) El sistema actual no presenta los contenidos de óxidos/hidróxidos de hierro y manganeso que habría tenido el sistema fósil. Estos elementos tiñeron de rojo y marrón las secciones inferior y superior de la meseta travertínica (Fig. 3c). Mayores temperaturas, pH más bajos y mayores caudales, sumado a tiempos de residencia prolongados, habrían permitido una fuerte lixiviación de la roca de caja. Dicha alteración, más efectiva en el pasado que en el presente, habría posibilitado una mayor removilización de hierro y manganeso que al entrar en contacto con las condiciones oxidantes atmosféricas habrían precipitado en forma de óxidos/hidróxidos confiriéndole a los depósitos carbonáticos su coloración. Los mayores contenidos de hierro y manganeso disueltos en el sistema hidrotermal que habrían dado origen a estos depósitos, no solo se materializan en la coloración de los travertinos, sino también en la presencia de un nivel de pirolusita ( $Mn^{4+}O_2$ ) en la base de la columna B (Fig. 4).

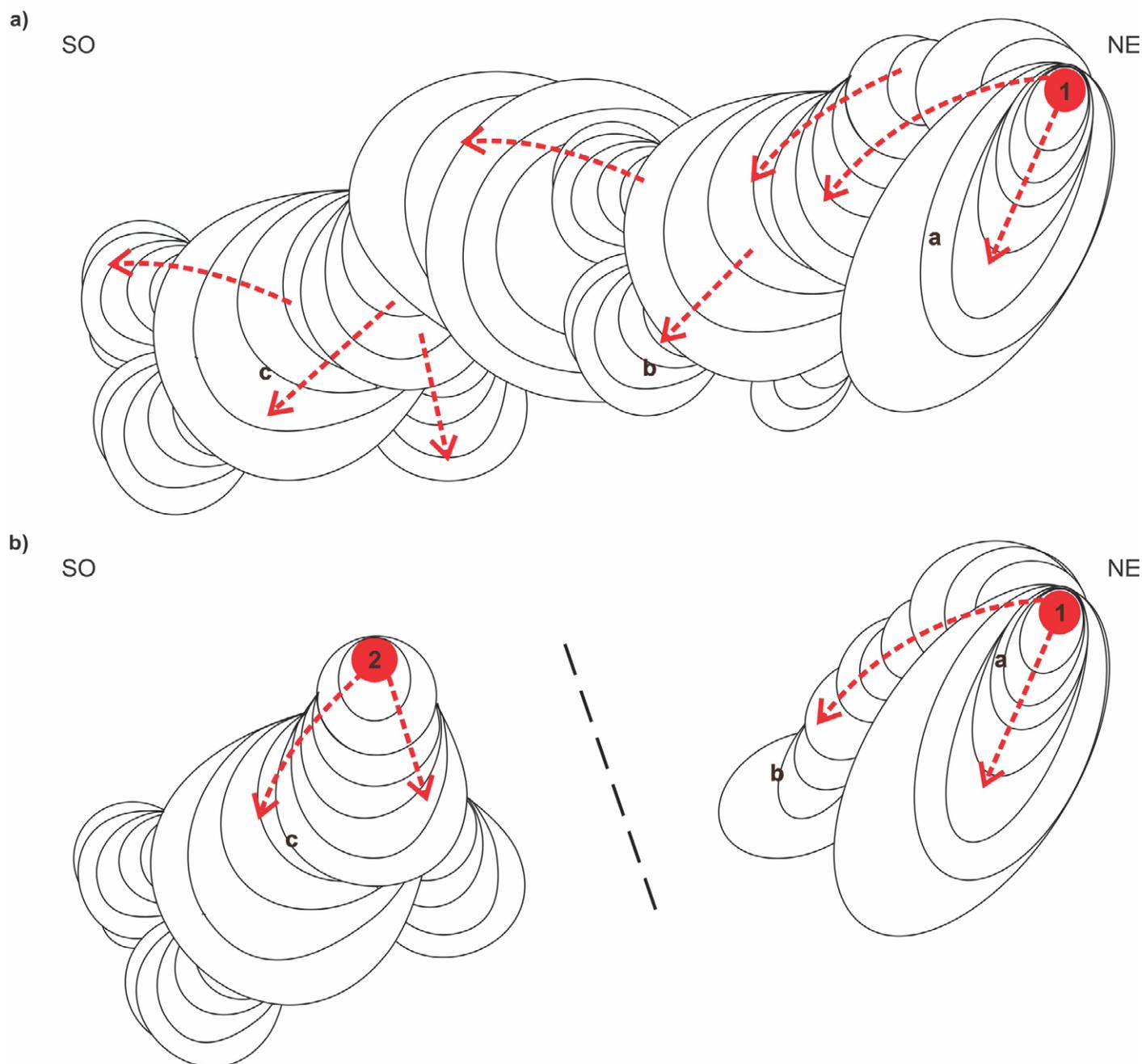
4) El sistema activo carece de facies de cristales fibro-



**Figura 11.** Comparación de las geoformas activas y fósiles del sistema travertínico Los Hornos: a) Conos activos desarrollados por encima del talud proximal actual; b) Domos progradantes desarrollados en la sección inferior roja de la meseta travertínica fósil.

sos y columnares de aragonita como los que se preservan en la sección marrón superior del sistema fósil (Fig. 3c). Esto permite argumentar que el sistema fósil se habría desarrollado bajo condiciones ligeramente distintas a las actuales. Folk (1994) sugirió que la precipitación de aragonita sobre calcita podría favorecerse si: (1) la temperatura del agua es  $> 40\text{ }^{\circ}\text{C}$ , independientemente de la composición del fluido, o (2) la relación molar Mg/Ca es  $> 1:1$  independientemente de la temperatura del agua. Así se puede interpretar que du-

rante la formación del travertino fósil, en especial las facies de cristales fibrosos y columnares de aragonita, el sistema hidrotermal habría alcanzado mayores temperaturas o habría presentado mayores contenidos de magnesio disuuelto. Este escenario puede complicarse por: (1) efectos cinéticos dados por altas tasas de desgasificación que favorecerían la precipitación de aragonita (Kitano 1963), (2) presencia de materia orgánica que permite el desarrollo de ambos polimorfos (Murray 1954, Lowenstam y Weiner 1983) y (3) la presencia de Sr



**Figura 12.** Interpretación del desarrollo areal la sección inferior roja del sistema travertínico fósil contemplando uno o dos agrupamientos de manantiales (a y b, respectivamente). Los círculos rojos representan la posición de los manantiales, las flechas indican el sentido del flujo y los óvalos la superposición de geoformas dómicas. Las letras señalan la posible posición de las columnas estratigráficas (Fig. 4).

que favorece la formación de aragonita (Malesani y Vannuchi 1975). Las facies analizadas no presentan evidencias microtexturales de actividad bacteriana ni de materia orgánica comprobable, sin embargo, es posible que el sistema haya tenido mayores presiones parciales de CO<sub>2</sub> favoreciendo la desgasificación o mayores concentraciones de Sr disuelto que habrían favorecido la formación de cristales de aragonita.

### Distribución espacial y arquitectura del registro fósil

Un aspecto que resulta importante a escala de reservorios es la geometría a gran escala de estos cuerpos de roca y su desarrollo interno (Claes et al. 2015, Mancini et al. 2019). El reconocimiento de calcretes (Fig. 9) separando la sección inferior de la superior en la meseta travertínica fósil de la terma Los Hornos permite interpretar una etapa intermedia destructiva separando etapas constructivas (agradantes y progradantes) en el sentido de Mors et al. (2019).

Se plantean dos alternativas para explicar la distribución areal y la arquitectura interna (Fig. 3b) que presenta el registro aterrazado de la terma Los Hornos: 1) la presencia de un solo campo hidrotermal (Fig. 12a), considerando a este como el agrupamiento natural de varias surgencias, con la capacidad de derramar y discurrir sobre toda la paleosuperficie, permitiendo la nivelación del paisaje o 2) la existencia de más de un campo hidrotermal en distintas posiciones (Fig. 12b), formando superficies dómicas progradantes y agradantes superpuestas que al expandirse lateralmente dieron origen al plateau travertínico actual.

En caso de que el origen de esta meseta travertínica hubiese sido a partir de un único campo hidrotermal (Fig. 12a) el ascenso de los fluidos habría estado controlado a partir de una fisura, cuyos relictos se encuentran preservados actualmente como retazos de una cresta de fisura aguas arriba entre los campos hidrotermales activos 1 y 2 (Fig. 2). Dado el volumen de carbonatos preservados y la pendiente regional, el sistema en el pasado habría tenido un mayor caudal y habría derramado sus aguas sobre la paleosuperficie generando un registro travertínico que originalmente habría presentado continuidad estratigráfica. Cerca de la zona de surgencia, debido a que las tasas de precipitación son mayores, se habrían generado geometrías domales (sección inferior roja) fuertemente agradantes preservando mayores espesores estratigráficos. La dinámica de estas morfologías genera que las mismas se vayan superponiendo (Fig. 12a) y que las pendientes locales vayan cambiando (Fig. 4 columna A). La expansión lateral del sistema travertínico sobre topografías más elevadas (como aquella región donde el travertino solapa un cuerpo ígneo,

Fig. 2) habría generado menor espesor estratigráfico, dado el menor espacio de acomodación. En cambio, en depresiones se habrían generado mayores espesores estratigráficos (Fig. 4 columna C) logrando así nivelar la topografía y construir el relieve mesetiforme.

El adelgazamiento del registro en la columna B (Fig. 4) también podría explicarse a partir del planteo de más de un campo hidrotermal, uno adyacente al campo hidrotermal activo 2 y otro adyacente al campo hidrotermal activo 3 (Fig. 2). En este caso, el registro de la columna B (Fig. 4) estaría representando facies distales de aquellas registradas en la columna A (Fig. 4). Más allá de que podrían haber sido campos hidrotermales espacialmente separados (Fig. 12b), los fluidos forman parte de un único reservorio hidrotermal (Chiodi et al. 2019) y, en consecuencia, los registros estratigráficos preservados en las columnas A y C son morfológica y petrográficamente comparables (Fig. 4).

Si bien la semejanza de las columnas A y C permiten correlacionar cualitativamente ambos registros, las altas tasas de crecimiento y la dinámica progradante característica de los sistemas travertínicos y su compleja topografía interna, imposibilitan realizar una correlación estratigráfica a través de algún indicador guía que se pueda horizontalizar. En este caso, la correlación se lleva a cabo estableciendo dentro de las columnas, horizontes que desde el punto de vista petrográfico, textural y morfológico se parezcan. La ausencia del horizonte de calcrete en la columna C que aparece en la columna A separando la sección inferior roja de la superior de color marrón (Fig. 4), podría indicar la independencia de los campos hidrotermales que dieron origen a estos depósitos. Esto implicaría que en algún momento las surgencias del campo hidrotermal 1 (Fig. 12b) se habrían desactivado o habrían tenido menos caudal, mientras que las surgencias del campo hidrotermal 2 (Fig. 12b) se habrían mantenido activas. Los diferentes espesores que presentan las columnas estarían en favor de esto, siendo comparativamente mayor el espesor de la columna C (Fig. 4), lo cual estaría respaldando el desarrollo de dos campos hidrotermales diferentes (Fig. 12b). El futuro análisis de la estructura interna a través de herramientas geofísicas (Pedley et al. 2000, Jol y Bristow 2003) podrán posiblemente develar esta incógnita.

Finalmente, con el alzamiento progresivo de la región, los arroyos Los Hornos y Las Vizcachas habrían labrado y eliminado parte del registro estratigráfico del travertino mesetiforme que habría tenido una mayor expresión areal. La caída relativa del nivel de base habría promovido la desconexión física y el desnivel topográfico existente entre el registro fósil y el travertino activo que se forma en la actualidad. Esto per-

mite interpretar, que como producto de un proceso continuo como es el relacionado con alzamiento (o caída relativa del nivel de base), sucesivas etapas constructivas se vinculan con momentos de actividad hidrotermal, separados por otros momentos de letargo o donde dominan fenómenos destructivos (Mors et al. 2019), eventualmente asociados con cambios climáticos. El hecho de que la etapa fósil fue discontinuada en relación con la actividad actual permite sostener que distintos cuerpos travertínicos pueden desarrollarse recurrentemente y pueden quedar superpuestos o no de acuerdo con las tasas de precipitación y crecimiento (velocidad de expansión) y a la velocidad de alzamiento o reactivación del paisaje. Esto puede tener relevancia predictiva en el modelado estratigráfico de reservorios.

## CONCLUSIONES

El estudio de una meseta travertínica fósil en la terma Los Hornos, sector austral de la Puna en la provincia de Catamarca, ha permitido reconocer distintas morfologías y facies asociadas. Esta meseta travertínica presenta dos secciones, una inferior de color rojo compuesta por morfologías dómicas correspondientes a la pendiente proximal del sistema, y una superior de color marrón y morfología tabular interpretada como una expansión lateral (traslape) que le confirió su morfología de *plateau*. El límite entre ambas secciones está dado por la presencia de un nivel de calcrete. Una cresta de fisura preservada entre los campos hidrotermales activos 1 y 2, inmediatamente aguas arriba del travertino mesetiforme, parece haber sido el canal de ascenso que utilizaron los fluidos para alcanzar la superficie.

Con mayor detalle dentro de las morfologías dómicas de la sección inferior se reconocieron mesoformas botroidales, además de un amplio desarrollo de terracetas escalonadas. Los botroides están asociados principalmente a cristales de calcita en empalizada, mientras que las terracetas desarrollan facies arbustivas, que incluyen variedades de dendritas cristalográficas y no cristalográficas. Pequeños piletos formados entre las terracetas preservan facies de placas de calcita y facies micríticas grumulosas. La sección superior tabular está compuesta por una alternancia de costras cristalinas, entre las que se distinguieron facies de calcita en empalizada y cristales fibrosos y columnares de aragonita. La cresta de fisura está constituida por el apilamiento de costras cristalinas en su canal de ascenso y texturas arbustivas hacia los bordes de la misma. Las facies carbonáticas distales están representadas por variedades de carbonatos mixtos con abundante

presencia de material volcánico-clástico.

La comparación del sistema travertínico fósil con el activo de la terma Los Hornos permitió establecer diferentes modos de ascenso de los fluidos hidrotermales. Mientras que en el pasado los fluidos habrían ascendido a partir de fracturas, el sistema activo presenta canales de ascenso puntuales de sección circular. La comparación también permitió determinar diferencias composicionales con cristales fibrosos y columnares de aragonita en el ejemplo fósil que no se forman en la actualidad. Mayores concentraciones de magnesio ( $Mg/Ca > 1$ ) y estroncio disueltos en los fluidos hidrotermales y/o mayores tasas de desgasificación asociado a mayores presiones parciales de  $CO_2$  podrían haber influido en ello. A su vez, la coloración rojiza del travertino fósil, sumado a la presencia de un nivel de pirolusita en la base de la columna B, indicarían que en el pasado el sistema hidrotermal habría tenido mayores concentraciones de hierro y manganeso disueltos. Estas diferencias permitirían sugerir que en el pasado el sistema hidrotermal habría tenido una mayor actividad (mayores caudales y temperaturas) y pH más bajos que habrían permitido la lixiviación más efectiva del basamento.

Se plantean dos alternativas para explicar la distribución espacial y arquitectura interna del registro travertínico fósil. Una de ellas involucra la existencia de una surgencia única de mayor actividad asociada a una cresta de fisura. La otra explica la presencia de dos campos hidrotermales cuya coalescencia daría origen a la meseta travertínica reconocida. Si bien ambas hipótesis son igualmente posibles, la segunda parece tener un mayor sustento basado en el análisis estratigráfico de detalle realizado en el presente trabajo.

El reconocimiento de los travertinos fósiles actualmente aterrizados y sus contrapartes activas con geoformas y conjuntos de facies similares indica etapas constructivas separadas y permite interpretar una etapa intermedia destructiva. El mejor entendimiento de estas etapas y la distribución espacial de sus productos tiene importantes consecuencias estratigráficas secuenciales con fines de modelado y prospectivos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo contiene los principales resultados del trabajo final de grado de Anabel J. Piersigilli titulado "Travertinos de la terma Los Hornos, Puna Austral de Catamarca, Argentina" realizado en el año 2019 en la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Los autores desean agradecer el apoyo económico de la Secretaría de Ciencias y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (SECYT N° 30720130100119CB

y 33620180100911CB a R.A.A.) y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET-PIP N° 11220150100664CO a F.J.G.). Agradecemos a los técnicos del CICTERRA por su invaluable ayuda en la realización de este trabajo. También agradecemos los comentarios de los revisores, el Dr. Álvaro Rodríguez-Berriguete y el Geól. Aldo Anselmo, y del editor, el Dr. Diego A. Kietzmann, que mejoraron la versión final de este manuscrito.

## REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America Bulletin* 97(9): 1070-1082.
- Allmendinger, R.W., Strecker, M., Eremchuk, J.E. y Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2(2): 111-130.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. y Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25(1): 139-174.
- Alonso-Zarza, A.M. y Wright, V.P. 2010. Calcretes. En: Alonso-Zarza y A.M., Tanner, L.H. (eds.), *Carbonates in Continental Settings - Facies, Environments, and Processes*. *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 61: 225-267, Amsterdam.
- Altunel, E. y Hancock, P.L. 1993. Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale, Turkey. *Geological Journal* 28(3-4): 335-346.
- Altunel, E. y Hancock, P.L. 1996. Structural attributes of travertine-filled extensional fissures in the Pamukkale Plateau, Western Turkey. *International Geology Review* 38(8): 768-777.
- Andrews, J.E. y Brasier, A.T. 2005. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science* 20(5): 411-421.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Gropelli, G., Norini, G. y Corazzato, C. 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26 45 LS-67 45 LO), Puna Austral. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 851-858, La Plata.
- Astini, R.A., Mors, R.A. y Gomez, F.J. 2018. Brechas y conglomerados epiclásticos dentro de los complejos volcánicos del sureste de la Puna y su relación con la fragmentación del antepaís. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(1): 64-79.
- Báez, W.A., Chiodi, A., Bustos, E., Arnosio, M., Viramonte, J.G. y Giordano, G. 2017. Mecanismos de emplazamiento y destrucción de los domos lávicos asociados a la caldera del Cerro Blanco, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(2): 223-238.
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañes, A., Viramonte, J.G., Bustos, E. y López, J.F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32(1): 29-49.
- Barazangi, M. y Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Barth, J.A. y Chafetz, H.S. 2015. Cool water geyser travertine: crystal Geyser, Utah, USA. *Sedimentology* 62(3): 607-620.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K. 1999. El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27° S) – Metamorfismo y Geocronología. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.), *Geología del Noroeste Argentino*. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 58-72, Salta.
- Bianchi, A.R. y Cravero, S.A.C. 2010. Atlas climático digital de la República Argentina. Ediciones INTA. <https://inta.gob.ar/documentos/atlas-climatico-digital-de-la-republica-argentina>.
- Bianchi, A.R. y Yáñez, C.E. 1992. Las precipitaciones en el Noroeste Argentino, 2da. Edición. INTA, Salta.
- Bookhagen, B. y Strecker, M.R. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters* 35(6): 1-6.
- Broggi, A. y Capezzuoli, E. 2009. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). *International Journal of Earth Sciences* 98(4): 931-947.
- Bustos, E., Arnosio, J.M. y Norini, G. 2015. Análisis morfológico del complejo volcánico La Hoyada Puna Austral mediante la aplicación de Modelos de Elevación Digital. *Revista Asociación Geológica Argentina* 72(2): 279-291.
- Camprubí, A. y Albinson, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58(1): 27-81.
- Capezzuoli, E., Gandin, A. y Pedley, M. 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology* 61(1): 1-21.
- Carminatti, M., Wolff, B. y Gamboa, L. 2008. New exploratory frontiers in Brazil. *Proceedings 19° World Petroleum Congress*, 11p., Madrid.
- Ceraldi, T.S. y Green, D. 2017. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. En: Ceraldi, T.S., Hodgkinson, R.A. y Backe, G. (eds.), *Petroleum Geoscience of the West Africa Margin*. Geological Society of London, Special Publications 438: 77-98, London.
- Chafetz, H.S. y Guidry, S.A. 1999. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology* 126(1-4): 57-74.
- Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Filipovich, R., Bustos, E., Galli, M.G., Suzaño, N., Ahumada, M.F., Viramonte, J.G., Giordano, G., Pecoraino, G. y Vaselli, O. 2019. Preliminary conceptual model of the Cerro Blanco caldera-hosted geothermal system (Southern Puna, Argentina): Inferences from geochemical investigations. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102213.
- Claes, H., Soete, J., Van Noten, K., El Desouky, H., Marques Erthal,

- M., Vanhaecke, F., Özkul, M., y Swennen, R. 2015. Sedimentology, three-dimensional geobody reconstruction and carbon dioxide origin of Pleistocene travertine deposits in the Ballik area (south-west Turkey). *Sedimentology* 62(5): 1408-1445.
- Claes, H., Degros, M., Soete, J., Claes, S., Kele, S., Mindszenty, A., Török, Á., El Desoukyd, H., Vanhaeckee, F. y Swennena, R. 2017a. Geobody architecture, genesis and petrophysical characteristics of the Budakalász travertines, Buda Hills (Hungary). *Quaternary International* 437: 107-128.
- Claes, H., Erthal, M.M., Soete, J., Özkul, M. y Swennen, R. 2017b. Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballik-Belevi area (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International* 437: 147-163.
- Curewitz, D., y Karson, J.A. 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79(3-4): 149-168.
- Della Porta, G. 2015. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. En: Bosence, D.W.J., Gibbons, K., Le Heron, D.P., Pritchard, T. y Vining, B. (eds.), *Microbial carbonates in space and time: Implications for global exploration and production*. Geological Society of London, Special Publications 418(1): 17-68, London.
- De Martonne, E. 1934. The Andes of the North-West Argentine. *The Geographical Journal* 84(1): 1-14.
- Deruelle, B. 1982. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14(1-2): 77-124.
- Farias, F., Szatmari, P., Bahniuk, A. y França, A.B. 2019. Evaporitic carbonates in the pre-salt of Santos Basin—Genesis and tectonic implications. *Marine and Petroleum Geology* 105: 251-272.
- Flügel, E. 2012. *Microfacies analysis of limestones*. Springer, 633 p., Berlín.
- Folk, R.L., 1994. Interaction between bacteria, nannobacteria, and mineral precipitation in hot springs of central Italy. *Géographie Physique et Quaternaire* 48(3): 233-246.
- Ford, T.D. y Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews* 41(3-4): 117-175.
- Fouke, B.W., Farmer, J.D., Des Marais, D.J., Pratt, L., Sturchio, N.C., Burns, P.C. y Discipulo, M.K. 2000. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA). *Journal of Sedimentary Research* 70(3): 565-585.
- Gandin, A. y Capezzuoli, E. 2008. Travertine versus calcareous tufa: Distinctive petrologic features and stable isotopes signatures. *Italian Journal of Quaternary Sciences* 21(1B): 125-136.
- Gandin, A. y Capezzuoli, E. 2014. Travertine: distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems. *Sedimentology* 61(1): 264-290.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 281: 180-195.
- Gibert, R.O., Taberner, C., Saez, A., Giral, S., Alonso, R.N., Edwards, R.L. y Pueyo, J.J. 2009. Igneous origin of CO<sub>2</sub> in ancient and recent hot-spring waters and travertines from the northern Argentinean Andes. *Journal of Sedimentary Research* 79(8): 554-567.
- Gomez, F.J., Kah, L.C., Bartley, J.K. y Astini, R.A. 2014. Microbialites in a high-altitude andean lake: multiple controls on carbonate precipitation and lamina accretion. *Palaios* 29(6): 233-249.
- Guo, L. y Riding, R. 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology* 45(1): 163-180.
- Hammer, Ø., Dysthe, D.K. y Jamtveit, B. 2010. Travertine terracing: patterns and mechanisms. En: Pedley, M. y Rogerson, M. (eds.), *Tufas, Speleothems and Stromatolites: Unravelling the Physical and Microbial Controls*. Geological Society of London, Special Publications 336: 345-355, London.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 93(B4): 3211-3231.
- Jol, H.M. y Bristow, C.S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. Geological Society of London, Special Publications 211(1): 9-27.
- Jones, B. 2017a. Review of calcium carbonate polymorph precipitation in spring systems. *Sedimentary Geology* 353: 64-75.
- Jones, B. 2017b. Review of aragonite and calcite crystal morphogenesis in thermal spring systems. *Sedimentary Geology* 354: 9-23.
- Jones, B. y Peng, X. 2016. Mineralogical, crystallographic, and isotopic constraints on the precipitation of aragonite and calcite at Shiqiang and other hot springs in Yunnan Province, China. *Sedimentary Geology* 345: 103-125.
- Jones, B. y Renaut, R.W. 1995. Noncrystallographic calcite dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya. *Journal of Sedimentary Research* 65(1a):154-169.
- Jones, B. y Renaut, R.W. 1996. Morphology and growth of aragonite crystals in hot-spring travertines at Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology* 43(2): 323-340.
- Kano, A., Okumura, T., Takashima, C., y Shiraishi, F. 2019. Geomicrobiological properties and processes of travertine: with a focus on Japanese sites. Springer, 176 p., Singapore.
- Kendall, A.C. y Broughton, P.L. 1978. Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. *Journal of Sedimentary Research* 48(2): 519-538.
- Kitano, Y. 1963. Geochemistry of calcareous deposits found in hot springs. *Journal of Earth Science*. Nagoya University 11: 68-100.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer,

- E. y Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: the Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12(2): 157-182.
- Lowenstam, H.A. y Weiner, S. 1983. Mineralization by organisms and the evolution of biomineralization. En: Westbroek, P. y De Jong, E.W. (eds.), *Biomineralization and Biological Metal Accumulation*. Springer: 191-203, Amsterdam.
- Malesani, P. y Vannucchi, S. 1975. Precipitazione di calcite o di aragonite dalle acque termominerale in relazione alla genesi e all'evoluzione dei travertini. *Atti della R. Accademia d'Italia* 58: 761-776.
- Mancini, A., Capezzuoli, E., Erthal, M. y Swennen, R. 2019. Hierarchical approach to define travertine depositional systems: 3D conceptual morphological model and possible applications. *Marine and Petroleum Geology* 103: 549-563.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7(2): 179-207.
- Marrett, R. y Strecker, M.R. 2000. Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics* 19(3): 452-467.
- Milana, J.P. 2009. Largest wind ripples on Earth? *Geology* 37(4): 343-346.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Alfonso Brod, J., Seggiaro, R., Marrett, R. y Sudo, M. 2010. Magmatismo ácido del mioceno superior-cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(3): 329-348.
- Montero López, C., Strecker, M.R., Schildgen, T.F., Hongn, F., Guzmán, S., Bookhagen, B. y Sudo, M. 2014. Local high relief at the southern margin of the Andean plateau by 9 Ma: evidence from ignimbritic valley fills and river incision. *Terra Nova* 26(6): 454-460.
- Mors, R.A., Astini, R.A. y Gomez, F.J. 2019. Coexisting active travertines and tufas in the southeastern border of the Puna plateau. *Sedimentary Geology* 389: 200-217.
- Murray, J.W. 1954. The deposition of calcite and aragonite in caves. *Journal of Geology* 62: 481-492.
- Pedley, H.M., Hill, I., Denton, P. y Brasington, J. 2000. Three-dimensional modelling of a Holocene tufa system in the Lathkill Valley, north Derbyshire, using ground-penetrating radar. *Sedimentology* 47(3): 721-738.
- Pentecost, A. 2005. *Travertine*. Springer, 476 p., Amsterdam.
- Peryt, T.M. 1983. *Coated Grains*. Springer, 655 p., Berlín.
- Renaut, R.W. y Jones, B. 1997. Controls on aragonite and calcite precipitation in hot spring travertines at Chemurkeu, Lake Bogoria, Kenya. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34(6): 801-818.
- Ricketts, J.W., Ma, L., Wagler, A.E. y Garcia, V.H. 2019. Global travertine deposition modulated by oscillations in climate. *Journal of Quaternary Science* 34(7): 558-568.
- Riller, U. y Oncken, O. 2003. Growth of the Central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *The Journal of Geology* 111(3): 367-384.
- Rodríguez-Berriguete, Á. y Alonso-Zarza, A.M. 2019. Controlling factors and implications for travertine and tufa deposition in a volcanic setting. *Sedimentary Geology* 381: 13-28.
- Schoenbohm, L.M. y Carrapa, B. 2015. Miocene-Pliocene shortening, extension, and mafic magmatism support small-scale lithospheric foundering in the central Andes, NW Argentina. En: DeCelles P. G., Ducea M. N., Carrapa B. y Kapp P. A. (eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America Memoir 212: 167-180, Boulder.
- Schoenbohm, L.M. y Strecker, M.R. 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics* 28(5): TC5008.
- Seggiaro, R., Hongn, F. y Becchio, R. 2000. Cabalgamientos cenozoicos en el extremo austral de la Puna, Argentina. 98° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 339-343, Puerto Varas.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 161-206.
- Takashima, C., Kano, A., Naganuma, T. y Tazaki, K. 2008. Laminated iron texture by iron-oxidizing bacteria in a calcite travertine. *Geomicrobiology Journal* 25(3-4): 193-202.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, 482 p., London.
- Wright, V.P. y Barnett, A.J. 2020. The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil. *Facies* 66(1): 1-18.
- Zhou, R. y Schoenbohm, L.M. 2015. Late Miocene upper-crustal deformation within the interior of the southern Puna Plateau, central Andes. *Lithosphere* 7(3): 336-352.
- Zhou, R., Schoenbohm, L.M., Sobel, E.R., Carrapa, B. y Davis, D.W. 2016. Sedimentary record of regional deformation and dynamics of the thick-skinned southern Puna Plateau, central Andes (26–27° S). *Earth and Planetary Science Letters* 433: 317-325.