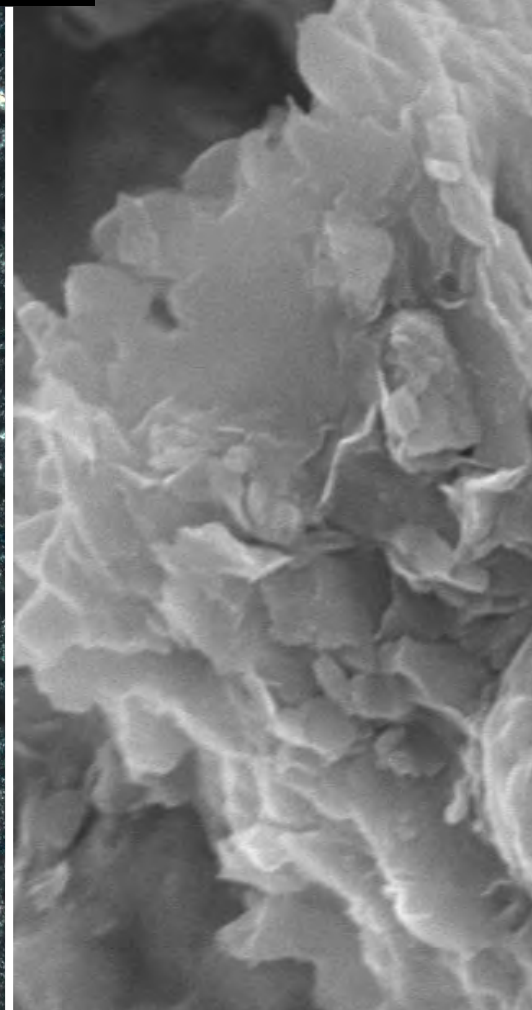
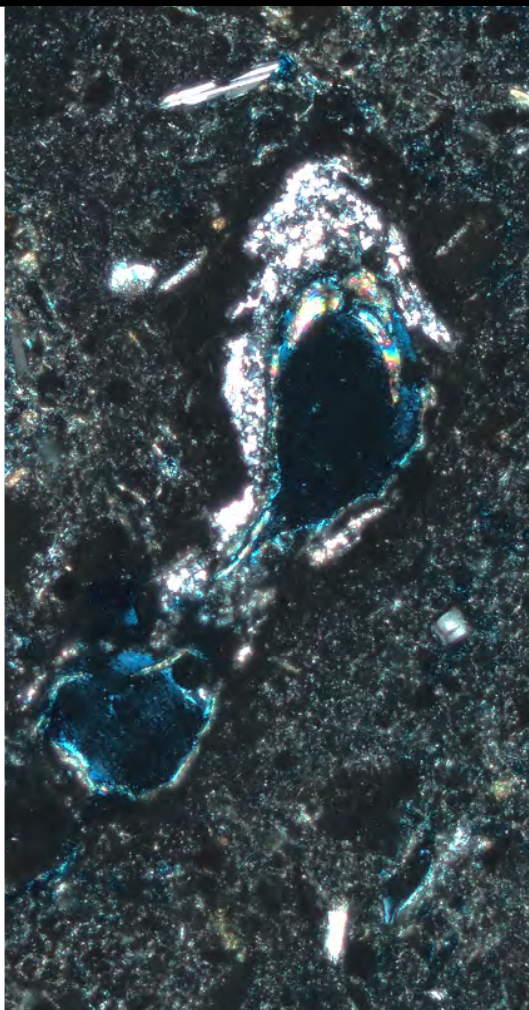


RELACIÓN ENTRE PROCESOS PEDOGENÉTICOS Y FACTORES FORMADORES DE SUELO DURANTE EL GREENHOUSE CENOMANIANO DESDE UN ABORDAJE MACRO-, MICRO- Y NANOMORFOLÓGICO



Tesista: Lic. Sabrina Lizzoli
Directores: Dra. María Sol Raigemborn y Dr. Augusto N. Varela

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

I

01

INTRODUCCIÓN

1

03

**MATERIALES
Y MÉTODOS**

36

05

**CUENCA
CAÑADÓN
ASFALTO**

98

07

**CUENCA
AUSTRAL-
MAGALLANES**

192

09

CONCLUSIONES

248

ABSTRACT

VI

02

**MARCO
GEOLÓGICO**

6

04

**CUENCA
NEUQUINA**

51

06

**CUENCA
DEL GOLFO
SAN JORGE**

131

08

DISCUSIÓN

222

BIBLIOGRAFÍA

253



AGRADECIMIENTOS

La escritura de esta tesis es el resultado no solo de un trabajo individual sino de un cúmulo de personas, de instituciones y de lugares que hicieron que el Doctorado me permitiera crecer no solo como profesional e investigadora sino también como persona. Gracias al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET) por generar las condiciones materiales para realizar esta investigación con dedicación plena; al Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) por darme lugar de trabajo e incluirme y el sentido de pertenencia ¡Me enorgullece decir que mi formación es en el CIG!; Y finalmente, a la Universidad Nacional de La Plata por ser el escenario en el que todo esto sucede.

Todas estas instituciones están hechas y sostenidas por personas que humanizan la experiencia de investigación y sin las cuales este trabajo no hubiera sido posible. Es por eso que quiero agradecer, en primer lugar, a mis directores por haberme guiado en este camino y por apostar y confiar en mí. A Sol, por compartir conmigo no solo su conocimiento disciplinar sino también el amor por la ciencia, por generar en su oficina un lugar de risas y conversaciones cotidianas. A Augusto, con quien a pesar de no compartir el día a día, estuvo siempre pendiente de mí para aconsejarme y enseñarme. A los dos les agradezco por acompañarme de manera cercana y amorosa en este proceso, por sus lecturas y su generosidad.

A los directores del CIG, Juan y Gonzalo, que estuvieron dispuestos a ayudarme en lo que necesité, a mis compañeros/as del CIG por el día a día compartido, en especial a mis compañeros/as de oficina, por la compañía constante. Gracias a Pocho y a Germán por recibirme en el laboratorio y hacer todos los análisis de DRX de esta tesis, a Pablo por estar dispuesto con todos y cada uno de mis cortes, a Víctor por moler mis muestras y a Damián por las discusiones y los aportes sedimentológicos. Le agradezco a todo el personal del CIG que siempre de una u otra manera estuvieron dispuestos a ayudarme y por compartir la vida cotidiana de los últimos cinco años. Gracias a Abril por ayudarme con el maquetado final de la tesis.

Me gustaría asimismo agradecer al laboratorio de microscopia electrónica de barrido de Y-TEC por permitirme usar el equipo; y a la International Association of Sedimentologists por financiar parte de las tareas de campo y análisis geoquímicos a través del *grant* obtenido.

Todos los momentos de esta tesis fueron de aprendizaje, también en su etapa final: gracias a los/as jurados/as, Elisa Beilinson, Pablo Bouza y Eduardo Bellosi por aceptar la corrección de la tesis, por el tiempo dedicado para leerla y por las sugerencias que sin dudas enriquecieron el manuscrito final.

Un agradecimiento muy especial a todas aquellas personas que me permitieron llevar a cabo las tareas de campo y hacer que siempre me sintiera en casa. Una de las cosas más lindas que me llevo de esta etapa son los lugares y personas que conocí, personas siempre dispuestas a invitarme a pasar, a un mate, torta frita mediante y enseñarme generosamente un poco de sus vidas. A Euge y al Tano que me ayudaron en las tareas de campo, sin dudas no habrían sido posibles sin ustedes y mi agradecimiento es infinito. Gracias especialmente a Susana y Mario, quienes me abrieron las puertas de su casa, ¡gracias por la Terapia Sierras Blancas y por todos los momentos compartidos! Sin dudas, ellos “y el patio de su casa” son lo más lindo que me llevo de Santa Cruz.

Finalmente, quiero agradecer a los afectos de siempre, por su compañía, por ser quienes están siempre dándome la confianza y la libertad para cumplir mis metas. A mi familia, Gladys, José, Sofía y Nathalie por acompañarme de cerca en todo, por escucharme y ser el sostén de mi vida. Un agradecimiento especial para mi querido abuelo Toto, que siempre confió en mí y quién anhelaba verme defender esta tesis ¡Ojalá estés orgulloso!. A la otra parte mi la familia, a Greta y Simón, por su incondicional amor perruno, y en especial a Pina y Coqui, que llegaron en medio de la pandemia, para darme su amor y alegrar mis días. A mis amigos: los amo. Sin dudas mi vida es mejor rodeada de todos ustedes ¡Gracias por estar siempre!. Y a Joaquín, quien supo ser mucho más que una pareja, un compañero y un amigo... desde antes de saber qué iba a hacer la tesis estuvo su apoyo incondicional. ¡Que la vida nos encuentre!

¡Gracias por todo!

Sabrina Lizzoli, Junio 2023

RESUMEN

El objetivo general de la presente tesis doctoral consiste en entender cuál fue la relación entre los procesos pedogenéticos y los factores formadores de suelo (material parental, clima, topografía, organismos y tiempo) durante el estadio de *greenhouse* del Cenomaniano en función de los cambios latitudinales en el sur de Sudamérica. Para ello se estudiaron los paleosuelos presentes en los depósitos continentales de edad cenomaniana, aflorantes en distintas cuencas de Patagonia, ubicadas en paleolatitudes medias y medias-altas.

Los modelos globales de precipitaciones medias anuales y reconstrucciones paleoclimáticas del Cretácico medio están basados en asociaciones paleoflorísticas y en datos de paleosuelos del Hemisferio Norte. En tanto que en el Hemisferio Sur, estas reconstrucciones están basadas en evidencia de megaflores y en datos palinológicos. Existen hasta el momento pocos trabajos que aborden esta temática a partir del uso de los paleosuelos como *proxy* paleoclimático. Por lo que, los objetivos específicos de la tesis, fueron: (1) caracterizar y ponderar los procesos pedogenéticos; (2) inferir las condiciones paleoclimáticas; (3) definir el grado de influencia en que los factores formadores de suelo controlaron el grado de desarrollo de los paleosuelos; (4) Vincular las reconstrucciones paleoclimáticas y los procesos pedogenéticos interpretados con los datos bibliográficos del Hemisferio Norte a fin de generar una reconstrucción de carácter global; y (5) Generar un modelo global de desarrollo del sistema suelo para el Cenomaniano bajo condiciones de *greenhouse*, a fin de obtener un escenario análogo ante el actual incremento del calentamiento global.

El presente trabajo comprendió tres etapas: tareas de gabinete (recopilación bibliográfica y definición de zonas de estudio); tareas de campo (relevamiento de perfiles sedimentológicos y paleopedológicos) y de laboratorio (micromorfología, difracción de rayos X, microscopía electrónica de barrido y geoquímica); y el procesamiento y análisis intelectual de la información obtenida.

En el norte de Patagonia, para paleolatitudes medias (43° 30' paleolatitud Sur), se relevaron los paleosuelos correspondientes a las formaciones Candeleros (FC) y Huincul (FH) en el sur de la Cuenca Neuquina. Ambas unidades se desarrollaron bajo un ambiente mixto fluvio-eólico y fluvial respectivamente, con paleosuelos asociados. La sección inferior de la FC se caracteriza por depósitos eólicos con Entisoles cálcicos, Vertisoles e Inceptisoles vérticos e

hidromórficos; la sección media de la FC se caracteriza por depósitos mixtos fluvio-eólicos con Inceptisoles vérticos; y la sección superior de la FC se caracteriza por depósitos fluviales con Vertisoles cálcicos. La FH presenta depósitos fluviales Inceptisoles típicos.

Los procesos pedogenéticos dominantes fueron la vertisolización y la carbonatación junto con el hidromorfismo y la bioturbación para la FC, mientras que para la FH fueron el hidromorfismo, la argiluviación, la bioturbación y la vertisolización. Las condiciones paleoclimáticas variaron de templadas semiáridas a templadas subhúmedas, con estacionalidad en las precipitaciones para la FC; mientras que durante la depositación de la FH fueron templadas subhúmedas con una estacionalidad en las precipitaciones.

En paleolatitudes medias (~48° paleolatitud Sur), se relevaron los paleosuelos correspondientes a los miembros Puesto La Paloma (MPLP), Cerro Castaño (MCC) y Las Plumas (MLP) de la Formación Cerro Barcino en el centro de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Estas unidades se desarrollaron en ambientes aluviales, fluviales y aluviales, respectivamente, con importante aporte volcániclastico. El MPLP, se interpreta como un sistema aluvial no confinado distal con recurrente aporte volcániclastico donde se desarrollaron Inceptisoles, Vertisoles cálcicos e Inceptisoles cálcicos. El MCC, se interpreta como un sistema fluvial canalizado afectado por caída de ceniza volcánica con Inceptisoles cálcicos. El MLP, se interpreta como un sistema de abanico aluvial en un sector medio a proximal con Entisoles.

Los procesos pedogenéticos fueron la iluviación de ceolitas, la carbonatación, el hidromorfismo, la vertisolización, la iluviación de sílice y la bioturbación para el MPLP; la carbonatación, el hidromorfismo y la bioturbación para el MCC; y la iluviación de sílice, el hidromorfismo, la vertisolización y la bioturbación para el MLP. Las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de los MPLP, MCC y MLP fueron templadas subhúmedas con una estacionalidad en la distribución de las precipitaciones.

En paleolatitudes medias (~51° paleolatitud Sur), se relevaron los paleosuelos de las formaciones Bajo Barreal (FBB) y Laguna Palacios (FLP) en el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge. La FBB fue dividida en sentido estratigráfico en una Sección A y una Sección B (*sensu Paredes et al., 2018*). La Sección A se caracteriza por depósitos aluviales asociados a ríos multiepisódicos (*Paredes et al., 2018*) con desarrollo de Alfisoles vérticos y Vertisoles, y la Sección B se caracteriza por depósitos aluviales asociados a canales en manto (*Paredes et al., 2018*) donde tuvo lugar el desarrollo de Ultisoles e Inceptisoles hidromórficos. La FLP se asocia a un ambiente de abanicos aluviales construidos por pulsos de depositación asociados a

erupciones volcánicas separados por intervalos temporales de no depositación, en donde tuvo lugar el desarrollo de Entisoles o Alfisoles.

Los procesos pedogenéticos dominantes fueron la iluviación de arcillas, la vertisolización, el hidromorfismo, la lixiviación y la bioturbación para la FBB, mientras que para la FLP los procesos fueron la iluviación de sílice y la carbonatación junto con la bioturbación. Las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la FBB variaron desde templadas subhúmedas a húmedas con estacionalidad en la distribución de las precipitaciones en la Sección A, hacia condiciones templadas húmedas a perhúmedas para la Sección B, mientras que para la FLP fueron templadas subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones.

En el sur de Patagonia, en paleolatitudes medias–altas ($\sim 54^\circ$ paleolatitud Sur), se analizaron los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro (FPM) aflorantes en el centro-oeste de la Cuenca Austral-Magallanes. La unidad se dividió informalmente por [Varela et al. \(2019\)](#) en tres secciones: la sección inferior corresponde a un ambiente estuárico y litoral con Histosoles hidromórficos, la sección media corresponde a un ambiente fluvial con desarrollo de Alfisoles, y la sección superior corresponde a un ambiente fluvial distributivo con desarrollo de Vertisoles hidromórficos.

Los procesos pedogenéticos dominantes fueron el hidromorfismo, la bioturbación, la vertisolización, la argiluviación y la carbonatación. Las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la FPM fueron templadas húmedas con estacionalidad en las precipitaciones.

Los datos obtenidos en la presente tesis doctoral, a partir del uso de paleosuelos como *proxies* paleoclimáticos, permitieron realizar una reconstrucción paleoclimática para distintas paleolatitudes en el Hemisferio Sur. La comparación realizada entre los paleosuelos del Hemisferio Norte y los resultados obtenidos para el Hemisferio Sur, permiten observar una correlación entre los tipos de paleosuelos, los procesos pedogenéticos y las reconstrucciones paleoclimáticas. Se puede inferir una coincidencia entre las estimaciones paleoclimáticas preestablecidas y las obtenidas en la presente tesis, donde hay un claro aumento en las precipitaciones desde paleolatitudes medias a medias–altas.

Ante el actual incremento del calentamiento global es posible pensar en un incremento en las precipitaciones hacia latitudes medias–altas a altas y un desplazamiento de la aridez hacia los trópicos. Por lo que sería posible pensar en futuros mapas climáticos globales con una distribución de cinturones climáticos y de suelos similar a los que imperaron durante el *greenhouse* del Cretácico medio.

ABSTRACT

The main goal of this Doctoral Thesis was to understand the relationship between pedogenic processes and soil-forming factors (parent material, climate, topographic relief, organisms, and time) during the Cenomanian greenhouse period as a function of latitudinal changes in southern South America. For this, the paleosols found in the continental deposits of Cenomanian age in different Patagonia basins, located in middle and middle-high paleolatitudes, were studied.

Global models on mean annual precipitation and paleoclimate reconstructions for the middle Cretaceous were based on paleofloristic associations and paleosols data from the Northern Hemisphere. Meanwhile in the Southern Hemisphere, these reconstructions were based both on fossil flora and palynological data. There are few studies on paleosols as paleoclimate proxy. Therefore, the specific objectives of the present thesis were: (1) characterize and consider the pedogenic processes; (2) infer the paleoclimate conditions; (3) defined the role in which the soil-forming factors controlled the pedogenic processes and their degree of soil development; (4) link the paleoclimate reconstructions with the bibliographic data from the Northern Hemisphere in order to obtain an analog to model of the modern global warming.

This work comprised three stages: office tasks (lecture, bibliographic compilation, and definition of study area); fieldwork (sedimentological and paleopedological profiles) and lab work (micromorphology, X-ray diffraction, scanning electron microscopy, and geochemical analyses); and the processing and intellectual analysis of the information obtained.

In Northern Patagonia, for middle paleolatitudes (43° 30' South paleolatitude), the paleosols of Candeleros (CF) and Huincul (HF) formations in the south of the Neuquén Basin were studied. These formations preserve mixed fluvial-eolian and fluvial systems, respectively, with associated pedogenesis. The lower CF is characterized eolian deposits with calcic Entisols, Vertisols and vertic and hydromorphic Inceptisols. The middle part of the CF is defined as mixed fluvial-eolian deposits with vertic Inceptisols and, the upper part of the CF is interpreted as fluvial deposits with calcic Vertisols in the FA3. The HF is characterized by fluvial deposits with typic Inceptisols.

The main pedogenic processes were vertization and calcification along with hydromorphism and bioturbation for FC, while for HF was hydromorphism, clay illuviation,

bioturbation, and vertization. The paleoclimate reconstruction varied from temperate semiarid to temperate subhumid, with rainfall seasonality for the CF; while during the deposition of the HF the climate were temperate subhumid with rainfall seasonality.

For middle paleolatitudes ($\sim 48^\circ$ South paleolatitude), paleosols of Puesto La Paloma (PLPM), Cerro Castaño (CCM), and Las Plumas (LPM) members of the Cerro Barcino Formation in the Cañadón Asfalto Basin were studied. These units preserve alluvial, fluvial, and alluvial systems, respectively, with associated pedogenesis. The PLPM is interpreted as a distal unconfined alluvial system with recurrent volcanoclastic influx, with development of Inceptisols, calcic Vertisols, and calcic Inceptisols. The CCM is interpreted as a channeled fluvial system with calcic Inceptisols. The LPM is interpreted as an alluvial fan system with Entisols.

The main pedogenic processes were zeolite illuviation, calcification, hydromorphism, vertization, silica illuviation, and bioturbation for the PLPM; calcification, hydromorphism, and bioturbation for the CCM; and silica illuviation, hydromorphism, vertization, and bioturbation for the LPM. The paleoclimate reconstruction indicated that during the deposition of the PLPM, CCM, and LPM the climate were temperate subhumid with rainfall seasonality.

For middle paleolatitudes ($\sim 51^\circ$ South paleolatitude), paleosols of the Bajo Barreal (BBF) and Laguna Palacios (LPF) and in the South Flank of the Golfo San Jorge Basin were studied. The BBF was divided in a stratigraphic sense into Section A and Section B (sensu [Paredes et al., 2018](#)). The Section A is characterized by alluvial deposits associated with multiepisodic rivers ([Paredes et al., 2018](#)) with vertic Alfisols and Vertisols and Section B is characterized by alluvial deposits associated with sheet deposits ([Paredes et al., 2018](#)) with Ultisols and hydromorphic Inceptisols. The LPF is associated with an alluvial fan environment build up by depositional fluxes associated with volcanic eruptions interrupted by intervals of non deposition, where the development of Entisols or Alfisols took place.

The main pedogenic processes were clay illuviation, vertization, hydromorphism, leaching, and bioturbation for the BBF, and silica illuviation and calcification together with bioturbation for the LPF. The paleoclimate reconstruction indicated that during the deposition of the BBF the climate varied from temperate subhumid to humid with rainfall seasonality in Section A, towards temperate humid to perhumid in Section B, while in the LPF the climate was temperate subhumid with rainfall seasonality.

In Southern Patagonia, for middle–high paleolatitudes ($\sim 54^\circ$ South paleolatitude), paleosols of the Puesto El Moro Formation (PMF) in the central-west Austral-Magallanes Basin were studied. The unit was subdivided into three informal sections by [Varela et al., 2019](#). The

lower section represents a estuary bay succession with hydromorphic Histosols, the middle section is characterized by a fluvial system with Alfisols, and the upper section corresponds to a distributive fluvial system with hydromorphic Vertisols.

The main pedogenic processes were hydromorphism, bioturbation, vertization, clay illuviation, and bioturbation. The paleoclimate reconstruction indicated that during the deposition of the PMF the climate were temperate humid with marked rainfall seasonality.

The data obtained in this Doctoral Thesis, from the use of paleosols as paleoclimate proxies, allowed us to make a paleoclimate reconstruction for the Southern Hemisphere at different latitudes. The comparison made between the paleosols of the Northern Hemisphere and the results obtained, for the Southern Hemisphere, allow us to observe a correlation between the type of paleosol, the pedogenic processes, and the paleoclimate reconstructions. A coincidence can be inferred between the pre-established paleoclimate estimates and those obtained in this thesis, in which a clear increase in rainfall is observed from middle to middle-high paleolatitudes.

Thinking in the actual global warming, it is possible to trace a parallelism in the increase of the precipitation rates thought middle-upper and upper latitudes and higher aridity in the tropics. It is possible to imagine future global climate and soils maps with a distribution of climate belts similar to the ones shown in this thesis for the Cenomanian greenhouse.



01

INTRODUCCIÓN

1.1. MOTIVACIÓN

2

1.2. HIPÓTESIS

3

1.3. OBJETIVOS

3



El objetivo de investigación de la presente tesis doctoral consistirá en tratar de entender cual es la relación entre los procesos pedogenéticos y los factores formadores de suelo durante el estadio de *greenhouse* del Cenomaniano en función de los cambios latitudinales en el sur de Sudamérica.

El objeto de la investigación serán los paleosuelos. Estos quedan delimitados temporal y espacialmente de la siguiente forma: La delimitación temporal serán los paleosuelos cenomanianos (Cretácico superior temprano o también denominado “Cretácico medio”: 93.9–100.5 Ma) y la delimitación espacial serán los paleosuelos que se encuentren en depósitos continentales entre los 39° y 60° de latitud Sur en la Patagonia de Argentina, abarcando, de norte a sur, las cuencas Neuquina, Cañadón Asfalto, del Golfo San Jorge y Austral-Magallanes.

La formación de un suelo depende siempre de los cinco factores formadores de suelo, los cuales no actúan por separado sino que lo hacen todos a la vez. De esta manera, ningún factor individual es responsable de las características de un suelo, es la influencia combinada del material parental, el clima, la topografía, los organismos y el tiempo lo que determina el/los procesos pedogenéticos actuantes, así como su intensidad (Jenny, 1941). A su vez estos procesos pedogenéticos generan determinadas propiedades y pedorrasgos que pueden ser analizados a diferentes escalas de observación (macro, micro y nanoescala).

Existe una relación directa entre los factores de formación del suelo/paleosuelos, los procesos pedogenéticos actuantes y las propiedades y los pedorrasgos resultantes visibles tanto a escala macro, meso, micro y nanoscópica (Jenny, 1941; Leckie et al., 1989; Retallack, 2001; Stoops et al., 2010, 2018; Buol et al., 2011; Schaetzl y Anderson, 2013). Los rasgos pedogenéticos a macro, micro y nanoescala pueden considerarse portadores de la memoria del suelo/paleosuelo, ya que son creados por los procesos pedogenéticos y reflejan los factores paleoambientales actuantes durante la pedogénesis (Imbellone et al., 2010). De esos tres, los factores formadores y las propiedades/pedorrasgos pueden determinarse con certeza, pero el conocimiento de los procesos pedogenéticos en el registro geológico es aún muy escaso (Krause et al., 2010; Retallack, 2010; Raigemborn et al., 2014). Hasta el momento existen pocos trabajos en todo el Hemisferio Sur que profundicen en la relación de los procesos pedogenéticos con los factores formadores de suelo en condiciones de *greenhouse* (Krause et al., 2010; Varela et al., 2018; Raigemborn et al., 2018b; Lizzoli et al., 2021; Varela et al., 2021; Raigemborn et al., 2022), por lo que los “modelos globales” son mayormente contruidos a partir de datos del Hemisferio Norte.

Los paleosuelos pueden ser usados como *proxies* paleoclimáticos debido a que los suelos se formaron sobre la superficie de la Tierra, registrando las condiciones atmosféricas y climáticas que imperaron en ese momento (e.g. [Retallack, 2001](#); [White et al., 2001](#); [Sheldon et al., 2002](#); [Nordt y Driese, 2010a](#); [Varela et al., 2018](#); [Raigemborn et al., 2018b](#); [Bucher et al., 2019](#); [Soares et al., 2020](#); [Lizzoli et al., 2021](#); [Basilici et al., 2022](#); [Raigemborn et al., 2022](#)).

El Cenomaniano fue un intervalo caracterizado por una importante producción de corteza oceánica y de formación de grandes provincias ígneas, las cuales promovieron la emisión del CO₂ a la atmósfera. Esto generó como resultado un contexto de efecto invernadero *greenhouse*, con temperaturas medias anuales a nivel global de 8° C más que la actual ([Barron, 1983](#); [Caldeira y Rampino, 1991](#); [White et al., 2001](#); [2005](#); [Poulsen et al., 2007](#); [Royer, 2010](#); [Hay, 2011](#); [Bodin et al., 2015](#); [Jenkyns et al., 2017](#); [O'Brien et al., 2017](#); [Varela et al., 2018](#); [O'Connor et al., 2019](#); [Klages et al., 2020](#); [Varela et al., 2021](#)). La diferencia de temperatura actual del nivel del mar, desde los polos al ecuador es de ~50° C, mientras que durante el Cretácico medio varió desde los ~30° C hasta los ~24° C, implicando un clima cálido y más uniforme ([Barron, 1983](#); [Frakes, 1999](#); [Poulsen et al., 1999, 2001, 2007](#); [Hay, 2011](#)). Así mismo, la concentración de CO₂ atmosférico cuatro veces más alta que la actual aumentó las precipitaciones medias anuales (MAP) a nivel global en un 25% y la aceleración del ciclo hidrológico ([Barron et al., 1989](#); [White et al., 2001](#); [2005](#), [Royer, 2010](#); [Ludvigson et al., 2015](#)). Esto generó una variación en la configuración de la distribución de las precipitaciones del Cenomaniano respecto a las distribuciones actuales. El incremento en las precipitaciones tiene un fuerte impacto en el estudio de secuencias continentales y por lo tanto es el factor más importante en el estudio de la presente tesis.

1.1. MOTIVACIÓN

En términos generales, los modelos globales de precipitaciones medias anuales y reconstrucciones paleoclimáticas del Cretácico medio están basadas en las asociaciones paleoflorísticas y datos de paleosuelos del Hemisferio Norte, especialmente concentrados en la *Western Interior Basin* de Estados Unidos (e.g., [Barron et al., 1989](#); [Poulsen et al., 1999, 2001, 2007](#); [White et al., 2001, 2005](#); [Ufnar et al., 2002, 2004](#); [Floegel y Wagner, 2006](#)). En el Hemisferio Sur, las reconstrucciones están basadas en evidencia fósil de angiosperas y

coníferas, y en datos palinológicos (Iglesias et al., 2007; Pole and Philippe, 2010; Cantrill y Poole, 2012; Fletcher et al., 2014; Bowman, 2015).

Trabajos recientes realizados en paleosuelos de la Cuenca Austral-Magallanes, en particular, en la Formación Mata Amarilla (Varela et al., 2018), resultaron el motor de nuevas investigaciones en la temática y la iniciativa de la presente tesis doctoral. A partir de ello, intentaré expandir el conocimiento actual en distintas cuencas del cono sur de Sudamérica: Cuenca Neuquina, Cuenca Cañadón Asfalto, Cuenca del Golfo San Jorge y Cuenca Austral-Magallanes.

1.2. HIPÓTESIS

La hipótesis principal en la que se basa este trabajo de tesis doctoral es la siguiente: la impronta del *greenhouse* del Cenomaniano queda evidenciada en los paleosuelos desarrollados en depósitos continentales en paleolatitudes medias y medias-altas en el Hemisferio Sur.

1.3. OBJETIVOS

El objetivo principal de esta tesis es reconocer y ponderar los procesos pedogenéticos que actuaron durante el período de *greenhouse* del Cenomaniano en Patagonia, y evaluar cómo variaron en función de la latitud (paleolatitudes medias y medias-altas). Para ello se estudiarán los paleosuelos de los depósitos continentales del Cenomaniano, en una transecta latitudinal del Cono Sur de Sudamérica (entre los 39° y 60° de paleolatitud sur). De norte a sur el área de estudio comprende: 1) Los depósitos del Subgrupo Río Limay (Formación Candeleros y Formación Huincul), aflorantes en el borde oriental de la Cuenca Neuquina; 2) La Formación Cerro Barcino (miembros Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas), en la porción noroccidental de la Cuenca de Cañadón Asfalto; 3) La Formación Bajo Barreal y Formación Laguna Palacios, en el Flanco Sur de la Cuenca San Jorge; y 4) La Formación Puesto El Moro, en el sudoeste de la Cuenca Austral-Magallanes (Fig. 1.1).

Para lograr el objetivo principal propuesto se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar los paleosuelos cenomanianos en cada una de las cuencas mencionadas desde un punto de vista macro-, micro- y nanomorfológico.

Figura 1.1. Ubicación de las localidades de estudio

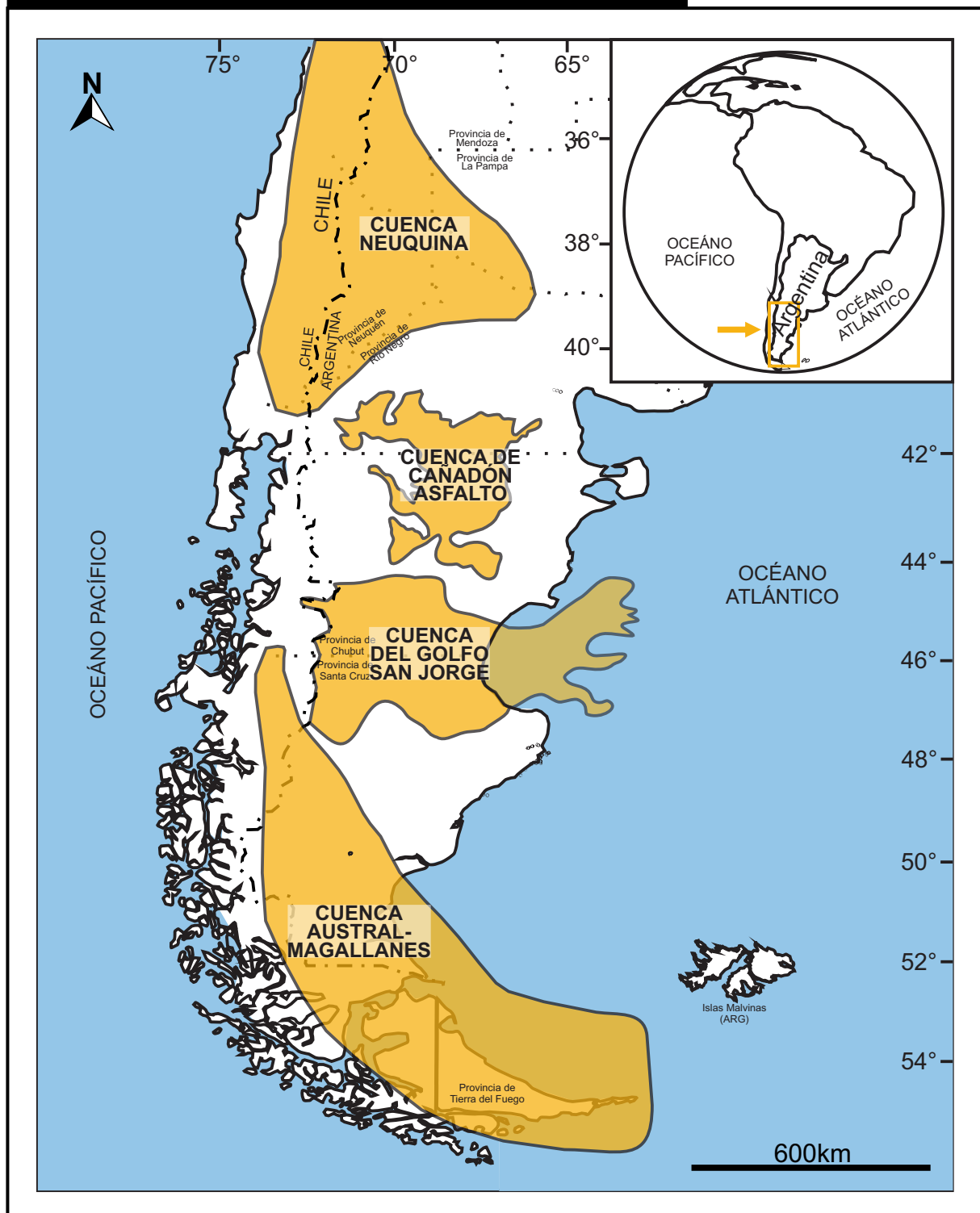


Figura 1.1. Mapa de ubicación y límites de las cuencas estudiadas.

- Caracterizar y ponderar los procesos pedogenéticos en función del tipo de paleosuelo (Orden de suelo) y el grado del desarrollo de los mismos. A su vez identificar si las características y procesos pedogenéticos actuantes responden a condiciones zonales, intrazonales o azonales.

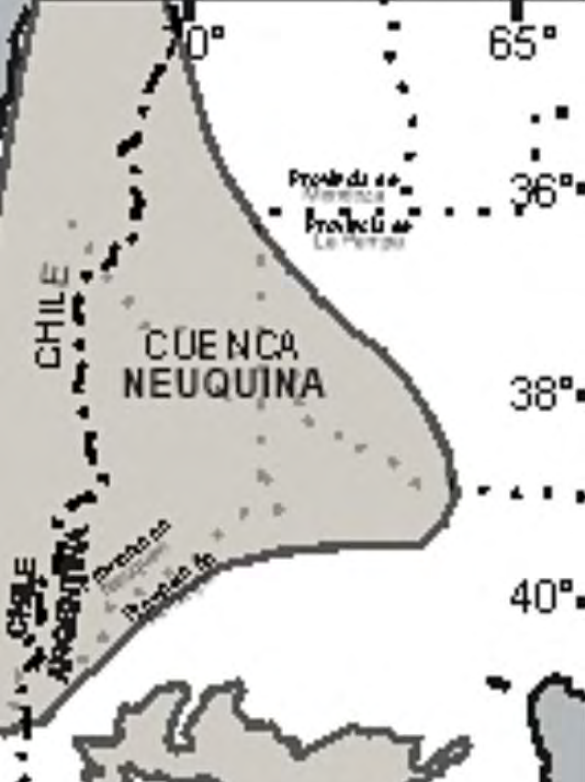
- Inferir las condiciones paleoclimáticas, que tuvieron lugar en el intervalo correspondiente al *greenhouse* del Cenomanino para la Patagonia, según la ubicación paleolatitudinal de cada una de las localidades a estudiar, a partir de los rasgos pedogenéticos tanto a macro como a microescala, de la mineralogía de las arcillas y de las climofunciones.

- Definir el grado de influencia en que los factores formadores de suelo (tiempo, clima, organismos, material parental y relieve topográfico) controlaron los procesos pedogenéticos actuantes y el consiguiente grado de desarrollo de los paleosuelos.

- Establecer las relaciones existentes entre los procesos pedogenéticos, el grado de desarrollo de los paleosuelos y los factores formadores de suelos, en función de las variaciones paleolatitudinales medias a medias–altas en el Hemisferio Sur.

- Vincular las reconstrucciones paleoclimáticas y los procesos pedogenéticos interpretados en Cuencas de antepaís de Patagonia con los datos bibliográficos del Hemisferio Norte (ej. *Western Interior Basin*) a fin de generar una reconstrucción de carácter continental.

- Generar un modelo global de desarrollo del sistema suelo para el Cenomaniano bajo condiciones de *greenhouse*, a fin de obtener un escenario análogo ante el actual incremento del calentamiento global.



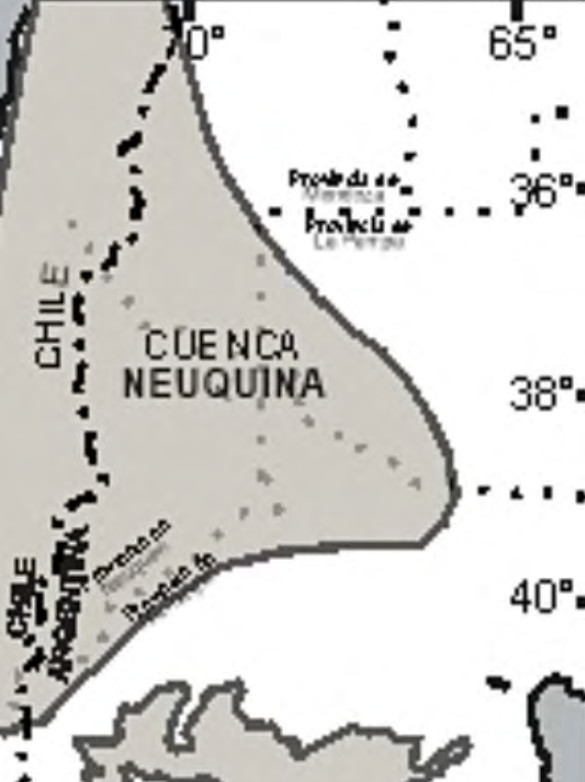
02

MARCO GEOLÓGICO



INTRODUCCIÓN	6
2.1. LA CUENCA NEUQUINA	6
2.1.1. Generalidades	6
2.1.2. El Grupo Neuquén	6
2.1.3. La Formación Candeleros	9
2.1.4. La Formación Huincul	10
2.1.5. Zona de estudio	11
2.2. LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO	12
2.2.1. Generalidades	12
2.2.2. El Grupo Chubut	14
2.2.3. La Formación Cerro Barcino	17
2.2.3.1. El Miembro Puesto La Paloma	17
2.2.3.1. El Miembro Cerro Castaño	18
2.2.3.1. El Miembro Las Plumas	19
2.2.4. Zona de estudio	20
2.3. LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE	20
2.3.1. Generalidades	21
2.3.2. El Grupo Chubut	21
2.3.3. La Formación Bajo Barreal	24





02

MARCO GEOLÓGICO



2.3.4. La Formación Laguna Palacios 27

2.3.5. Zona de estudio 31

2.4. LA CUENCA AUSTRAL - MAGALLANES 31

2.4.1. Generalidades 31

2.4.2. La Formación Puesto El Moro 34

2.4.3. Zona de estudio 35



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta el contexto estratigráfico (Fig. 2.1) y el marco geológico (Fig. 2.2–2.5) en el cual se encuentran enmarcadas cada una de las unidades estudiadas. Para ello se realizó una recopilación bibliográfica de trabajos regionales y de detalle, de cada una de las cuencas y de las unidades geológicas a estudiar como se detalló en la Fig. 1.1. El objetivo de este capítulo es introducir al lector en las cuatro zonas de estudio, la evolución tectono–estratigráfica general de la cuenca y luego enfatizar en los antecedentes de cada una de las unidades correspondientes al Cenomaniano. Finalmente, se encontrará un apartado para cada cuenca con la ubicación y el detalle de los lugares donde se llevaron a cabo las tareas de campo.

2.1. LA CUENCA NEUQUINA

2.1.1. GENERALIDADES

La Cuenca Neuquina (Fig. 2.2a) está localizada en el margen este de los Andes en Argentina entre los 32° y 40° de Latitud sur y los 66° y 70° de Longitud oeste. La cuenca presenta una forma dominante triangular y se reconocen dos regiones principales: los Andes Neuquinos al oeste y el engolfamiento Neuquino hacia el este y sureste (Howell et al., 2005). Abarca un área de 120000 km² (Howell et al., 2005) y comprende un registro continuo de hasta 4000 m de relleno estratigráfico. Incluye la totalidad de la provincia de Neuquén, sur de Mendoza, suroeste de La Pampa y noroeste de Río Negro. Sus límites son, al noreste el Macizo de Sierra Pintada, al sureste el macizo Norpatagónico y al oeste el arco magmático andino sobre el margen occidental activo de la Placa Sudamericana (Howell et al., 2005). La sucesión sedimentaria de la cuenca incluye rocas silicoclásticas, volcaniclásticas, carbonatos y evaporitas depositados en ambientes marinos y continentales durante el Triásico tardío y el Cenozoico temprano (Howell et al., 2005).

2.1.2. EL GRUPO NEUQUÉN

El Grupo Neuquén (Stipanovic et al., 1968) está limitado en su base por la discordancia Patagónica (Leanza, 2009) y en su techo por la discordancia Huantráiquica (Méndez et al.,

Figura 2.1. Cuadro estratigráfico general

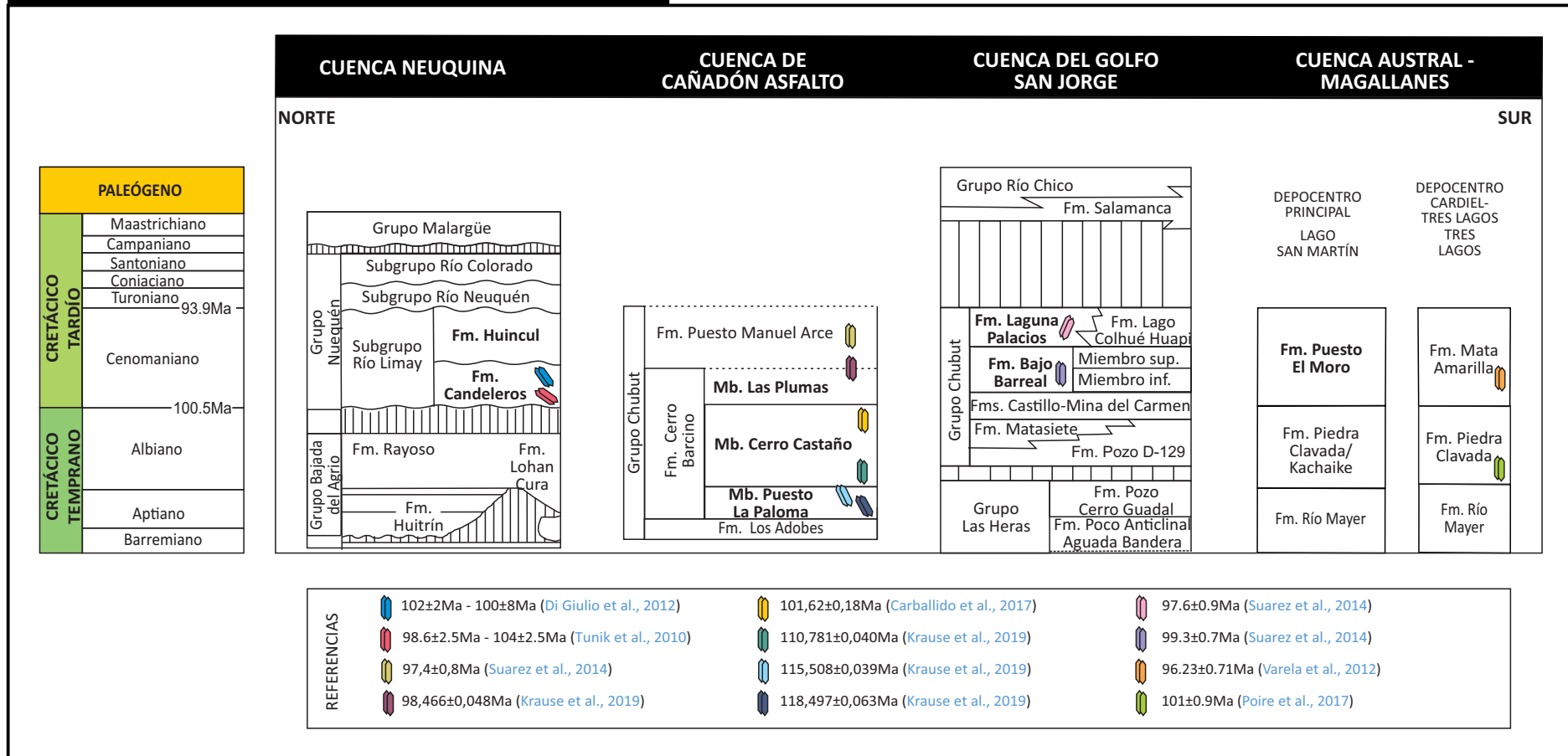


Figura 2.1: Cuadro estratigráfico general de cada una de las cuencas estudiadas. De norte a sur: Cuenca Neuquina (modificado de Heredia et al., 2018); Cuenca Somuncurá- Cañadón Asfalto (modificado de Krause et al., 2017); Cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Paredes et al., 2018); Cuenca Austral - Magallanes (modificado de Cuitiño et al., 2019). Las unidades Cenomanianas

Figura 2.2. Cuenca Neuquina

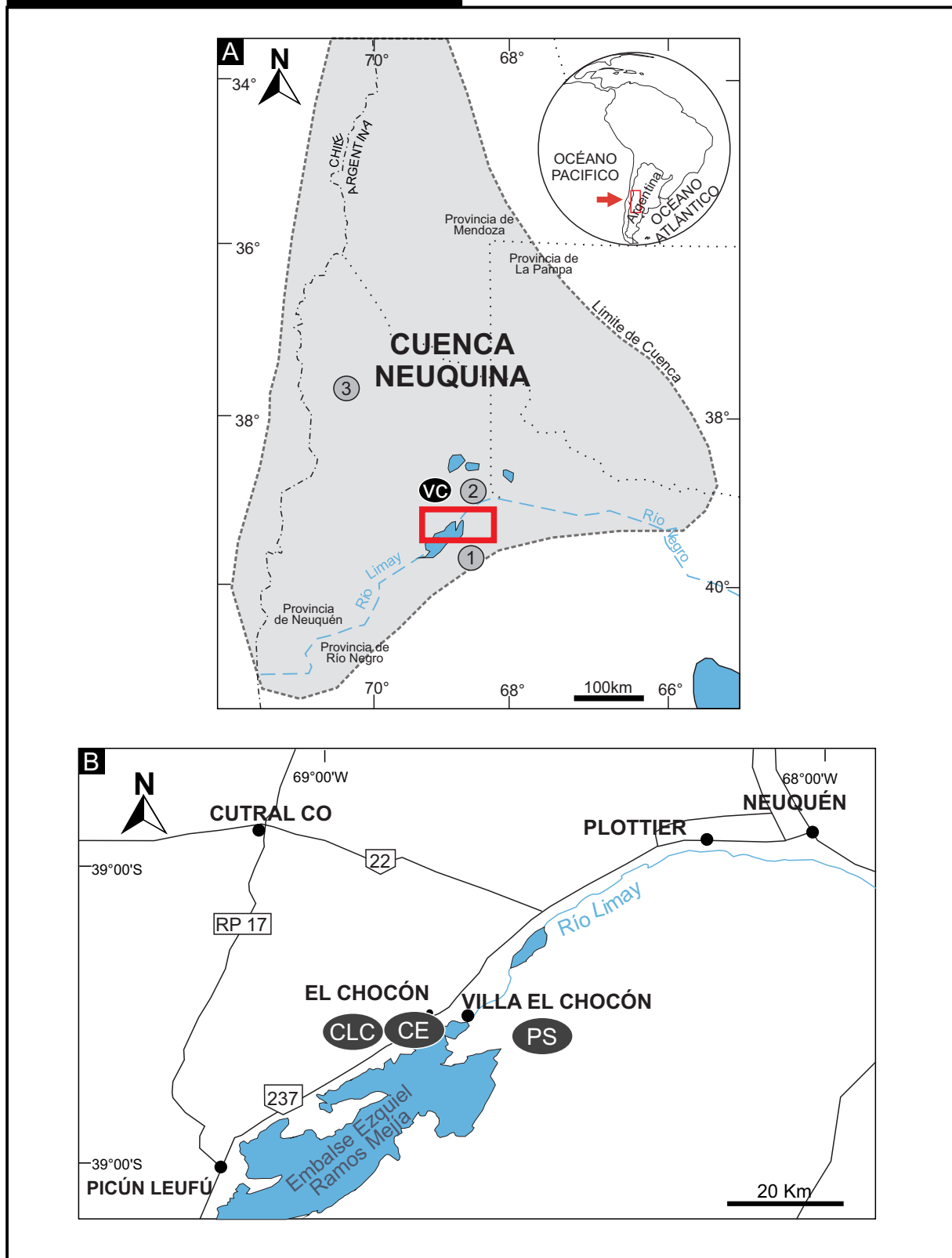


Figura 2.2. Cuenca Neuquina. A: Mapa mostrando posición y bordes de la Cuenca Neuquina (modificado de [Howell et al., 2005](#)). El área de Villa El Chocón (VC) está indicada con un rectángulo rojo. Otras localidades de la Formación Candeleros que se mencionan en el texto están indicadas con círculos grises: [Candia Halupczok et al. \(2018\)](#) en (1), [Spalletti and Gazzera \(1994\)](#) en (2), y [Heredia et al. \(2018\)](#) en (3). C: Ubicación de las localidades estudiadas cerca de la Villa El Chocón (CE: Cañadón Escondido; CLC: Cañadón Las Campanas; PS: Puesto Salas).

1987). Estas discordancias fueron ubicadas en la base del Cenomaniano (Leanza, 2009; Tunik et al., 2010) y en el Campaniano medio (Dingus et al., 2009), respectivamente. Es una sucesión de depósitos continentales que comprenden el inicio de la etapa de antepaís de la cuenca (Howell et al., 2005; Tunik et al., 2010; Naipauer y Ramos, 2016), vinculada al inicio de una tectónica compresional sobre el margen andino acretado a fines del Cretácico inferior (Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012; 2015).

Presenta un espesor máximo aproximado de 1200 m (Cazau y Uliana, 1973), caracterizado por una sucesión de capas rojas (*red beds*), compuestas principalmente por areniscas y fangolitas, con una reducida participación de niveles conglomerádicos. Los depósitos tobáceos y evaporíticos se encuentran en muy baja proporción. Se asocian a depósitos de origen predominantemente fluvial, con intercalaciones de depósitos eólicos y lacustres someros (Cazau y Uliana, 1973).

La base del Grupo Neuquén está definida por el subgrupo Río Limay, denominado previamente como Formación Río Limay por de Ferrariis, (1968) y elevado al rango de Subgrupo por Ramos (1981), este último conformado por las formaciones Candeleros y Huincul (Garrido, 2010).

2.1.3. LA FORMACIÓN CANDELEROS

La Formación Candeleros fue reconocida por primera vez por Keidel (en Wichmann, 1927), de edad Cenomaniana (Leanza et al., 2004; Garrido, 2010), asignada en base a las relaciones estratigráficas y a su fauna. Esta edad fue corroborada también por dataciones U-Pb en circones detríticos, los cuales arrojaron valores entre los 98.6 ± 2.5 Ma y los 102 ± 2 Ma (Fig. 2.5), asignando una edad Albiana tardía a Cenomaniana (Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012; Fannel et al., 2017).

La unidad se caracteriza por presentar areniscas cuarzolíticas, finas a gruesas, con moderada a buena selección. Su color típico es morado a rojizo y está dado por la matriz fangosa. Posee niveles de areniscas finas con yeso retrabajado y niveles tobáceos (Leanza y Hugo, 1997; Hugo y Leanza, 2001).

La localidad tipo se encuentra en el sector de Los Candeleros, a pocos kilómetros al sureste del Cerro Lotena (Fig. 2.2a). Allí, Garrido (2010) interpretó sistemas fluviales entrelazados,

arenosos y gravo-arenosos, y sistemas fluviales meandrosos de baja sinuosidad asociados a depósitos de planicie de inundación fangosa con marcado desarrollo de paleosuelos.

El paleodesierto de Kokorkom, definido por [Apesteguía et al. \(2016\)](#) como un extenso desierto localizado cerca del borde sur de la Cuenca Neuquina ([Fig. 2.2a](#)), fue desarrollado como resultado de la aridización del interior continental de Gondwana durante el Cenomaniano. En este paleodesierto se describieron los depósitos de la Formación Candeleros como depósitos eólicos, fluviales y fluvio-eólicos ([Candia Halupczok et al., 2018](#)). En las proximidades de la localidad de El Chocón ([Fig. 2.2a](#)), [Spalletti y Gazzera \(1994\)](#) definieron un sistema eólico y de *playa-like*. Posteriormente, en Aguada de Tuco, localizada entre Añelo y Chos Malal ([Fig. 2.2a](#)), [Heredia et al. \(2018\)](#) definieron dos secciones, una sección basal con un sistema de abanicos terminales desarrollados bajo condiciones áridas a semiáridas, y una sección superior con canales simples multiepisódicos y planicies de inundación, desarrollados bajo condiciones alternantes secas y húmedas. Trabajos recientes, en el Área Paleontológica La Buitrera, en la localidad Cañadón de Las Tortugas, [Pérez Mayoral et al. \(2021\)](#) describen el registro de procesos fluviales y eólicos para la Formación Candeleros. Estos autores dividen a la unidad en tres etapas evolutivas: la primera y tercera dominada por procesos eólicos mientras que la segunda se encuentra dominada por procesos fluviales ([Pérez Mayoral et al., 2021](#)). Por su parte, [Lizzoli et al. \(2021\)](#) analizan las relaciones entre los depósitos fluvio-eólicos de la unidad y sus paleosuelos asociados en los alrededores de la localidad de El Chocón. En este trabajo se describen Entisoles cálcicos, Vertisoles, Inceptisoles vérticos e hidromórficos y Vertisoles cálcicos, cada uno vinculado a distintas posiciones dentro de los subambientes eólicos y fluviales ([Lizzoli et al., 2021](#)).

La Formación Candeleros es conocida por una rica fauna de vertebrados ([Calvo y Bonaparte, 1990](#); [Calvo y Salgado, 1995](#); [Apesteguía et al., 2007](#); [Carballido et al., 2010](#); entre otros), así como por la variedad de trazas fósiles de invertebrados ([Garrido, 2000](#); [Krapovickas, 2010](#)), e icnitas de vertebrados ([Calvo, 1991](#); [Calvo y Lockley, 2001](#)).

2.1.4. LA FORMACIÓN HUINCUL

La Formación Huincul fue reconocida por Keidel (en [Wichmann, 1927](#)) bajo la denominación “Grupo de Huincul”. Su edad fue asignada al Cenomaniano superior y al Turoniano inferior, entre los 93 y 91 Ma ([Legarreta y Gulisano, 1989](#)). Por relaciones estratigráficas, [Hugo y Leanza](#)

(2001) y Leanza et al. (2004) la sitúan exclusivamente dentro del Cenomaniano superior. Si bien existe una edad de 88 ± 3 Ma (Corbella et al., 2004) que ubicaría a la Formación Huincul dentro del Turoniano superior al Coniaciano inferior, el grado de alteración que presenta la roca analizada hace necesario disponer de mayores datos a fines de corroborar la edad. Garrido (2010) asigna una edad comprendida entre el Cenomaniano superior y el Turoniano para la Formación Huincul. Posteriormente, Di Giulio (2012) sitúa a esta formación al igual que a la Formación Candeleros entre el Cenomaniano-Turoniano (Fig. 2.1).

La Formación Huincul está compuesta por areniscas cuarcíticas y cuarzolíticas de granulometría variable, con escasa matriz y cantidades variables de cemento carbonático. Su color amarillento está dado por la presencia de óxido férrico (Leanza y Hugo, 1997; Hugo y Leanza, 2001).

El ambiente sedimentario está definido como un sistema fluvial de alta sinuosidad y depósitos de planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos compuestos y complejos (Sanchez et al., 2008a, b, c; Sanchez y Asurmendi, 2011). Recientemente, Lizzoli et al. (2021) describen los depósitos fluviales caracterizados por planicies de inundación con desarrollo de Inceptisoles argílicos en la localidad de Puesto Salas (norte de Río Negro).

La Formación Huincul se caracteriza por la presencia de troncos silicificados de gran porte, como cicadales y coníferas (Leguizamón y Garrido, 2000), representadas por familias de araucariáceas y cupresáceas, así como angiospermas, las cuales fueron asignadas a magnoliofitas basales (Martínez, 2008, 2009a, 2009b). Estos últimos trabajos le asignan un clima cálido a templado sin estacionalidad a los depósitos de la Formación Huincul.

El registro paleontológico contiene restos de vertebrados como terópodos (Coria and Salgado, 1998; Coria y Curie, 2006; Canale et al., 2008, 2009; Cerroni et al., 2020), saurópodos (Bonaparte y Coria, 1993; Bellardini et al., 2022) y otros restos de vertebrados como tortugas y dipnoos (Garrido, 2000; Apesteguía et al., 2007).

2.1.5. ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en los alrededores de Villa El Chocón (Fig. 2.2b). Se relevaron perfiles en tres localidades. La primera localidad elegida fue el Cañadón Escondido (CE: $39^{\circ} 16' 22''$ S; $68^{\circ} 50' 25''$ W), sobre la Ruta Nacional 237 a unos 4,5 km al suroeste de Villa El Chocón, en la provincia de Neuquén (Fig. 2.2b). En esta localidad aflora la base de la

Formación Candeleros sobre el embalse Ezequiel Ramos Mexía y se relevaron aproximadamente unos 60 metros correspondientes a la sección inferior de la unidad. La segunda localidad fue el Cañadón Las Campanas (CLC: 39° 19' 1" S; 68° 56' 40" W), sobre la Ruta Nacional 237 a unos 16 km al suroeste de Villa El Chocón, en la provincia de Neuquén (Fig. 2.2b). Allí se relevaron parte de la sección inferior y las secciones media y superior de la Formación Candeleros hasta el contacto superior con la Formación Huincul, con un total aproximado de 50 m. La tercera localidad fue el Puesto Salas (PS: 39° 13' 22" S; 68° 33' 46" W), unos 20 km al noreste de Villa El Chocón por la Ruta Provincial 68, en la provincia de Río Negro (Fig. 2.2b). En esta localidad se relevaron unos 10 m, aproximadamente, de la Formación Huincul.

2.2. LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO

2.2.1. GENERALIDADES

La Cuenca de Cañadón Asfalto (Fig. 2.3a) se ubica entre los 42° y 44° 30' de latitud sur y los 68° 30' y 70° de longitud oeste en el centro norte de la provincia de Chubut. Abarca alrededor de 33600 km² entre el Macizo Nordpatagónico por el norte y la Cuenca del Golfo de San Jorge por el sur (Figari y Courtade, 1993; Figari, 2005; Figari et al., 2015; Allard et al., 2021a). Está constituida por un sistema de depocentros Jurásicos y Cretácicos que pueden alcanzar los 3000 m de espesor (Figari et al., 2015). Cortiñas (1996) redefine la cuenca como Somuncurá–Cañadón Asfalto, ampliando sus límites entre los 40° 30' y 44° 30' de latitud sur y los 66° 00' y 70° 30' de longitud oeste con un área aproximada de 72000 km², para los tiempos de depositación del Grupo Chubut. Debido a la conexión parcial que existió entre ambas cuencas para el Cretácico temprano (Allard et al. 2012, 2015; Allard, 2015; Figari y Garcia 2018), algunos autores (Figari et al., 2015) adoptaron la propuesta de límites cuencales variables, de acuerdo al intervalo estratigráfico analizado.

El basamento de la cuenca está constituido por rocas metamórficas, de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) y los granitoides de la Formación Mamil Choique, que luego fueron agrupados en el Complejo Río Chico (Dalla Salda et al., 1994), de edades Devónica y Carbonífera, respectivamente (Cúneo et al., 2013). El relleno estratigráfico por sobre el basamento, se divide en tres megasecuencias delimitadas por discordancias regionales de edad

Figura 2.3. Cuenca Somuncurá - Cañadón Asfalto

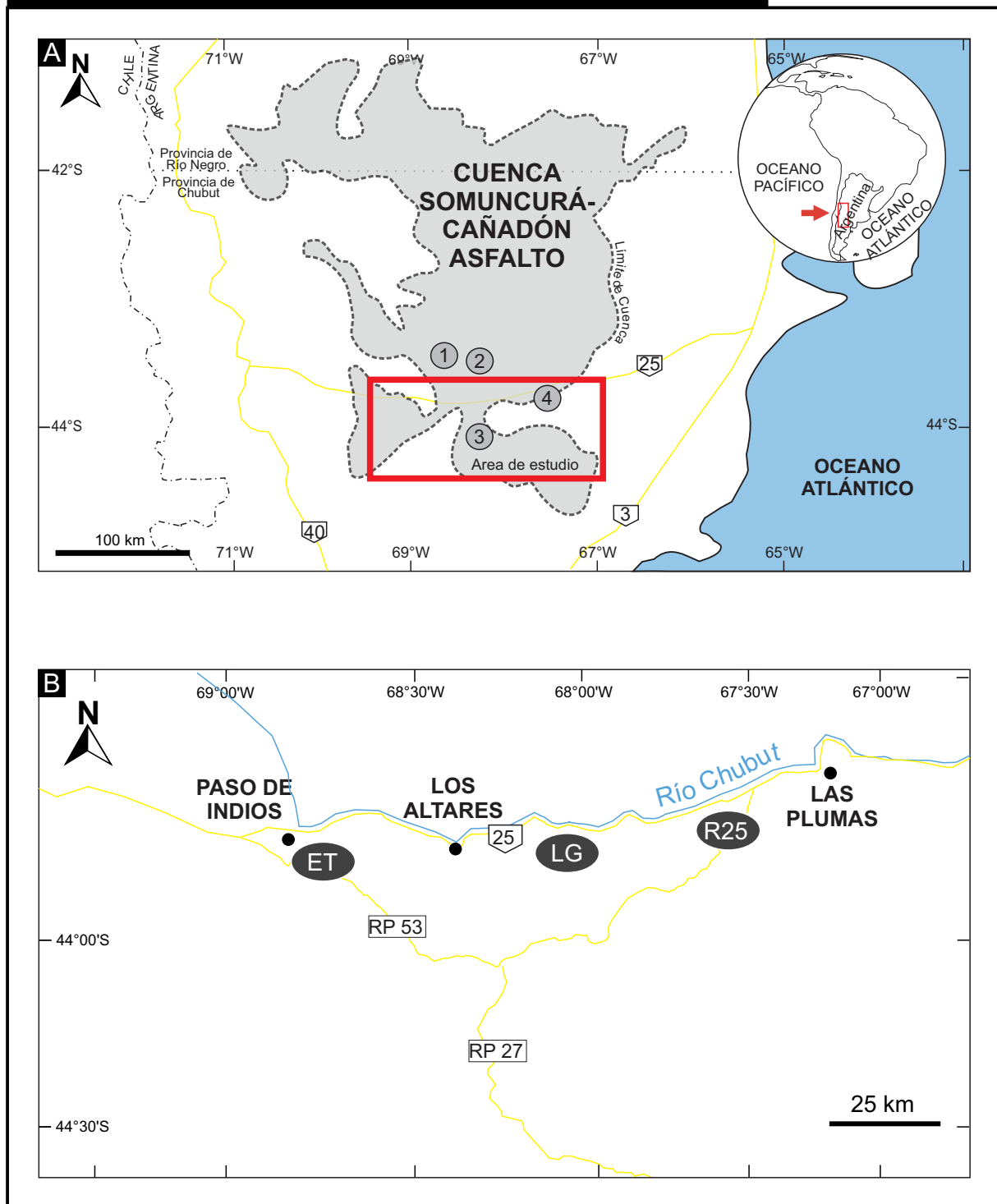


Figura 2.3. Cuenca de Cañadón Asfalto. A: Mapa mostrando posición y bordes de la Cuenca de Cañadón Asfalto (modificado de Figari et al., 2015). El área de estudio está indicada con un rectángulo rojo. Otras localidades de la Formación Cerro Barcino que se mencionan en el texto están indicadas con círculos grises: Villegas et al. (2014) en (1), Krause et al. 2014; Umazano et al. (2017) en (2), Gatto, (2015); Carmona et al. (2016) en (3) y Villegas et al. (2017) en (4). B: Ubicación de las localidades estudiadas (ET: Estancia Tarchi; LG: Estancia La Gauchesca; R25: Corte Ruta 25).

mesozoica (Figari et al., 2015). La Megasecuencia J1 (Figari et al., 2015; Megasecuencias 0 y I de Figari, 2005) está constituida por la Formación Las Leoneras, la Formación Lonco Trapial y la Formación Cañadón Asfalto, con una edad que se extiende desde el Hettangiano-Sinemuriano?/ Pleisnbachiano al Bajociano tardío. La Megasecuencia J2 (Figari et al., 2015; Megasecuencia II de Figari, 2005) incluye un importante espesor de sedimentos continentales de la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1987), con una edad oxfordiana–kimmerdigiana. La Megasecuencia K (Figari et al., 2015) incluye los niveles del Grupo Chubut (Lesta, 1968), actualmente asignados al Barremiano–Campaniano, junto con los depósitos marinos y litorales de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Lesta y Ferrello, 1972) de edad campaniana–daniana, los que representan la primera transgresión atlántica en la cuenca.

2.2.2. EL GRUPO CHUBUT

El Grupo Chubut es una sucesión continental de depósitos aluviales, fluviales y lacustres con frecuente aporte piroclástico, con espesores entre cientos a miles de metros. Se caracteriza por afloramientos extensos lateralmente tanto en la Cuenca de Cañadón Asfalto como en la Cuenca del Golfo San Jorge, en la Provincia de Chubut (Lesta, 1968; Lesta y Ferello, 1972; Chebli et al., 1976; Codignotto et al., 1978; Sciutto, 1981; Proserpio, 1987; Figari y Courtade, 1993; Cortiñas, 1996; Figari, 2011; Sylwan et al., 2011; Allard et al., 2015; Figari et al., 2015).

Diversos autores (Stipanovic et al., 1968; Tasch y Volkheimer, 1970; Chebli, 1973; Codignotto et al., 1978; Panza, 1981; Proserpio, 1987; Cortiñas, 1996; Anselmi et al., 2004; Silva Nieto et al., 2017) generaron distintas propuestas litoestratigráficas para el Grupo Chubut en el ámbito de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Una de las propuestas más recientes (Silva Nieto et al., 2017), adoptada parcialmente por Krause et al. (2020) y seguida en el presente trabajo de tesis doctoral, consiste en una simplificación del esquema litoestratigráfico, quedando constituido de base a techo por la Formación Los Adobes (miembros Arroyo del Pajarito y Bardas Coloradas), la Formación Cerro Barcino (miembros Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas) y la Formación Puesto Manuel Arce, como se muestra en la Fig. 2.1.

Estudios recientes indican que el contexto tectónico del Grupo Chubut estuvo asociado al episodio de expansión del arco Andino y formación de la Cuenca de Antepaís, posiblemente por reactivación de estructuras antiguas (Jurásicas) (Gianni et al., 2015; Echaurren et al., 2016).

En la Cuenca de Cañadón Asfalto, el Grupo Chubut se encuentra sobre un paleorelieve de rocas volcánicas del Jurásico temprano (Musacchio y Chebli, 1975; Codignotto et al., 1978), en menor medida sobre rocas sedimentarias continentales de la Formación Cañadón Calcáreo de edad Jurásica tardía (Cúneo et al., 2013) y por unidades asignadas al Cretácico temprano (Volkheimer et al., 2009). El Grupo Chubut se encuentra a su vez cubierto por sucesiones continentales y marinas de edad Paleógena–Cuaternaria (Musacchio y Chebli, 1975) o por basaltos Cenozoicos (Ardolino y Franchi, 1993).

El diverso registro fósil del Grupo Chubut en la Cuenca de Cañadón Asfalto comprende: Terópodos (*Tyrannotitan chubutensis*; Novas et al., 2005), Saurópodos (*Chubutisaurus insignis* del Corro, 1975; *Patagotitan mayorum* Carballido et al., 2017), Crocodiliformes (*Barcosuchus gradilis*; Leardi y Pol, 2009), Lepidosauromorpha (*Kaikaifilusaurus minimus*; Apesteguía y Carballido, 2014), y Testudinata (*Chubutemys copelloi*; Gaffney et al., 2007; *Prochelidella cerrobarcinae*; de la Fuente et al., 2011). Además, se describieron restos de dinosarios terópodos y saurópodos (Rauhut et al., 2003; Gianechini et al., 2011), bolas de rizolitos (*rhizolith balls*; Genise et al., 2010), huevos de dinosaurios (Argañaraz et al., 2013), excavaciones de vertebrados e invertebrados (Perez et al., 2013a, b), huellas similares a mamíferos (Perez et al., 2013b), y restos de maderas de cupresáceas (Brea et al., 2016; Nunes et al., 2019) y angiospermas (Nunes et al., 2018).

La edad del Grupo Chubut (Fig. 2.1) en la Cuenca de Cañadón Asfalto fue establecida por Codignotto et al. (1978) quienes sugirieron una edad Barremiana–Cenomaniana sobre la base de resultados paleontológicos previos (Chebli et al., 1976; Musacchio y Chebli, 1975; Musacchio, 1995). Datos palinológicos obtenidos del Cerro Solo (unos 20 km al sur del Puesto Huanimán) en el Miembro Arroyo del Pajarito de la Formación Los Adobes, sugirieron una edad Aptiana tardía a Albiana temprana para esta unidad basal del Grupo Chubut (Llorens y Marveggio, 2009; Marveggio y Llorens, 2011, 2013). Asociaciones de carofitas (Musacchio, 1972, 1995; De Sosa Tomas et al., 2017) y ostrácodos (Musacchio y Chebli, 1975; Musacchio, 1995) obtenidas cerca de la localidad de Paso de Indios, sugirieron una edad Aptiana a Albiana temprana para la base de la Formación Cerro Barcino, incluyendo tanto a los miembros Puesto La Paloma como Cerro Castaño.

Las edades isotópicas del Grupo Chubut han tenido poco contexto estratigráfico o geográfico (Allard et al., 2021a). Bridge et al. (2000) obtuvieron las primeras edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en las tobas e ignimbritas del Grupo Chubut (formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios) en la

Cuenca del Golfo San Jorge, donde las edades variaron entre 104,8 Ma y los 85,1 Ma (Albiano–Santoniano), aunque no se obtuvieron métodos analíticos que soportaran las edades presentadas. Edades recientes obtenidas por [Suarez et al. \(2014\)](#) en circones mediante TIMS U-Pb en una toba lapillítica vítrea del Miembro Puesto Manuel Arce recolectada en la Sierra del Guanaco, arrojó una edad media de 97.4 ± 1.6 Ma. Un estudio de procedencia de circones detríticos en areniscas fluviales del Grupo Chubut en la localidad de Telsen obtenidas por [Navarro et al. \(2015\)](#) obtuvieron una edad máxima de depositación de 109 ± 1 Ma y 106 ± 1 Ma. La única edad de alta precisión obtenida a partir de circones mediante ID-TIMS U-Pb del Grupo Chubut, en la sección superior del Miembro Cerro Castaño (Estancia La Flecha), arrojaron una edad promedio de 101.62 ± 0.18 Ma ([Carballido et al., 2017](#)) indicando una edad Albiana superior para el techo del Miembro Cerro Castaño ([Fig. 2.1](#)).

Recientemente, cuatro nuevas edades de alta precisión en circones mediante U-Pb CA-ID-TIMS fueron obtenidas para la Formación Cerro Barcino, en la Cuenca de Cañadón Asfalto ([Krause et al., 2020](#)). Esas edades indicaron una edad Aptiana para el Miembro Puesto La Paloma en el Puesto Limonao, donde una toba cercana a la base de la unidad, arrojó una edad de $118,497 \pm 0,063/ 0,095/ 0,16$ Ma. El contacto con el Miembro Cerro Castaño estaría en coincidencia con el límite Aptiano–Albiano (~ 113 Ma), donde una toba ubicada 4 m por debajo del contacto entre ambos miembros en la localidad del Cerro Los Chivos, arrojó una edad de $115,508 \pm 0,039/ 0,066/ 0,14$ Ma. El Miembro Cerro Castaño quedó acotado al Albiano, debido a la datación de una toba blanca en la localidad de Huanimán, la cual arrojó una edad de $110,781 \pm 0,040/ 0,067/ 0,14$ Ma. Por último, una toba localizada a unos 28 m sobre la base del Miembro Las Plumas, en la Sierra del Guanaco, arrojó una edad de $98,466 \pm 0,048/ 0,056/ 0,12$ Ma sugiriendo una edad Cenomaniana ([Fig. 2.1](#)). Esto resulta consistente con la edad obtenida por [Carballido et al. \(2017\)](#) para el tope del Miembro Cerro Castaño en la Estancia La Flecha. Por lo tanto, estas edades ubican al límite entre los miembros Cerro Castaño y Las Plumas entre el límite Albiano–Cenomaniano. Todas las edades obtenidas por [Krause et al. \(2020\)](#) son a su vez consistentes con los datos estimados previamente por bioestratigrafía ([Musacchio, 1972](#); [Musacchio y Chebli, 1975](#); [De Sosa Tomas et al., 2017](#)) y por magnetoestratigrafía ([Geuna et al., 2000](#)).

Se considera importante aclarar que al momento de definir las unidades y zonas de estudio de la presente tesis en el año 2018 el esquema estratigráfico vigente incluía a los miembros Puesto La Paloma y Cerro Castaño dentro del Cenomaniano. Durante el transcurso de la tesis se

publicaron las edades de [Krause et al. \(2020\)](#), las cuales ubican a los miembros Puesto La Paloma y Cerro Castaño en el Aptiano y Albiano respectivamente. Si bien ambos miembros no quedan dentro del límite temporal definido para la tesis, se decidió incluirlos debido a que, tanto el Aptiano como el Albiano se encuentran dentro del llamado “Cretácico medio” donde prevalecieron las condiciones generalizadas de *greenhouse*. Por lo tanto se considera el estudio de la Formación Cerro Barcino en su conjunto para comprender la estratigrafía y evolución temporal del *greenhouse*.

2.2.3. LA FORMACIÓN CERRO BARCINO

Esta unidad posee espesores variables entre 20 y 257 m y se caracteriza por el apilamiento agradacional de niveles tobáceos tabulares, con proporción variable de material pelítico. El origen de la Formación Cerro Barcino fue interpretado como fluvial ([Umazano et al., 2017](#)) a partir de estudios de canales fluviales exhumados ([Foix et al., 2011, 2012, 2014, 2018](#); [Zaki et al., 2020](#)). En estos estudios se incluyen canales de baja sinuosidad y meandrosos, con elevada variabilidad espacio-temporal ([Foix et al., 2014, 2018](#)) y también cuerpos monoepisódicos a multiepisódicos–multilaterales, y estilos de baja sinuosidad monocanalizados, entrelazados o meandrosos ([Cladera et al., 2004](#); [Allard, 2015](#); [Umazano et al., 2016, 2017a, b](#)). La influencia del aporte piroclástico distal y volcánico es un rasgo característico de esta unidad.

2.2.3.1. El Miembro Puesto La Paloma

Los depósitos basales de la Formación Cerro Barcino pertenecen al Miembro Puesto La Paloma, los cuales están caracterizados por niveles tobáceos verdosos, con una amplia distribución y continuidad regional, por lo que definen un nivel guía para la correlación del Grupo Chubut ([Figari, 2005](#); [Allard, 2015](#); [Allard et al., 2015](#); [Figari et al., 2015](#)).

En la localidad de Cerro Los Chivos (43° 12' 45" S; 68° 50' 44.40" O), al norte de la zona de estudio, [Villegas et al. \(2014\)](#) interpretaron un ambiente fluvial no canalizado con abundante caída de ceniza volcánica, y desarrollo local de dunas eólicas ([Fig. 2.2a](#)). Otras seis localidades (Huanimán, Tres Cerros, Puesto Mesa–Cerro León, La Payanca, La Madrugada y La Juanita) fueron estudiadas por [Umazano et al. \(2017\)](#), todas ellas ubicadas al norte de la zona de estudio ([Fig. 2.3a](#)). Los depósitos del Miembro Puesto La Paloma fueron interpretados como sistemas

fluviales no confinados con recurrente aporte de caída de ceniza volcánica. La caída de cenizas cubrió de forma uniforme la topografía, y luego los depósitos fueron retrabajados por flujos no confinados y modificados pedogenéticamente (Umazano et al., 2017). En algunas de estas localidades, los flujos no confinados fluyeron a un lago poco profundo, donde la suspensión de los sedimentos y la precipitación de carbonatos fueron los principales procesos depositacionales. En otras localidades, se registraron dunas eólicas transversales separadas por depósitos de interdunas secas. La presencia de paleosuelos cálcicos e hidromórficos fueron interpretados como períodos de interrupción en la sedimentación y fluctuaciones en el nivel freático (Umazano et al., 2017).

Por otro lado, en el Miembro Puesto La Paloma se registraron niveles de paleosuelos hidromórficos apilados en las localidades de La Juanita y Tres Cerros, al norte de la zona de estudio (Krause et al., 2014). En estas localidades la unidad posee hasta 42 m de espesor y está compuesta por capas tobáceas verdosas de geometría tabular, que fueron interpretadas como el registro de depósitos de flujos no confinados, con depósitos de canales fluviales, depósitos lacustres someros y depósitos eólicos subordinados (Krause et al., 2014). Se reconocieron paleosuelos con muy pobre a pobre grado de desarrollo, caracterizados por presentar moteados rojizos, rizolitos y rizoconcreciones carbonáticas (Krause et al., 2014). Los *proxies* geoquímicos mostraron un bajo grado de meteorización química (CIA-K entre 50 y 60), con temperaturas medias anuales que habrían variado entre los 7° y 9° C, y con precipitaciones medias anuales que habrían variado entre los 200 y 700 mm/año. Estos autores interpretan un clima semiárido estacional para el Miembro Puesto La Paloma, y asocian los rasgos hidromórficos con condiciones de anegamiento y humedad localizada (Krause et al., 2014).

2.2.3.2. El Miembro Cerro Castaño

El Miembro Cerro Castaño presenta cuerpos canalizados fluviales con desarrollo de facies finas de planicie de inundación (Umazano et al., 2017). Se diferencia del Miembro Puesto La Paloma por la proporción piroclástica que condiciona su patrón de afloramiento (Umazano et al., 2017). El contexto paleoclimático con lluvias episódicas se correlaciona con la microarquitectura de cuerpos canalizados principales, que expone areniscas con ciclicidad en los tamaños de *set* de estratos entrecruzados, y alternancia de estratificaciones entrecruzadas y

paralelas, evidenciando fluctuaciones estacionales en la paleodescarga de los ríos perennes (Allard et al., 2010; Allard, 2015).

Las seis localidades (Huanimán, Tres Cerros, Puesto Mesa–Cerro León, La Payanca, La Madrugada y La Juanita) mencionadas para el Miembro Puesto La Paloma, también fueron estudiadas para el Miembro Cerro Castaño por Umazano et al. (2017), todas ellas ubicadas al norte de la zona de estudio (Fig. 2.3a). La sección inferior del Miembro Cerro Castaño representa un sistema fluvial canalizado con intensas caídas de ceniza volcánica, donde los canales fluviales eran perennes con un patrón meandroso. Las planicies de inundación fueron construidas principalmente por canales no confinados, y en menor proporción por depósitos piroclásticos primarios, depósitos lacustres y depósitos de flujo de detritos. Paleosuelos hidromórficos de pobre desarrollo fueron registrados en las planicies de inundación (Umazano et al., 2017). La sección media del Miembro Cerro Castaño registra exclusivamente un ambiente de planicies de inundación pedogenizadas con importantes eventos de caída de ceniza volcánica (Umazano et al., 2017). La sección superior del Miembro Cerro Castaño representa una nueva canalización del sistema fluvial influenciada por volcanismo explosivo. Los canales fluviales fueron permanentes y las planicies de inundación asociadas se encontraban pedogenizadas (Umazano et al., 2017). Estos autores establecen condiciones de mayor humedad y estacionalidad para este miembro respecto al Miembro Puesto La Paloma, por lo que se interpreta una tendencia temporal hacia condiciones climáticas de mayor humedad.

En los alrededores de la Estancia La Flecha, al sur de la zona de estudio, Carmona et al. (2016) estudiaron el Miembro Cerro Castaño con un espesor de 61 m, compuesto por estratos tabulares de areniscas, areniscas tobáceas, pelitas, pelitas tobáceas y tobas (Fig. 2.3a). El mismo fue interpretado como un sistema fluvial permanente afectado por volcanismo explosivo, donde la sección inferior se caracterizó por canales meandrosos, con carga de fondo areno–gravosa de origen intraclástica, con planicies de inundación que agradaron a partir de lluvias de ceniza volcánica y flujos no canalizados diluidos lateralmente relacionados con sedimentación lacustre somera y flujos de detritos. La sección superior presenta canales con carga de fondo areno–gravosa de origen intraclástica y por erosión del sustrato jurásico, y planicies de inundación construidas a partir de flujos no canalizados y decantación subácua en sectores proximales y distales, respectivamente.

2.2.3.3. El Miembro Las Plumas

En los alrededores del Cerro Leoneras, en la Estancia La Flecha (Fig. 2.3a), Gatto, (2015) interpreta un ambiente depositacional de sistema fluvial volcánico-entrelazado, con ríos perennes y de alta energía que, en promedio, drenaron hacia el sur-sureste. Los sectores proximales de las planicies de inundación fueron construidos mayoritariamente a partir de sedimentación de flujos diluidos no encauzados y flujos de detritos.

Unos pocos kilómetros al norte de la localidad Las Plumas, Villegas et al. (2017) registraron al Miembro Las Plumas con un espesor de 70 m (Fig. 2.3a). Estos autores interpretan un paleoambiente fluvial volcánico-entrelazado sobre un relieve volcánico jurásico que luego es transicional a un sistema aluvial y ríos asociados influenciados también, por un volcanismo explosivo.

En la localidad de Las Plumas, el miembro homónimo incluye depósitos de abanicos aluviales. Este sistema evoluciona desde canales fluviales axiales a depósitos conglomerádicos clasto a matriz soportados, vinculados a lóbulos proximales de abanicos aluviales (Allard et al., 2014; Allard, 2015).

2.2.4. ZONA DE ESTUDIO

En la Cuenca de Cañadón Asfalto se relevaron los miembros Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas de la Formación Cerro Barcino en el centro-sur de la cuenca, al sur de la Ruta Provincial 25 entre las localidades de Las Plumas, al este y Paso de Indios, al oeste. El Miembro Puesto La Paloma y la sección inferior del Miembro Cerro Castaño fueron relevados en afloramientos en los alrededores de la Estancia Tarchi (ET: 43° 51' 37" S; 68° 54' 18" W), la cual se encuentra unos 5 km al este de la localidad de Paso de Indios. La totalidad del Miembro Cerro Castaño hasta su contacto superior con el Miembro Las Plumas fue relevado en afloramientos ubicados en los alrededores de la Estancia La Gauchesca (LG: 43° 50' 48" S; 68° 3' 8" W) sobre la Ruta Provincial 25. Finalmente, el Miembro Las Plumas se relevó en un corte sobre la Ruta Provincial 25 (R25: 43° 46' 58" S; 67° 32' 28" W) entre las localidades de Los Altares y Las Plumas (Fig. 2.3b).

2.3. LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

2.3.1. GENERALIDADES

La Cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 2.4a) se encuentra en la Patagonia central (entre los 44 y 47° latitud Sur y los 66 y 71° longitud Oeste) cubriendo el sector sur de la Provincia de Chubut y el norte de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. Abarca un área aproximada de 170000 Km². Los límites de Cuenca son: el macizo Nordpatagonico y la Cuenca de Cañadón Asfalto al norte, el Macizo del Deseado al sur, la cordillera de los Andes al oeste y hacia el este sobre la plataforma continental argentina (Sylwan, 2001).

Se trata de una cuenca intracontinental extensional desarrollada sobre la corteza continental del Paleozoico, y se vincula con la ruptura de Gondwana y la apertura del Océano Atlántico Sur durante el Jurásico (Barcat et al., 1989; Fitzgerald et al., 1990). El relleno de la cuenca presenta rocas silicoclásticas, volcánicas y volcánicas, donde se intercalan depósitos de transgresiones marinas con depósitos continentales (Barcat et al., 1989).

El basamento de la cuenca está asociado al proceso de la amalgamación final de Gondwana. Se trata de rocas metamórficas, de bajo a medio grado, de edad cámbrica (entre 530 y 520 Ma; Ramos y Naipauer, 2014). Durante el Jurásico hasta el Mioceno, el relleno de la cuenca fue dominado con sedimentos piroclásticos y epiclásticos. Los depósitos del Jurásico medio al Cretácico temprano se componen de sedimentos asociados a plegamiento activo y extensión que, comúnmente, son descriptos como estadio de *synrift* (Fitzgerald et al., 1990; Figari et al., 1999; Bellosi et al., 2002). Durante el Jurásico medio, hemigrábenes con dirección NW–SE fueron parcialmente rellenos con sedimentos volcánoclasticos asignados a los grupos Bahía Laura y Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972). Durante el Cretácico temprano, se depositaron los sedimentos lacustres del Grupo Las Heras en grábenes y hemigrábenes distribuidos entre bloques compuestos por el Grupo Lonco Trapial (Bellosi et al., 2002). Una nueva fase de sedimentación que comenzó en el Cretácico temprano estuvo representada por el Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972), el cual fue interpretado como un estadio de *sag* (Fitzgerald et al., 1990) o un nuevo evento de *rifting* (Figari et al., 1999).

2.3.2. EL GRUPO CHUBUT

Figura 2.4. Cuenca del Golfo San Jorge

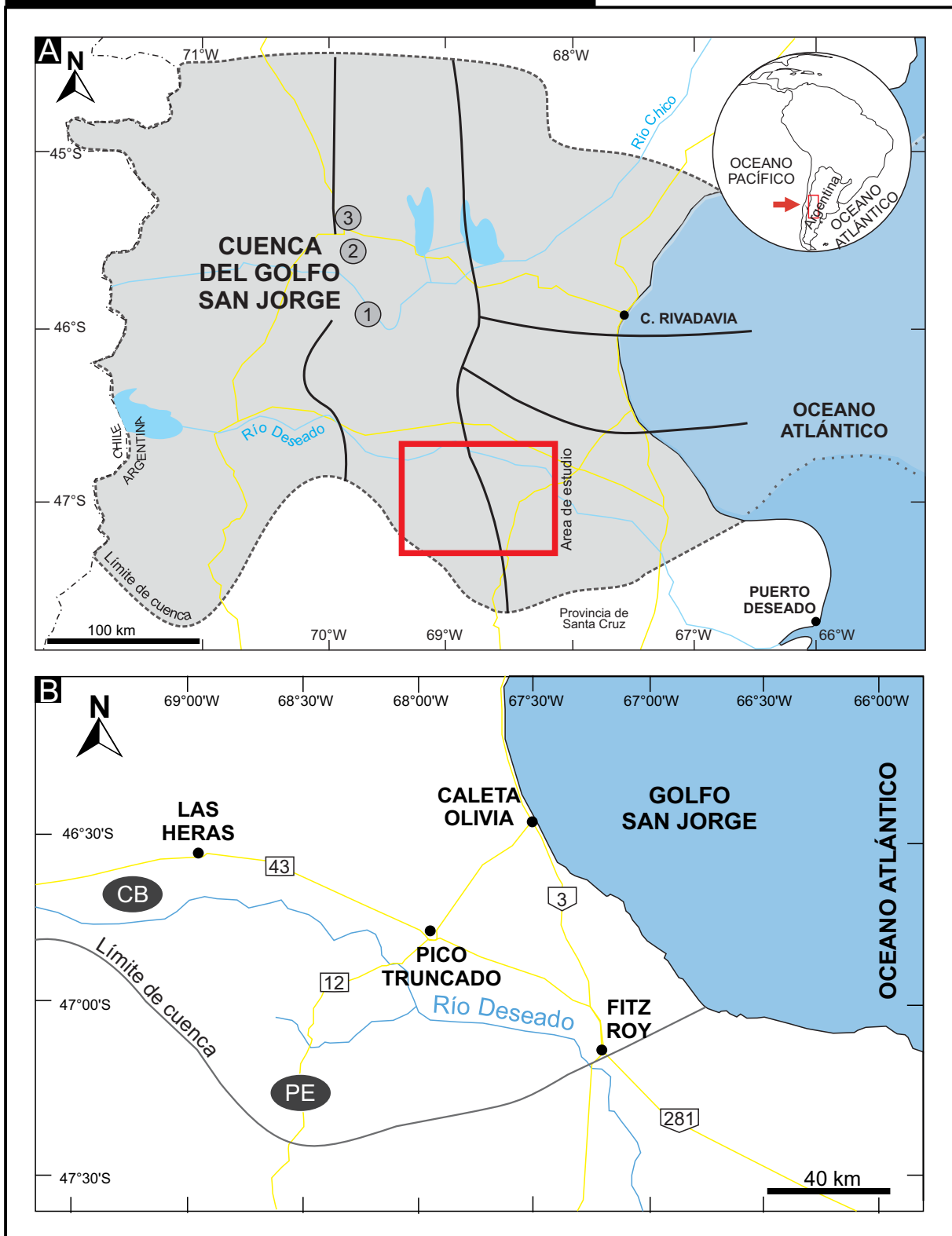


Figura 2.4. Cuenca del Golfo San Jorge. A: Mapa mostrando posición y bordes del Golfo San Jorge (modificado de Raigemborn et al., 2014). El área de estudio está indicada con un rectángulo negro. Otras localidades de la Formación Laguna Palacios que se mencionan en el texto están indicadas con círculos grises: Bellosi y Sciutto (2002) en (1), Genise et al. (2002); Genise y Bellosi, (2004) en (2), y Bedatou et al. (2008) en (3). B: Ubicación de las localidades estudiadas (CB: Cerro Ballena; PE: Punta España).

El Grupo Chubut es una sucesión fluvial y lacustre de composición piroclástica y epiclástica, que alcanza un espesor de hasta 6000 m en el subsuelo de la Cuenca del Golfo San Jorge, y aproximadamente 2000 m en la Sierra de San Bernardo (Paredes et al., 2007). El grupo cubre principalmente al Grupo Lonco Trapial y constituye el relleno asimétrico de la cuenca en forma elongada en dirección W–E (Jalfin et al., 2002). La sucesión sedimentaria está compuesta por sedimentos continentales con abundante material volcánico primario (Sciutto, 1981) derivado de fuentes del oeste (Tunik et al., 2004). Los afloramientos del Grupo Chubut se encuentran restringidos al sector sur de la cuenca, donde las unidades que se reconocen, en orden ascendente en edad, son las formaciones D-129, Matasiete, Castillo, Bajo Barreal, Laguna Palacios y Colhué Huapi.

La Formación D-129 incluye sedimentos lacustres ricos en materia orgánica y lacustres marginales, los cuales son la principal fuente de rocas madres de la cuenca, mientras que las formaciones superiores actuaron como reservorios de hidrocarburos (Sciutto, 1981). Hacia el margen de la Cuenca, las facies lacustres son reemplazadas por los depósitos fluviales de la Formación Matasiete (Sciutto, 1981; Paredes et al., 2003, 2007). Las suprayacentes formaciones Castillo y Bajo Barreal fueron depositadas en ambientes fluviales a lacustres, acompañados por eventos de caída de ceniza frecuentes (Bridge et al., 2000). Para la Formación Bajo Barreal se describieron dos miembros informales (Sciutto, 1981). El miembro inferior está compuesto principalmente por capas de tobas lateralmente continuas intercaladas con lentes de areniscas fluviales que incrementan su abundancia hacia el tope del miembro. El miembro superior está dominado por pelitas y de forma subordinada, lentes delgadas de areniscas. Los cuerpos de areniscas de la Formación Bajo Barreal constituyen el principal reservorio de hidrocarburos de la cuenca (Rodríguez y Littke, 2001; Homocv y Lucero, 2002). La unidad superior del Grupo Chubut es la Formación Laguna Palacios, una sucesión tobácea de paleosuelos loésicos, la cual registra el final de la sedimentación continental de la Cuenca del Golfo San Jorge (Bellosi y Sciutto, 2002). Recientemente Casal et al. (2015) definen una nueva unidad por encima de la Formación Bajo Barreal y por debajo de la Formación Laguna Palacios o de la Formación Salamanca. Esta unidad, denominada Formación Colhué Huapi, se interpreta como un ambiente fluvial con sistemas canalizados de alta sinuosidad con planicies de inundación bien drenadas, vinculadas a un paleoclima semiárido (Casal et al., 2015).

La edad del Grupo Chubut (Fig. 2.1) ha sido durante mucho tiempo controversial, particularmente para las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios. Las formaciones basales

del Grupo Chubut (Matasiete y Castillo) han sido asignadas al Aptiano–Albiano basado en fósiles de polen y de ostrácodos/carofitas (Musacchio y Chebli, 195; Fitzgerald et al., 1990) y en datos U-Pb (Suarez et al., 2014), aunque una edad Albiana–Cenomaniana fue propuesta para la Formación Castillo (Paredes et al., 2007). Las formaciones superiores del Grupo Chubut (Bajo Barreal y Laguna Palacios) fueron asignadas a diferentes edades. En las secciones 2.3.3 y 2.3.4 se discute en detalle las edades de las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios respectivamente.

2.3.3. LA FORMACIÓN BAJO BARREAL

La Formación Bajo Barreal fue definida por Teruggi y Rossetto (1963) y equivale a las denominaciones de Chubutiano Superior (Roll, 1938), Tobas grises (Feruglio, 1949), Serie del Bajo Barreal (Ferello y Tealdi, 1950) y Sección IV (Tobas Grises) del Chubutense (Vilela, 1971). La Formación Bajo Barreal y sus equivalentes de subsuelo abarcan una superficie que excede los 150000 km². La unidad presenta una gran extensión areal tanto en superficie como en subsuelo y espesor variable entre 300 y 2500 m (Fitzgerald et al., 1990) por lo que ha recibido variedad de interpretaciones, incluyendo depósitos de abanicos aluviales volcanoclásticos, sistemas fluviales meandrosos y entrelazados tanto en condiciones efímeras como perennes (Brown et al., 1982; Barcat et al., 1989; Hechem et al., 1990; Legarreta y Uliana, 1993; Rodríguez, 1993; Hechem, 1994).

En los afloramientos de la Faja Plegada y Corrida de San Bernardo, la Formación Bajo Barreal fue dividida en dos miembros: Miembro Inferior y Miembro Superior. El Miembro Inferior está caracterizado por areniscas canalizadas intercaladas con estratos de mayor espesor de composición tobácea, mientras que el Miembro Superior está compuesto por cuerpos arenosos aislados rodeados por pelitas grises silicoclásticas (Figari et al., 1990; Umazano et al., 2008; Paredes et al., 2016).

Sciutto (1981) y Hechem et al. (1990) también reconocieron dos miembros para la unidad. El Miembro Inferior se conforma de bancos medianos a gruesos y bien estratificados de areniscas verdes y grises, con estructuras entrecruzadas producto del depósito de canales de baja sinuosidad y diseño entrelazado. Los canales se asocian con una reducida planicie de inundación integrada por fangolitas grises que se depositaron en ambientes de bajo gradiente paleotopográfico, probablemente en condiciones de planicie de inundación mal drenadas. El Miembro Superior por su parte, presenta una topografía de lomadas redondeadas, de tipo *bad*

lands. Está integrado por bancos de fangolitas grises a castañas que predominan sobre canales arenosos de poca potencia.

El Cerro Ballena constituye un anticlinal con una orientación NNW–SSE y ha sido estudiado por varios autores (Figari et al., 1998; Bridge et al., 2000). En los últimos años Paredes et al. (2018; 2020; 2022) han realizado varios trabajos de detalle en la zona.

Figari et al. (1990) identificó tres paquetes litológicos principales definidos en base a la presencia de discontinuidades, los cuales denominó A, B y C, en orden estratigráfico. Las secciones A y B afloran en el núcleo del anticlinal y en el flanco oeste del Cerro Ballena, mientras que la sección C fue identificada parcialmente en el sur del anticlinal y hacia el sur del Río Deseado. La sección A presenta 180 m de espesor con limolitas de coloraciones verde pálido a amarillo intercaladas con paquetes de areniscas de hasta 2,5 m de espesor, la cual fue interpretada como depósitos tipo *sheetfloods* no confinados y canales de explayamiento, formados por corrientes efímeras y flujos distales en un ambiente de baja energía con limitado desarrollo de paleosuelos (Figari et al., 1990). La sección B presenta 270 m de espesor y comienza con una pelita tobácea de color rojizo, se interpreta como el registro de ríos meandrosos con buena preservación de depósitos finos y capas de caída de ceniza primaria (Figari et al., 1990). La sección C presenta unos 300 m de espesor y consiste en pelitas grises a verdosas con areniscas intercaladas y fue interpretada como depositada bajo flujos no confinados distales (Figari et al., 1990).

Bridge et al. (2000) también estudiaron los afloramientos del Cerro Ballena y realizaron una datación en la base de la sección B, donde determinaron una capa de ignimbrita como *marker bed*. La datación arrojó una edad de $91 \pm 0,49$ Ma.

Recientemente, Paredes et al. (2018, 2020, 2022) realizaron estudios sedimentológicos de detalle, los cuales fueron tomados como la base sobre la cual se estudiaron los paleosuelos en la presente tesis doctoral. Estos autores definieron dos secciones, Sección A en la base y Sección B al tope. La Sección A, con un espesor de 185 m, se presenta como una faja de canales arenosos aislados de pequeña escala y baja conectividad intercalados con estratos de planicie de inundación silicoclástica (Paredes et al., 2018). La Sección B, con un espesor de 195 m, cambia a depósitos de canales arenosos, tipo *sheetflood* con mayor conectividad que forman cinturones de canales complejos intercalados con planicies de inundación de menor espesor y de composición volcaniclástica. Estos autores definen siete tipos de estilos fluviales, los cuales

permitieron interpretar a la unidad como un sistema fluvial multicanalizado, ramificado o *anabranching* y localmente anastomosado (Paredes et al., 2018). Asimismo, a través de parámetros paleohidrológicos, establecieron un cambio en las condiciones paleoclimáticas desde la Sección A hacia la Sección B, con condiciones más húmedas y más cálidas (Paredes et al., 2018).

Posteriormente, mediante análisis de difracción de rayos X y perfiles de rayos de gamma espectral (SGR) sobre los depósitos pelíticos de la unidad, estos autores determinaron una reducción en el porcentaje de K^+ a través de la Sección A así como un aumento en el contenido de caolinita, mientras que para la Sección B observaron un aumento en la proporción de caolinita respecto a la Sección A, evidenciando un incremento en la meteorización bajo condiciones húmedas (Paredes et al., 2020, 2022). A su vez el estudio de los componentes detríticos de la Sección A indican varias fuentes volcánicas (componentes intermedios y básicos derivados del Grupo Bahía Laura del Jurásico medio y componentes ácidos de la Cordillera de los Andes), mientras que la Sección B se compone exclusivamente de componentes ácidos derivados de la Cordillera de los Andes (Paredes et al., 2020). Estos autores evidencian trenes climáticos hacia condiciones más cálidas y húmedas desde la Sección A hacia la Sección B (Paredes et al., 2020, 2022).

La edad de la Formación Bajo Barreal es controversial. La unidad aloja una variada fauna de dinosaurios y en base a los vertebrados fósiles fue asignada al Senoniano (Bonaparte y Gasparini, 1979), al Campaniano–Maastrichiano (Lesta y Ferello, 1972) y al Santoniano–Maastrichiano (Bellosi et al., 2002). Estudios recientes, asignan a la Formación Bajo Barreal al Cenomaniano temprano–Turoniano tardío en base a los fósiles de dinosaurios (Casal et al., 2021). Estudios de palinomorfos en el subsuelo del Flanco Sur, asignan al tope de la Formación Cañadón Seco (equivalente en subsuelo de la Formación Bajo Barreal) al Albiano tardío–Cenomaniano (Archangelsky et al., 1994) y al Turoniano–Coniaciano (Perez Loinaze et al., 2021). Es preciso destacar las similitudes faunísticas determinadas por Canale et al. (2011) entre la Formación Bajo Barreal y las unidades del Subgrupo Río Limay (Formaciones Candeleros y Huincul) de la Cuenca Neuquina, que ubican a ambas unidades entre el Cenomaniano temprano y el Turoniano tardío.

En cuanto a edades radimétricas, en el Cerro Ballena se realizaron dataciones radimétricas Ar-Ar y se obtuvieron edades de $94,2 \pm 0,63$ Ma para el Miembro Inferior y $91 \pm 0,49$ Ma para el

Miembro Superior ubicando a la unidad en el Cenomaniano medio–Turoniano tardío (Bridge et al., 2000). Dataciones más recientes en U-Pb SHRIMP para el Miembro Inferior arrojaron valores de $99,3 \pm 0,7$ Ma, ubicando a la unidad en el Cenomaniano temprano (Suarez et al., 2014). Edades recientes, U-Pb para los afloramientos del Grupo Chubut en el Codo del Río Senguerr, en el Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, modifican los esquemas cronoestratigráficos propuestos hasta el momento, y se asigna al tope de la Formación Bajo Barreal como Coniaciano basal (Allard et al., 2021b).

Estudios previos realizados en maderas fósiles de *Agathoxylon* sp. (Araucariaceae) permitieron realizar inferencias paleoclimáticas. Pujana et al. (2007) infieren ausencia de estacionalidad por la presencia de anillos de crecimiento poco marcados y condiciones climáticas templadas, cálidas a tropicales. Sobre la base de estudios palinológicos (Archangelsky et al., 1994 y Barreda y Archangelsky, 2006) infieren un clima cálido y húmedo.

2.3.4. LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS

Lesta y Ferello (1972) dieron el nombre formal a la Formación Laguna Palacios. Previamente otros autores la denominaron como “Chubutiano superior” (Roll, 1938), “Tobas Amarillas” (Feruglio, 1929, 1949) y “Serie de Laguna Palacios” (Flores, 1955).

En todo su desarrollo areal y vertical la Formación Laguna Palacios es litológicamente muy uniforme, existiendo unas pocas variaciones de facies que se dan principalmente con respecto a la proporción del material tuffítico–arenoso intercalado, o bien a ligeras diferencias en la tonalidad de los estratos o en la dureza relativa de los mismos (Panza, 2001).

Sus afloramientos son muy característicos, ya que se trata de una sucesión monótona en la que alternan bancos gris blanquecinos con tobas vítreas, que se disponen a manera de paredones altos y abruptos, en muchos casos con erosión en forma de tubos de órganos y formación de relictos columnares y pináculos (Panza, 2001).

La Formación Laguna Palacios se desarrolla sobre el borde oeste de la cuenca sedimentaria, donde la subsidencia fue relativamente escasa y prevaleció una estabilidad tectónica. Se expone en la Sierra de San Bernardo, pero se transforma en una unidad en subsuelo al oeste del Río Senger. Su máximo espesor es de 300 m en el Cañadón Puerta del Diablo, y a su vez se corresponde con el mínimo espesor de la Formación Bajo Barreal, que es alrededor de 70 m en esa localidad (Sciutto, 1981; Bellosi y Sciutto, 2002). En los alrededores de la Punta España se

asigna un espesor de 180 m (Turic, 1969). Sin embargo, los espesores varían dentro de la cuenca debido a condiciones primarias de sedimentación y también debido a la inconformidad angular al tope, con el Grupo Río Chico.

Con la Formación Bajo Barreal suprayacente, el contacto es transicional y conformable (Di Persia, 1953). El miembro superior de la Formación Bajo Barreal reemplaza lateralmente a la Formación Laguna Palacios, indicando que ambas formaciones son equivalentes. En general, el primer paleosuelo maduro de color marrón amarillento claro es tomado como el límite inferior de la Formación Laguna Palacios, debido a la alternancia entre colores claros y oscuros, y debido a las diferentes proporciones de compuestos de hierro (Feruglio, 1949; Ferello, 1951; Di Persia, 1953).

La Formación Laguna Palacios está compuesta por tobas, chonitas, arenas y pelitas tobáceas, areniscas, conglomerados intraformacionales y pelitas. Se distinguen tres miembros (Sciutto, 1981). El miembro inferior presenta el típico aspecto de *bad land* y es de origen eólico. Se caracterizan por areniscas medianas con marcas de raíces y tallos, las cuales van incorporando mayor proporción de areniscas fluviales, que gradan desde conglomerados a limolitas, culminando cada ciclo menor en un paleosuelo. El miembro medio está caracterizado por paleosuelos que conforman cornisas de morfología tabular expuestas en acantilados. El material parental de estos paleosuelos fueron chonitas, pelitas tobáceas y tobas. El miembro superior está compuesto por chonitas, areniscas y conglomerados y presentan un menor desarrollo de paleosuelos. Tanto en el miembro medio como superior dominan las facies eólicas pero también se reconocen depósitos fluviales y lacustres (Sciutto, 1981).

Las condiciones ambientales en la Patagonia central para el Cretácico tardío fueron de cambios episódicos debido a la intensa caída de ceniza. Grandes explosiones volcánicas habrían promovido alteraciones climáticas en el corto término, tales como enfriamiento (Cas y Wright, 1987; Rampino, 1991), sequías (Genise y Brown, 1994; Archangelsky et al., 1995) y reducciones de la cobertura vegetal (Genise y Brown, 1994). Dichas condiciones llevaron a la colonización de los sustratos de ceniza por pequeñas formas herbáceas incluyendo líquenes y musgos (Kimmins, 1987). Según erupciones recientes como la del Volcán Hudson en Patagonia, algunos efectos fueron la sequía de pequeñas fuentes de agua (Pearson, 1994), la pérdida de la cobertura vegetal (Saba y de Lamo, 1994), y el incremento anual de pastos rizomatosos (*rhizomatous grasses*) (Oliva et al., 1993).

Existe poca información paleobotánica para la Formación Laguna Palacios con la excepción de algunos restos de troncos y cutículas (Sciutto, 1981). Además, trabajos de Andreis (2001) encontraron fitolitos síliceos y polen de angiospermas pobremente preservados en algunos paleosuelos, lo que indica la presencia de vegetación herbácea. La evidencia paleozoológica corresponde con aquella supuesta de nidos de insectos fósiles (Sciutto, 1981; Sciutto y Martínez, 1996), mientras que unas pocas evidencias de restos de dinosaurios son mencionadas en localidades donde la Formación Laguna Palacios no se encuentra expuesta (Bonaparte, 1978).

Al norte de la zona de estudio, en la Sierra de San Bernardo (Fig. 2.4a), Bellosi y Sciutto, (2002) estudiaron los afloramientos de la Formación Laguna Palacios donde reconocieron facies eólicas piroclásticas, con caídas distales de cenizas. Los depósitos se encontraron con un grado variable de pedogénesis, donde definieron cuatro pedotipos según el grado de madurez. El estadio 4, conforma grandes cornisas, marrones, con alta bioturbación, agregados granulares, nódulos de Fe, *slickensides* y raíces. El estadio 3, presenta moderada a baja bioturbación (rizolitos y abundantes nidos de coleópteros), agregados en bloques, cutanes iluviales de óxidos de hierro, grietas de desecación y troncos de árboles *in situ*. El estadio 2, preserva la estratificación original, con moderada a baja bioturbación (rizolitos y excavaciones) y escasos *slickensides*. El estadio 1 presenta baja bioturbación (rizolitos, excavaciones y nidos de abejas). Los estadios 1 y 2 se clasificaron como Entisoles y los estadios 3 y 4 como Andisoles y Alfisoles-Mollisoles. Estos autores establecieron un clima templado subhúmedo estacional con una cobertura de pastizales de gramíneas (*grass*) e interpretaron a la acumulación de ceniza volcánica como episódica pero no lenta, según la rápida meteorización y la pedogénesis del loess holoceno (500 años.). Otros cálculos establecieron un moderado desarrollo para paleosuelos piroclásticos entre 2 y 20 mil años (Bellosi y Sciutto, 2002).

Al norte de la zona de estudio, al suroeste de la localidad de Sarmiento, Genise et al., 2002 estudiaron los paleosuelos y las trazas fósiles de la Formación Laguna Palacios en el Cañadón Puerta del Diablo (Fig. 2.4a). Durante la depositación de la unidad, la mayoría de los sedimentos fueron originados por caída de ceniza volcánica, a una gran distancia del arco volcánico y depositados subaéreamente en zonas relativamente planas, donde fueron pedogenéticamente modificados o retrabajados por ríos. Se describieron dos tipos de paleosuelos, Entisoles y Alfisoles-Mollisoles. Los Entisoles, de poco desarrollo y con poca bioturbación, los cuales preservan los nidos de abejas (*sweet bee nests*). Los Alfisoles-Mollisoles, con horizontes bien desarrollados, un horizonte eluvial y otro iluvial. Estos paleosuelos contienen las cámaras

pupales de coleópteros (*coleopteran pupal chambers*). Las interpretaciones paleoclimáticas para la Formación Laguna Palacios fueron un clima templado estacional, mostrando condiciones relativamente más secas durante las erupciones y relativamente más húmedas durante los períodos de quiescencia. La vegetación dominante fue herbácea, con unos pocos árboles. [Genise et al. \(2002\)](#) sugiere que durante los períodos más secos, las abejas, que habían desarrollado cierto grado de sociabilidad, excavaron sus nidos en los Entisoles, mientras que los coleópteros construyeron sus cámaras pupales en los Alfisoles–Mollisoles bajo un clima relativamente más húmedo.

En la misma zona, en el Cañadón Puerta del Diablo, [Genise y Bellosi, \(2004\)](#) registraron para la Formación Laguna Palacios las mismas trazas de insectos fósiles, las celdas de abejas fueron asignadas a *Cellicalichnus chubutensis*, y las cámaras pupales de coleópteros fueron asignadas a *Rebuffoichnus casamiquelai*. La unidad presenta una asociación de facies similar en la Sierra España, localizada más de 200 km al sur–sureste de la localidad de estudio, donde la formación alcanza un espesor de 330 m. [Genise y Bellosi, \(2004\)](#) sugieren una depositación uniforme para el Cretácico tardío en la Patagonia central. La Formación Laguna Palacios es interpretada como un ambiente dominado por baja vegetación con un clima templado, estacional y de relativa aridez. Las intensas y periódicas caídas de cenizas habrían reducido la cobertura vegetal y habrían favorecido el crecimiento diferencial de la vegetación herbácea. Además, habrían afectado los patrones de los ríos, incrementando el drenaje, reduciendo la disponibilidad de agua y en consecuencia favoreciendo las condiciones de aridez, generando ambientes aptos para las abejas. La depositación de la Formación Laguna Palacios puede ser comparada con las planicies loésicas del loess Pampeano. La mayoría de los sedimentos fueron depositados por caída de ceniza de una fuente volcánica distal y de manera subordinada, por corrientes fluviales. El desarrollo de la secuencia de paleosuelos loésicos fue regulado por el balance entre el aporte *versus* la pedogénesis, siendo ésta última gobernada por fluctuaciones climáticas ([Genise et al., 2004](#)).

Al norte de la zona de estudio, en el Cerro Colorado de Galvéniz ([Fig. 2.4a](#)), [Bedatou et al., \(2008\)](#) estudiaron el miembro medio de la Formación Laguna Palacios. La sección se compone por tobas masivas rojizas a anaranjadas, con *Loloichnus baqueroensis* al tope de las capas. Los niveles presentan trazas de raíces, moteados y estructuras laminares y granulares. A microescala, se describen revestimientos de arcilla iluvial y pequeños nódulos de Fe-Mn. Estos autores asocian la traza a *crayfishes* ('grillos topo'), particularmente *Parastacidae isp.* Estos

organismos habitaban los suelos, donde perforaban hasta alcanzar el nivel freático y se alimentaban posiblemente de las raíces. Se propone un clima templado para la Patagonia Central durante la depositación de la unidad.

La edad de la Formación Laguna Palacios es materia de controversia y se encuentra en discusión actualmente y si bien muchos autores sitúan a la unidad como más joven que el Cenomaniano (Gianni et al., 2015; Ramos et al., 2021; Allard et al., 2022; entre otros), la edad U/Pb más reciente y la referida en la presente tesis doctoral es la esgrimida por Suarez et al. (2014). Estos autores obtuvieron una edad Cenomaniana ($97,6 \pm 0,9$ Ma) para la Formación Laguna Palacios basada en edad de circones con U-Pb. La datación fue realizada al norte de la zona de estudio, sobre la Sierra de San Bernardo, al oeste del Lago Musters (Suarez et al., 2014)

2.3.5. ZONA DE ESTUDIO

Para la Formación Laguna Palacios, el trabajo de campo se llevó a cabo en la región de la Punta España, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. La zona fue elegida por sus excepcionales afloramientos y escasez de trabajos previos. La localidad de Punta España (PE: $47^{\circ} 20' S$; $68^{\circ} 30' W$) se encuentra en el noreste de la provincia de Santa Cruz, aproximadamente unos 80 km al sur de la localidad de Pico Truncado, sobre la Ruta Provincial 12 (Fig. 2.4b).

Para la Formación Bajo Barreal, el trabajo se realizó sobre la base de los perfiles sedimentológicos relevados por Paredes et al. (2018), en la localidad de Cerro Ballena. La localidad se encuentra unos 80 km suroeste de Las Heras, en la Provincia de Santa Cruz. Allí, los perfiles (Perfil Y: $46^{\circ} 41' 2'' S$; $69^{\circ} 11' 40'' W$; Perfil Z: $46^{\circ} 40' 70'' S$; $69^{\circ} 12' 15'' W$) se encuentran en el flanco del anticlinal separados lateralmente unos 700 m.

2.4. LA CUENCA AUSTRAL–MAGALLANES

2.4.1. GENERALIDADES

La Cuenca Austral–Magallanes (Fig. 2.5a) es la cuenca más austral de Sudamérica, y se ubica en el borde suroccidental de la placa Sudamericana, ocupando mayormente la provincia de Santa Cruz, Argentina. También incluye al Estrecho de Magallanes y a la Provincia de Magallanes

en Chile y a la Isla Grande de Tierra del Fuego y parte de la Plataforma Continental en Argentina. La cuenca está limitada al oeste y al sur por los Andes, al noreste por el Macizo del Deseado, y al este por el alto Río Chico–Dungeness y la Cuenca Malvinas (Cuitiño et al., 2019). Abarca una extensión aproximada de 230000 km² con una forma elongada predominantemente N–S y espesores que alcanzan los 8000 m, con desarrollo casi exclusivo de rocas silicoclásticas (Peroni et al., 2002).

La evolución estratigráfica de la Cuenca Austral–Magallanes se define por tres etapas de relleno tectono–sedimentario, las cuales tuvieron su registro estratigráfico particular: (1) Etapa de *rift* (Jurásico tardío); (2) Etapa de subsidencia termal (Cretácico temprano); (3) Etapa de antepaís (Aptiano–Mioceno) (Biddle et al., 1996).

La etapa de sedimentación durante el *synrift* (Jurásico tardío) está representada por El Complejo El Quemado (equivalente a la Formación Tobífera) (Féraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000). Este complejo presenta espesores que varían entre los 100 y más de 1000 m, y está compuesto principalmente por secuencias volcano–sedimentarias, en las cuales dominan las ignimbritas félsicas (Riccardi, 1971; Kraemer y Riccardi, 1997). Durante esta etapa se desarrollaron además grábenes y hemigrábenes.

El relleno inicial de la etapa transgresiva en los grábenes y hemigrábenes estuvo caracterizado por la Formación Springhill (Biddle et al., 1986; Arbe y Fernández Bell Fano, 2002; Richiano et al., 2016). La transgresión continuó causando la depositación de las pelitas negras marinas de la Formación Río Mayer (Berriasiano–Albiano) (Arbe, 2002; Richiano et al., 2012). Esta unidad, interpretada como la fase de *sag* termal del proceso de *rifting* y presenta espesores de hasta 1000 m en la región del Lago Argentino (Richiano et al., 2012). La etapa final del *postrift*, quedó representada por la Formación Piedra Clavada, la cual constituye un gran sistema deltaico. Los estudios palinológicos de la parte superior de la Formación Piedra Clavada indican una edad Albiana (Archangelsky et al., 2008), mientras que las edades U–Pb, obtenidas a partir de circones de dos niveles de tobas de la sección superior arrojaron edades alrededor de entre 100 y 101 Ma (Albiano tardío) (Poiré et al., 2017).

Durante el comienzo de la etapa de antepaís en el límite Albiano–Cenomaniano (~100 Ma), el norte de la cuenca estaba compartimentado (ver sección 7.5) en dos depocentros principales: 1) el depocentro *foredeep* con un eje central orientado N–S desde El Chaltén (Argentina) hasta la Región Última Esperanza (Chile); y 2) el depocentro SW–NE Cardiel–Tres Lagos (Varela et al., 2019), separados entre sí por el Alto de Piedra Clavada (Varela et al., 2019) (Fig. 2.4a).

Figura 2.5. Cuenca Austral - Magallanes

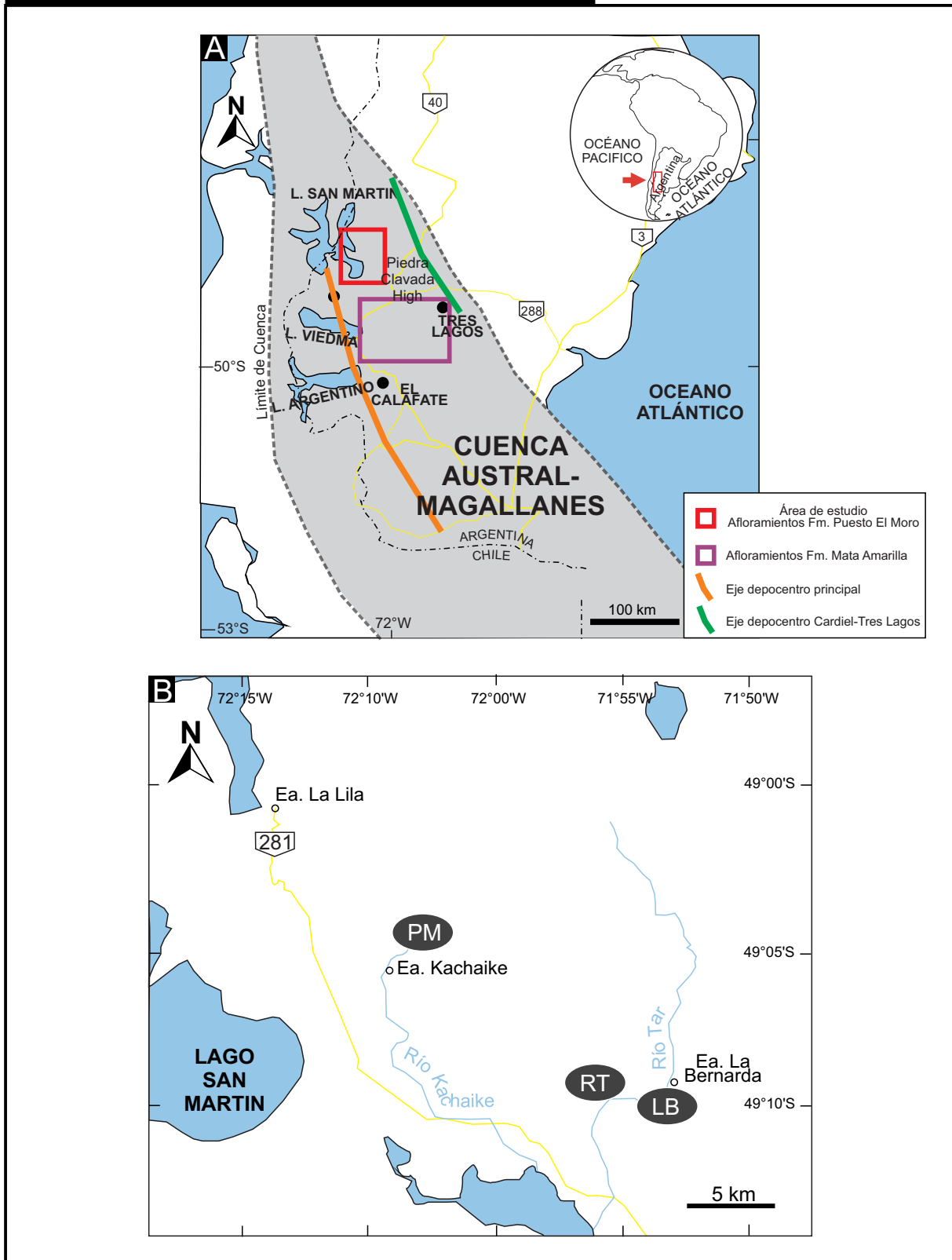


Figura 2.5. Cuenca Austral. A: Mapa mostrando posición y bordes de la Cuenca Austral-Magallanes (modificado de Richiano et al., 2015). El área del Lago San Martín está indicada con un rectángulo rojo. También se indican los afloramientos de la Formación Mata Amarilla, el eje del depocentro de la cuenca principal y el eje del depocentro de la subcuenca Cardiel-Tres Lagos (modificado de Varela et al., 2019). B: Ubicación de las localidades estudiadas cerca del Lago San Martín (PM: Puesto El Moro;

El depocentro *foredeep* muestra un patrón regresivo y una clara subsidencia asimétrica a lo largo de su eje N–S. Varía desde un ambiente marino profundo a un ambiente continental (Biddle et al., 1986; Sickmann et al., 2018). De Sur a Norte, el comienzo de la etapa de antepaís estuvo registrada por: 1) los depósitos marino profundos de la Formación Punta Barrosa (Fildani et al., 2003, 2009; Malkowski et al., 2017a,b; Daniels et al., 2019), acumulados en grandes sistemas de abanicos submarinos no confinados hasta el Turoniano (~90 Ma); 2) los depósitos marinos someros de la Formación Lago Viedma (Malkowski et al., 2016, 2017a, b) y, 3) los depósitos estuáricos–continentales de la Formación Puesto El Moro (Varela et al., 2014, 2019). Hacia el este del *foredeep*, el comienzo de la etapa de antepaís en el depocentro Cardiel–Tres Lagos se corresponde con los depósitos estuáricos–continentales de la Formación Mata Amarilla (Varela et al., 2011; 2012a; 2012b; 2013; 2016; 2018; 2019).

2.4.2. LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO

La Formación Puesto El Moro fue originalmente descrita por Turic (1971) como una sucesión de sedimentitas continentales que se apoyan por encima de la Formación Piedra Clavada o también conocida como Kachaike en la región del Lago San Martín (Arbe, 1986; Varela et al., 2012a). Debido a la ausencia de edades para esta unidad, su correlación con la Formación Mata Amarilla pudo ser establecida sobre la base de sus patrones de apilamiento y arreglo interno de facies (Varela et al., 2019), lo que le atribuye a la unidad una edad cretácica superior (Fig. 2.5). La edad de la Formación Mata Amarilla se encuentra bien establecida dentro del Cenomaniano (Varela et al., 2018). El contacto inferior con la Formación Piedra Clavada fue asignado al límite Albiano-Cenomaniano con una edad radimétrica entre $101 \pm 0,9$ Ma y $99 \pm 2,8$ Ma (Poiré et al., 2017). La sección media de la unidad también se encuentra datada por métodos radimétricos y arrojó una edad de $96,23 \pm 0,71$ Ma (Cenomaniano medio; Varela et al., 2012). El contacto superior con la Formación La Anita (Campaniano) es erosivo (Varela et al., 2018). Como se mencionó anteriormente, la corrección entre ambas unidades permite asumir hasta el momento, una edad Cenomaniana para la Formación Puesto El Moro.

Esta sucesión aflora en la región del Lago San Martín, en los alrededores del Puesto homónimo que pertenece a la Estancia La Lila y consiste en tobas y pelitas de colores marrones, gris rosado a gris verdoso con abundantes raíces, las cuales se alternan con conglomerados amarillentos a grisáceos y con areniscas violáceas, grises y gris oliva (Arbe, 1986; Varela et al.,

2014). La Formación Puesto El Moro fue previamente interpretada como depósitos de abanicos aluviales continentales en un contexto de clima húmedo (Arbe, 1986).

La distribución vertical de las diferentes asociaciones de facies descrita por Varela et al. (2019) permite su división en tres secciones informales. La sección inferior de la Formación Puesto El Moro presenta depósitos mareales–estuáricos y llanura costera intercalados con areniscas masivas bioturbadas de barras de marea (Varela et al., 2019). Esta sección cambia transicionalmente a una sucesión de depósitos estuáricos y llanura costera intercalados con *rudstones* bioclásticas depositadas por tormentas, y en menor medida por canales arenosos meandrosos de alta sinuosidad (Varela et al., 2019). El contacto entre las secciones inferior y media está caracterizado por la presencia de afloramientos continuos de un sistema fluvial tipo *braided* (Varela et al., 2019). Por sobre estos depósitos, el arreglo lateral y vertical de asociaciones de facies de la sección media es atribuido a un sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad, el cual se compone de canales arenosos intercalados con depósitos de planicie de inundación con paleosuelos, albardones y canales de explayamiento (Varela et al., 2019). La sección superior muestra un predominio de depósitos no canalizados intercalados con canales menores de eventos de alta descarga fluvial, y en menor medida, con canales meandrosos de alta sinuosidad. Estos depósitos a su vez se intercalan con depósitos de planicie de inundación. La limitada proporción de depósitos canalizados y la dominancia de depósitos no confinados pueden ser atribuidos a un sistema fluvial distributivo (Varela et al., 2019).

2.4.3. ZONA DE ESTUDIO

Los afloramientos del área de estudio se encuentran distribuidos desde el Río Kachaike hasta el Puesto El Moro (Fig. 2.5b) y continúan paralelos a la ruta (RP13) desde la Estancia La Bernarda hasta el Río Tar. Hacia el norte, la Formación Puesto El Moro se interdigita lateralmente con la Formación Arroyo Potrancas (Arbe, 1986), y hacia el sur paralelo a la ruta RP13, la unidad es transicional a la Formación Mata Amarilla (Varela, 2015). Se relevaron perfiles en tres localidades, los afloramientos de Puesto El Moro (PM) (49° 04,3' S; 72° 6,3' W), los afloramientos de la Estancia La Bernarda (LB) (49° 09,8' S; 71° 55,8' W) y los depósitos del Río Tar (RT) (49° 09,6' S; 71° 56,8' W). Se obtuvieron tres perfiles paleopedológicos de detalle sobre la base de los perfiles sedimentológicos relevados por Varela et al. (2019) con espesores 140 m (PM), 45 m (LB) y 20 m (RT) (Fig. 2.5b).



03

MATERIALES Y MÉTODOS

INTRODUCCIÓN	36
3.1. TAREAS DE GABINETE INICIALES	36
3.1.1. Lectura y recopilación bibliográfica	36
3.1.2. Definición de zonas de estudio	36
3.2. TAREAS DE CAMPO	38
3.2.1. Sedimentología	40
3.2.2. Paleosuelos	40
3.2.3. Muestreo	43
3.3. TAREAS DE GABINETE	43
3.3.1. Sedimentología	43
3.3.2. Paleosuelos	43
3.4. TAREAS DE LABORATORIO	44
3.4.1. Micromorfología	44
3.4.2. Difracción de Rayos X	45
3.4.3. Microscopía electrónica de barrido	47
3.4.4. Geoquímica	48
3.5. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN	50



INTRODUCCIÓN

El presente trabajo contó esencialmente con tres etapas (Fig. 3.1). La primera comprendió tareas de gabinete; la segunda incluyó tareas de campo, gabinete y laboratorio; y la tercera etapa comprendió tareas de gabinete.

4.1. TAREAS DE GABINETE INICIALES

4.1.1. LECTURA Y RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

En una primera etapa se realizó la lectura y recopilación de la información bibliográfica disponible (Fig. 3.1).

Para ello se trabajó sobre la información referida al estudio de paleosuelos, acompañado siempre con una base sedimentológica para darle contexto a los mismos. De allí se estudió la metodología a utilizar para cumplir con los objetivos planteados. Luego se procedió a la búsqueda de antecedentes de las cuencas de estudio, incluyendo su evolución temporal y estratigrafía haciendo foco en los depósitos cretácicos tardíos, en particular en aquellos cenomanianos. En cada uno de esos depósitos se analizaron los datos disponibles tanto sedimentológicos, como paleontológicos, paleoclimáticos y geoquímicos, poniendo el foco principalmente en los indicios vinculados a paleosuelos.

4.1.2. DEFINICIÓN DE ZONAS DE ESTUDIO

Una vez realizada la recopilación bibliográfica y planteados los objetivos, se procedió a la definición de zonas de interés para poder realizar las tareas de campo (Fig. 3.1). Sobre la base de hojas geológicas del SEGEMAR a escala 1:250000 e imágenes satelitales de *Google Earth*®, junto con los mapas, secciones, imágenes y perfiles obtenidos de trabajos científicos previos, se realizó un mapa base para cada una de las cuencas a estudiar. En los mapas base se trazaron rasgos geográficos como ríos, caminos, estancias y centros urbanos, junto con las unidades cenomanianas a estudiar. Con todo esto y la recopilación de antecedentes se definieron las potenciales zonas de interés para llevar adelante las tareas de campo. El cálculo

Figura 3.1. Esquema metodológico

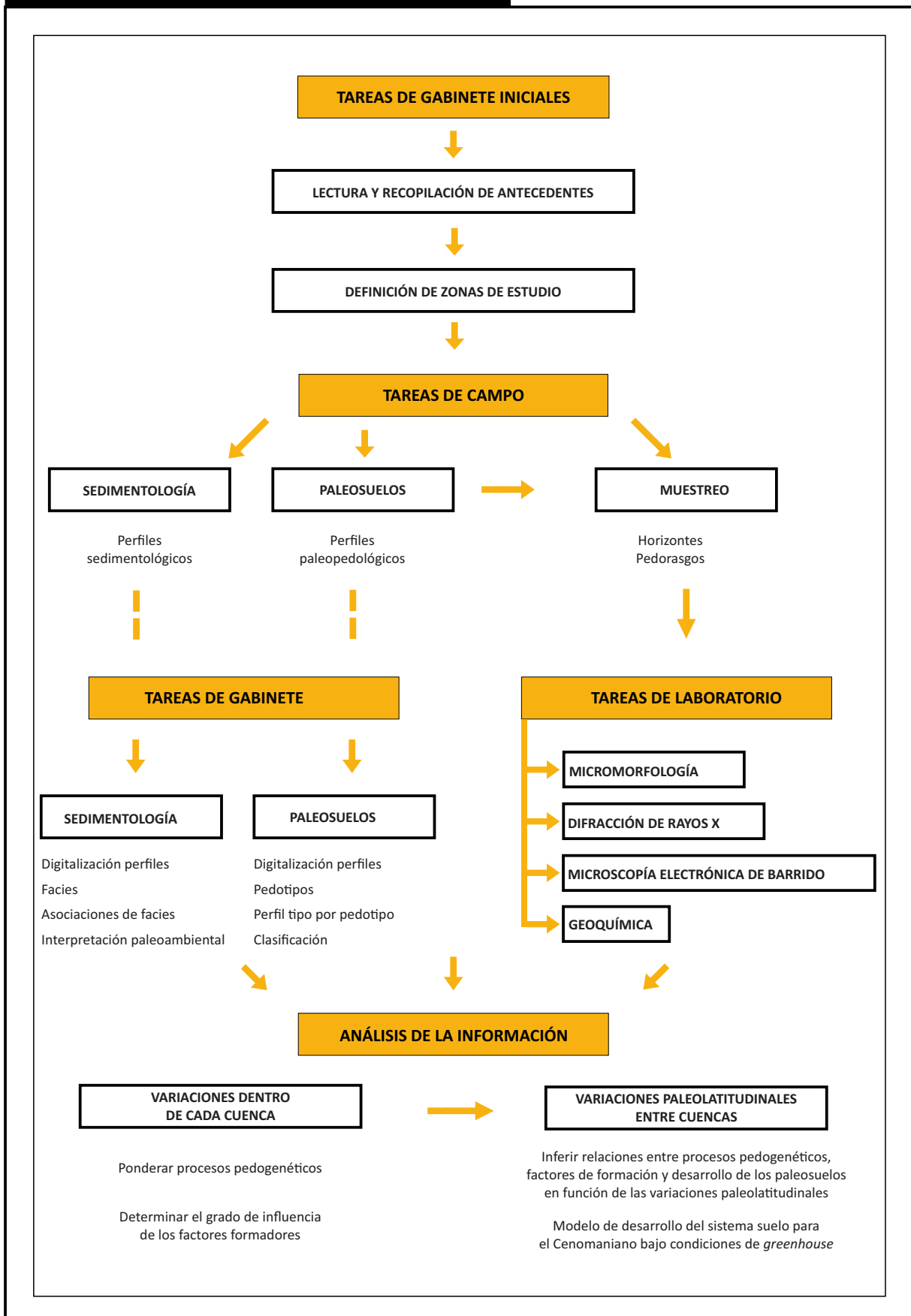


Figura 3.1. Esquema metodológico. Esquema de la metodología utilizada para el desarrollo de este trabajo.

de las paleolatitudes para cada una de las zonas de estudio se calculó a partir del “*Paleolatitude calculator for paleoclimate studies*” desarrollado por [van Hinsbergen et al. \(2015\)](#).

4.2. TAREAS DE CAMPO

En cada localidad de interés ([Tabla 3.1](#)), se realizaron perfiles sedimentológicos y paleopedológicos de detalle, graficados a escala 1:100 ([Fig. 3.2](#)). La posición inicial y final de los perfiles se acotó mediante puntos GPS, así como los lugares donde se llevaron a cabo los perfiles de detalle. El levantamiento se realizó con cinta métrica y báculo.

En el suroeste de la Cuenca Neuquina se estudiaron las Formaciones Candeleros y Huincul. Los afloramientos se encuentran en los alrededores de la localidad de El Chocón, en el Cañadón de las Campanas, Cañadón Escondido y Puesto Salas ([Tabla 3.1; Fig. 3.2](#)).

En la Cuenca de Cañadón Asfalto se relevaron los Miembros La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas de la Formación Cerro Barcino en el centro-sur de la cuenca, al sur de la Ruta Provincial 25 entre las localidades de Las Plumas al este y Paso de Indios al oeste. Los perfiles se relevaron en los afloramientos de la Estancia Tarchi, la Estancia La Gauchesca y en el corte de la Ruta Provincial 25 ([Tabla 3.1; Fig. 3.2](#)).

En la Cuenca del Golfo San Jorge se estudió a las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios en el extremo sur de la cuenca. Para la Formación Bajo Barreal se estudiaron los afloramientos en el Cerro Ballena, unos 60 km al suroeste de la localidad de Las Heras, en el perfil denominado Cerro Ballena ([Tabla 3.1; Fig. 3.2](#)). Para la Formación Laguna Palacios se estudiaron los afloramientos al sur de la localidad de Pico Truncado sobre la Ruta Provincial 12, donde el perfil se relevó en la localidad de Punta España en los alrededores de la Estancia Sierras Blancas ([Tabla 3.1; Fig. 3.2](#)).

En la Cuenca Austral-Magallanes se estudió la Formación Puesto El Moro en los alrededores del Lago San Martín, en tres localidades, los afloramientos de Puesto El Moro, los afloramientos de la Estancia La Bernarda y los depósitos del Río Tar ([Tabla 3.1; Fig. 3.2](#)). Cabe aclarar que en esta cuenca los perfiles sedimentológicos fueron obtenidos previamente por [Varela et al. \(2019\)](#) por lo que las tareas estarán focalizadas en el relevamiento de los paleosuelos. También se discutirán los datos obtenidos de los paleosuelos de la Formación

Tabla 3.1. Localidades relevadas

Nombre del perfil	Referencia en Figura 3.2.	Localidad	Coordenadas	Provincia	Formación
CLC	1	Cañadón Las Campanas	39°19'1" S; 68°56'40" W	Neuquén	Fm. Candeleros
CE	2	Cañadón Escondido	39°16'22" S; 68°50'25" W	Neuquén	Fm. Candeleros
PS	3	Puesto Salas	39°13'22" S; 68°33'46" W	Río Negro	Fm. Huincul
ET	4	Estancia Tarchi	43°51'37" S; 68°54'18" W	Chubut	Fm. Cerro Barcino Mb. La Paloma/Mb. Cerro Castaño
LG	5	Estancia La Gauchesca	43°50'48" S; 68°3'8" W	Chubut	Fm. Cerro Barcino Mb. Cerro Castaño
R25	6	Ruta 25	43°46'58" S; 67°32'28" W	Chubut	Fm. Cerro Barcino Mb. Las Plumas
CB	7	Cerro Ballena	Perfil Y: 46°41'2" S; 69°11'40" W	Santa Cruz	Fm. Bajo Barreal
			Perfil Z: 46°40'79" S; 69°12'15" W		
PE	8	Punta España	47°20' S; 68°30' W	Santa Cruz	Fm. Laguna Palacios
PM	9	Puesto El Moro	49°4,3'S; 72°6,3' W	Santa Cruz	Fm. Puesto El Moro

Figura 3.2. Ubicación de las localidades de estudio

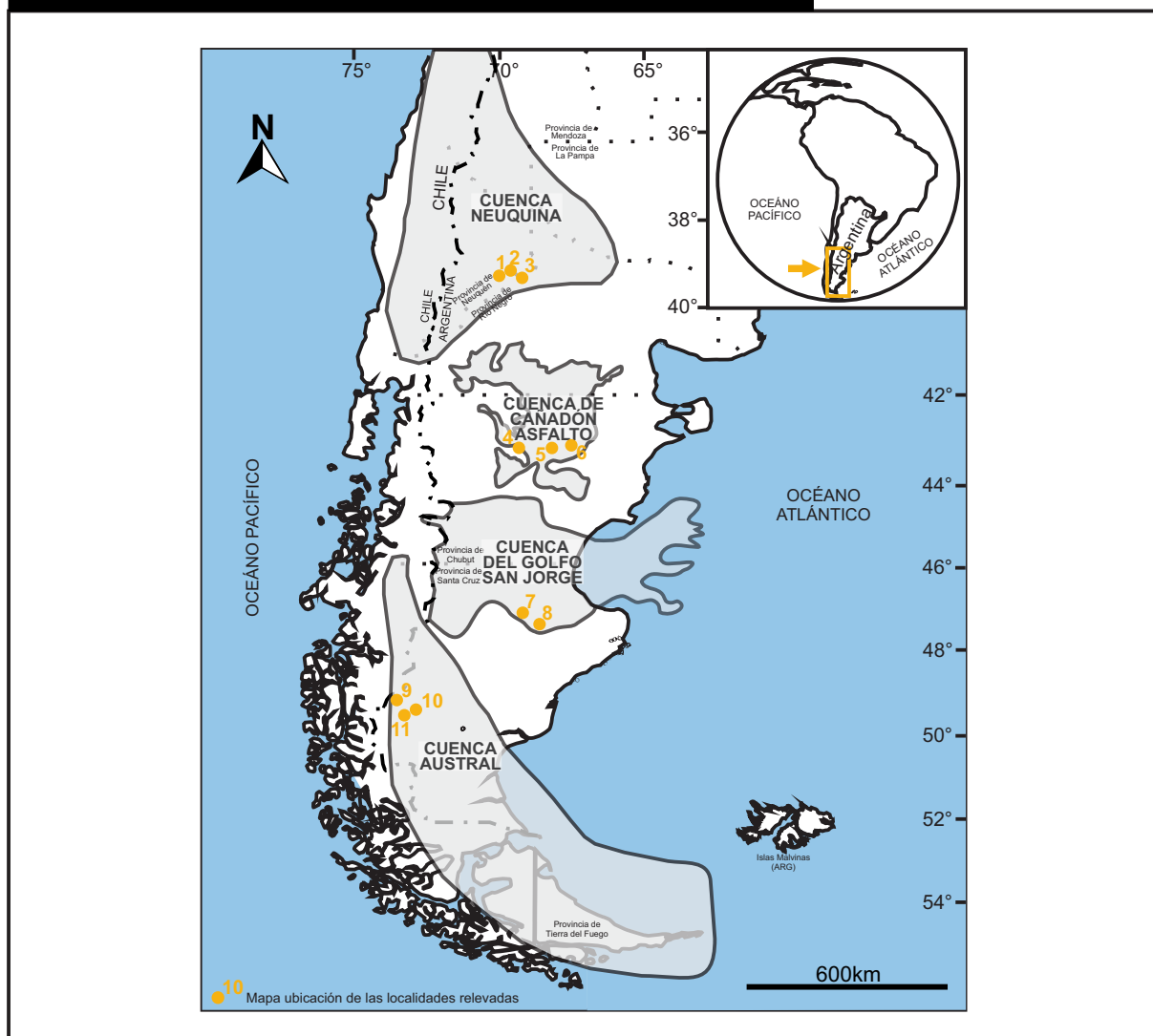


Tabla 3.1. Localidades relevadas. Nombre de perfil; números de referencia a la Figura 3.2.; localidad; coordenadas; provincia; Formación.
Figura 3.2. Ubicación de las localidades de estudio. Mapa de ubicación de las cuencas estudiadas. Los puntos amarillos indican los sitios donde se realizaron los perfiles sedimentológicos y paleopedológicos de detalle.

Mata Amarilla, aflorante unas decenas de kilómetros al sureste, en el depocentro Cardiel-Tres Lagos (Varela et al., 2011, 2012a, 2012b, 2013, 2015, 2016, 2018, 2019).

4.2.1. SEDIMENTOLOGÍA

En cada localidad se levantaron perfiles sedimentológicos de detalle (escalas 1:50, 1:20 y 1:10) (Fig. 3.1). Se describieron los espesores y en cada uno de los estratos se describió la litología, la textura, las estructuras sedimentarias primarias, las relaciones y geometrías de los estratos y el contenido fosilífero. La geometría de los cuerpos de areniscas fue caracterizada por la relación ancho/espesor (W/T) de Gibling (2006).

4.2.2. PALEOSUELOS

En las secciones donde se determinó la presencia de rasgos pedogenéticos se procedió al estudio detallado de los mismos mediante perfiles paleopedológicos de detalle (escalas 1:10, 1:20 y 1:50) (Fig. 3.1). Estos perfiles se realizaron siguiendo los criterios de Retallack, (1994, 2001), Schoeneberger et al. (2012), y Tabor et al. (2017).

Para cada nivel de paleosuelo se describió el color, estructura, tamaño de grano medio, espesor (Fig. 3.3a) y evidencias de bioturbación. Además se hizo una descripción detallada de los pedorrasgos presentes (Retallack, 2001).

El color del suelo es uno de los rasgos más fácilmente reconocible mediante comparación visual (Fig. 3.3b). Los colores fueron determinados mediante la carta de colores de suelo de Munsell (Munsell® Soil Color Chart, 2010). Se determinaron los colores de la matriz y de los pedorrasgos presentes como moteados, nódulos, concreciones, cutanes y rizolitos. El método estándar para suelos es el sistema Munsell (Munsell, 1912), donde el color es identificado mediante tres variables: tono o matiz (*Hue*), valor o brillo (*Value*) y croma o saturación (*Chroma*). Muchos horizontes de suelo tienen patrones de color mezclados. En estos casos el color dominante del horizonte de suelo (color de la matriz) es registrado y el moteado (jaspeado en color) es descrito en términos de cantidad, tamaño y contraste con los otros colores.

Figura 3.3. Detalle tareas de campo, gabinete y laboratorio



Figura 3.3. Detalle tareas de campo, gabinete y laboratorio. A-B: Tareas de Campo. A: Medición de espesores de horizontes utilizando cinta métrica. B: Obtención de color en el campo con la carta de colores de suelo de Munsell (*Munsell® Soil Color Chart, 2010*). C-J: Tareas de Laboratorio. C: Preparación de secciones delgadas en el Taller de Cortes Delgados del Centro de Investigaciones Geológicas. D: Descripción de cortes mediante microscopio petrográfico Nikon® Eclipse E200 con una cámara Leica® DFC290 HD incorporada. E: Detalle sección delgada de un horizonte de paleosuelo. F: Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas mediante el difractorómetro PANalytical X'Pert PRO. G: Preparación de muestras siguiendo los lineamientos de *Moore and Reynolds (1989)*. H: Diagrama de la fracción arcilla de un horizonte de paleosuelo obtenidos a partir del software Origin®. I: Taller de Molienda del Centro de Investigaciones Geológicas. J: Resultados obtenidos de los análisis geoquímicos. K-L: Análisis de la información. K: Obtención de los resultados e interpretaciones para cada pedotipo L: Obtención de los resultados y análisis de los mismos, con la interpretación y semicuantificación de minerales de roca total y arcillas y generación de las curvas de climofunciones.

Los agregados del suelo se denominan *peds* en inglés y consisten en el arreglo de las partículas del suelo. Su caracterización se basa en tres parámetros: tipo, clase y grado. El tipo de estructura de suelo se refiere a la forma de los agregados; la clase hace referencia al tamaño de los mismos, y el grado se refiere a la intensidad con que la estructura se desarrolla. Los horizontes de suelo pueden aparecer sin agregados y ser masivos. Para su descripción se utilizaron las cartillas de [Schoeneberger et al. \(2012\)](#).

Dentro de los pedorrasgos se pueden encontrar:

Los rasgos redoximórficos, los cuales se identifican por una pérdida o ganancia de color en la matriz del suelo. Dentro de estos rasgos se describen concentraciones *redox* (nódulos y concreciones), empobrecimiento o *depletions redox* o una matriz *depleted* (empobrecida). De estos rasgos se describe tipo, cantidad, tamaño, contraste con la matriz, color, forma y dureza siguiendo los criterios de [Schoeneberger et al. \(2012\)](#).

Las raíces o rizolitos se describieron según el criterio de [Klappa \(1980\)](#), donde las características a campo se basan en forma, tamaño, tipo de bifurcación, orientación, substrato, ubicación y estructura interna.

Las concentraciones son rasgos del suelo que se formaron por la acumulación de materiales durante la pedogénesis. Se siguieron los criterios de [Schoeneberger et al. \(2012\)](#), donde se describen: materiales finamente diseminados (pequeños precipitados de sales o carbonatos dispersos en la matriz del suelo), masas (acumulación no cementante que no puede ser removida de forma discreta ni tiene estructura cristalina observable), nódulos (cuerpos cementados que pueden ser removidos como unidades discretas de la matriz del suelo), concreciones (cuerpos cementados similares a los nódulos pero se diferencian por la presencia de capas concéntricas de material alrededor de un punto, línea o plano), cristales (sales solubles que precipitaron *in situ*) y concentraciones biológicas (como *pellets* fecales o restos de insectos).

Los rasgos calcínicos se describieron siguiendo la terminología específica propuesta por [Sacristán-Horcajada et al. \(2016\)](#).

Los cutanes (producidos por translocación y depositación de materiales) y los cutanes de *stress* o *slickensides* (producidos por expansión–contracción) se describieron según su composición, cantidad, ubicación y color siguiendo a [Schoeneberger et al. \(2012\)](#).

4.2.3. MUESTREO

Para el muestro de los paleosuelos, se limpiaron los 30 cm superficiales para evitar contaminación con otros materiales. Se tomaron muestras tanto de horizontes de suelo como de pedorrasgos específicos (Fig. 3.1).

4.3. TAREAS DE GABINETE

4.3.1. SEDIMENTOLOGÍA

La información del relevamiento de los perfiles sedimentológicos fue digitalizada en secciones verticales (perfiles tipo Selley) de detalle (1:100) utilizando un *software* de dibujo (CorelDRAW®; Fig. 3.1).

Luego se procedió a la definición de las facies sedimentarias. Las mismas se hicieron siguiendo los esquemas de Miall (1996) y Bridge (2003). Finalmente se realizó un análisis de asociaciones de facies (AFs) para poder obtener una interpretación paleoambiental para cada una de las unidades estudiadas (Fig. 3.1).

4.3.2. PALEOSUELOS

Siguiendo el criterio de Retallack (1994) se definieron pedotipos. La denominación de los mismos se hizo anteponiendo las iniciales de cada cuenca seguido de la letra P (pedotipo) y un número arábigo, siendo para la Cuenca Neuquina: CN-P1, CN-P2, CN-P3a, CN-P3b, CN-P4 y CN-P5; para la Cuenca de Cañadón Asfalto: CCA-P1, CCA-P2, CCA-P3, CCA-P4 y CCA-P5; para la Cuenca del Golfo San Jorge: CGSJ-P1, CGSJ-P2, CGSJ-P3, CGSJ-P4, CGSJ-P5a, CGSJ-P5b y CGSJ-P6; y para la Cuenca Austral–Magallanes: CA-P1, CA-P2 y CA-P3 (Fig. 3.1).

Posteriormente se procedió a la digitalización de los paleosuelos en detalle y elaboración del perfil tipo de cada pedotipo y paneles paleopedológicos utilizando CorelDRAW® (Fig. 3.1).

La clasificación de los paleosuelos se hizo en base a los rasgos reconocidos en el campo a través de una comparación con la *USDA soil taxonomy* (Soil Survey Staff, 2015), con la

modificación realizada por [Retallack \(1993\)](#) para paleosuelos y con la clasificación de paleosuelos desarrollada por [Mack et al. \(1993\)](#). En los casos donde fue necesario, se ajustaron las denominaciones del tipo de horizonte en base a la micromorfología, a la mineralogía de las arcillas y los índices moleculares (ver más adelante).

Los regímenes de humedad del suelo están definidos en términos del nivel freático y por la presencia o ausencia de agua retenida a una tensión menos de 1500 kPa en la sección de control de humedad. La *Soil Taxonomy* ([Soil Survey Staff, 2015](#)) define cinco clases para suelos actuales: Régimen de humedad ácuico es un régimen saturado en agua, con condiciones de eH reductoras sin presencia de oxígeno libre. Régimen de humedad údico caracteriza a suelos de climas húmedos con una precipitación bien distribuida con suficiente lluvia en verano, para que la cantidad de agua almacenada más la de la lluvia sea aproximadamente igual o exceda a la cantidad de evapotranspiración. Régimen de humedad ústico, es intermedio entre los regímenes arídico y údico, tiene una humedad limitada, pero adecuada para el crecimiento vegetal. Régimen de humedad arídico y tórrico se caracterizan por tener climas áridos a semiáridos, son suelos con poca a nula lixiviación y se acumulan sales solubles. Régimen de humedad xérico es típico de áreas con clima mediterráneo, donde el invierno es húmedo y frío y el verano es cálido y seco ([Soil Survey Staff, 2015](#)). En el presente trabajo de tesis doctoral se infieren los regímenes de humedad para los distintos pedotipos descritos con el fin de realizar inferencias acerca de las condiciones de relieve de los mismos.

4.4. TAREAS DE LABORATORIO

Las tareas de laboratorio consistieron en el análisis micromorfológico, difracción de rayos x, geoquímica de roca total y microscopía electrónica de barrido de los paleosuelos ([Fig. 3.1](#)).

4.4.1. MICROMORFOLOGÍA

Para la descripción micromorfológica de los paleosuelos se realizaron secciones delgadas de paleosuelos y pedorrasgos en el Taller de Cortes Delgados del Centro de Investigaciones Geológicas ([Fig. 3.3c](#)). Los mismos fueron analizados en el microscopio petrográfico *Nikon® Eclipse E200* y *Zeiss Axiolab 5*, los cuales cuentan con una cámara *Leica® DFC290 HD* incorporada ([Fig. 3.3d](#)).

La descripción de los mismos se realizó siguiendo los criterios de [Bullock et al. \(1985\)](#) y [Stoops \(2003\)](#).

En cada corte delgado se realizó una caracterización sistemática ([Fig. 3.3e](#)), la cual consistió en determinar límite gruesos/finos (g/f), es decir los componentes tanto del esqueleto como del plasma. Se caracterizaron los vacíos o poros del suelo, el patrón de distribución relativa gruesos/finos ([Bullock et al., 1985](#); [Stoops, 2003](#)), la fábrica de la masa basal, tanto del esqueleto como del plasma o fábrica-b y las microestructuras. Luego se procedió a la caracterización de los pedorrasgos presentes: revestimientos, hiporevestimientos, cuasirevestimientos, rellenos, nódulos, intercalaciones y pedorrasgos retrabajados.

Esta descripción permitió la caracterización del tipo e intensidad de los procesos pedogenéticos que actuaron ([Stoops et al., 2010, 2018](#)). En algunos casos donde fue necesario se hicieron ajustes y modificaciones de las clasificaciones realizadas a partir de los datos macromorfológicos ([Fig. 3.1](#)).

4.4.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Se seleccionaron la matriz de cada uno de los horizontes que componen el perfil de los paleosuelos y también de rasgos calcínicos (rizolitos, nódulos y costras) para determinar su composición mineralógica mediante la aplicación de la difracción de rayos X ([Fig. 3.1](#)).

Los análisis fueron realizados en un difractómetro PANalytical X'Pert PRO en el Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas, usando radiación de Cu ($K\alpha=1.5 \text{ \AA}$) y filtro de Ni, seteado entre 40 kV y 40 mA ([Fig. 3.3f](#)). El procesamiento de las muestras se realizó siguiendo los lineamientos de [Moore y Reynolds \(1997\)](#) tanto para las muestras desorientadas (roca total) como para las muestras orientadas (fracción arcilla <2 mm) ([Fig. 3.3g](#)).

El primer paso consistió en la molienda de las muestras con mortero de porcelana de forma manual. Posteriormente se obtuvo la primera lectura sobre la muestra desorientada que corresponde a la de Roca Total y luego para la obtención de la fracción arcilla se realizaron las tres lecturas sobre la muestra orientada: secada al aire (natural), expuesta a solución de etilenglicol (glicolada) y calcinada.

Los resultados fueron procesados y graficados en el *software* Origin® donde se obtuvieron diagramas de roca total y de la fracción arcilla (Fig. 3.3h).

La identificación de las especies minerales se realizó a partir de la interpretación de los diferentes picos en los difractogramas, expresados en unidades angulares 2θ , siendo θ el ángulo de refracción. Mediante la fórmula de *Bragg* los valores angulares obtenidos mediante la refracción de los rayos se convierten en datos espaciales que representan el espaciamiento entre los planos de las estructuras cristalinas y son medidos en *Ángstroms* (Å; Brindley, 1980; Brindley y Brown, 1980). Cada especie mineral presenta un patrón de refracciones y de espaciamientos característicos definidos por el uso de patrones estándar ya establecidos.

Los niveles analizados en la presente tesis doctoral comprenden dentro de los minerales no arcillosos cuarzo, feldespatos (suma de feldespato potásico y plagioclasa), amorfos de la sílice, calcita y ceolitas, y dentro de los minerales de las arcillas esmectita, interestratificados illita/esmectita, caolinita e illita. A continuación se detallan los picos característicos de cada especie mineral según el valor de su espaciado (Å) y su posición ($^{\circ}2\theta$) (Moore y Reynolds, 1997; Raigemborn et al., 2014).

El cuarzo (Q) se identifica por su pico de máxima intensidad a 3,34 Å y otro de menor intensidad a 4,26 Å.

Los feldespatos (F) se identifican por sus picos de máxima intensidad alrededor de los 27,2 $^{\circ}2\theta$ y otros de menor intensidad entre los 25,2 $^{\circ}2\theta$ y 22,2 $^{\circ}2\theta$, y su espaciado característico entre 3,18 y 3,24 Å.

Los amorfos de la sílice se encuentran en la franja entre 19,5 y 24,5 $^{\circ}2\theta$ y se identificaron Ópalo CT (cristobalita—tridimita; Op CT) en el espaciado 4,06 a 4,10 Å; Ópalo C (cristobalita; Op C) en el espaciado 4,02 a 4,05 Å; y Tridimita (T) en el espaciado 4,25 Å (Lynee y Campbell, 2004).

La calcita (Ca) se identifica por sus picos 3,04 Å, 2,49 Å, 3,85 Å y 2,85 Å.

Dentro de las ceolitas se identificó Analcima (An) en los espaciados 5,56 Å, 3,43 Å y 2,93 Å (Renault, 1993; Do Campo et al., 2007; Salduondo et al., 2020), mientras que la Heulandita—Clinoptilolita (Heu-Cli) en los espaciados 8,92 Å y 9,02 Å (Ming y Boettinger, 2001).

Dentro del grupo de las arcillas, en los difractogramas orientados se identificó:

Grupo de la esmectita (E) se identifica por su máxima reflexión en la muestra natural entre los 12 y 15 Å, que en la muestra glicolada expande hasta 17 Å y en la muestra calcinada colapsa su estructura a 10 Å.

Grupo de la caolinita (K) se identifica a partir de su pico de máxima intensidad de 7 Å y otro de menor intensidad a 3,58 Å.

Grupo de la illita (I) se identifica por su pico de máxima intensidad de 10 Å, los cuales no muestran alteración cuando la muestra es glicolada o calcinada.

Los Interestratificados Illita/Esmectita (I/S) se identifican por un pico de máxima intensidad alrededor de los 13 Å. En la muestra glicolada el pico se desdobra y presenta un pico que expande hasta 17 Å y otro que se ubica a los 10 Å. Con la muestra calcinada el pico colapsa a 10 Å.

La semicuantificación para roca total se realizó mediante la intensidad del pico principal de cada mineral. La estimación de los componentes se clasificó según sus abundancias relativas: traza (tr < 1%); muy escaso (me 1–5%); escaso (e 5–15%); moderado (m 15–25%); abundante (a 25–50%) y muy abundante (ma > 50%) siguiendo la propuesta de Raigemborn et al. (2014).

La estimación semicuantitativa de los porcentajes relativos de los minerales de las arcillas se basaron en el método del área de los picos (Biscaye, 1965) en el diagrama glicolado (pico 001 para la illita, esmectita, caolinita e interestratificados de illita/esmectita) aplicando factores de corrección empíricos (Moore y Reynolds, 1997).

4.4.3. MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

Para realizar una caracterización textural, morfológica y mineralógica en muestras seleccionadas de paleosuelos y pedorrasgos específicos (reellenos y revestimientos de ceolitas y arcillas, materia orgánica, rizolitos silíceos y calcíticos y costras calcíticas) se procedió a la utilización de microscopio electrónico de barrido (MEB) con microsonda incorporada (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy–EDS*).

El primer paso consistió en secar las muestras para luego realizar el baño en oro (Au). Luego, las muestras se analizaron mediante microscopio electrónico de barrido utilizando un *Quanta 250 Scanning Electron Microscope* en YPF Tecnología (Y-TEC, La Plata) y un *FEI Quanta 200 Scanning Electron Microscope* en la Facultad de Ingeniería, de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP, La Plata). Para la determinación de la composición se utilizó la microsonda incorporada a los equipos, *Thermo Scientific Ultra Dry Silicon Drift Detector*.

4.4.4. GEOQUÍMICA

Con el fin de cuantificar distintas características de los paleosuelos se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios. Para determinar las relaciones moleculares e índices químicos se eligieron muestras de todos los horizontes (horizontes A, B y C), en los casos donde fue posible, para cada pedotipo. Para la obtención de las climofunciones sólo se tuvieron en cuenta los horizontes B (Fig. 3.1).

Los análisis geoquímicos se hicieron en muestras que fueron pulverizadas en el Taller de Molienda del Centro de Investigaciones Geológicas (Fig. 3.3i) y fueron llevados a cabo en los laboratorios Bureau Veritas (Perú) mediante Fusion/ICP y en los laboratorios ALS Global mediante ICP-AES.

Los datos obtenidos del análisis como porcentaje en peso de óxidos mayoritarios fueron convertidos a porcentaje molar para calcular las relaciones moleculares e índices químicos y climofunciones (Sheldon y Tabor, 2009) (Fig. 3.3j).

Las relaciones moleculares e índices químicos (Fig. 3.3j) usados fueron (1) para evaluar los procesos de meteorización, tales como el índice de alteración química sin potasio (*CIA-K*, *Chemical Index of Alteration without Potassium*), donde $CIA-K = 100 \times [Al/(Al+Ca+Na)]$ (Maynard, 1992), y el índice de meteorización de paleosuelos (*PWI*, *Paleosol Weathering Index*), donde $PWI = 100 \times [(4.20 \times Na) + (1.66 \times Mg) + (5.54 \times K) + (2.05 \times Ca)]$ (Gallagher y Sheldon, 2013), (2) para analizar la hidrólisis de elementos alcalinos y pérdida de bases de intercambio (relación $Al/\Sigma Bases$, Retallack, 2001), (3) para determinar arcillosidad (relación $C = Al/Si$, Sheldon y Tabor, 2009), y (4) para conocer lixiviación (relación Ba/Sr , Sheldon, 2006). Finalmente se utilizó para el análisis de procedencia (5) la relación Ti/Al (Maynard, 1992).

Las climofunciones, realizadas en horizontes B, para temperatura media anual (*MAT*, *mean annual temperature*) fueron basados en:

(1) relación salinización (*SAL*) ($[Na+K]/Al$) de Sheldon et al. (2002) donde $MAT = -18,516 (SAL) + 17,298$, y el error es $\pm 4,4^\circ C$ y puede ser utilizando en una gran cantidad de tipos de paleosuelos. Esta ecuación puede ser utilizada en un rango de temperatura entre 2 y $20^\circ C$, dado que a mayores temperaturas el Na^+ y K^+ son lavados completamente. Debe evitarse el uso de esta climofunción en suelos fríos con permafrost y en suelos de regiones tropicales altamente meteorizados. Tampoco debe utilizarse en suelos anegados, eólicos, disturbados o con alta pendiente.

(2) índice *PWI* (*Paleosol Weathering Index*) de [Gallagher y Sheldon \(2013\)](#) donde $MAT = 2.74 \ln(PWI) + 21,39$, con un error estandar de $\pm 2,1^\circ \text{C}$. Esta climofunción puede ser aplicada a tres órdenes de suelo: Inceptisoles, Alfisoles y Ultisoles. Se recomienda usar con valores de *PWI* menores a 60, debido a que valores mayores se consideran indistinguibles del material parental. Al ser diseñado específicamente para paleosuelos ricos en arcilla, esta ecuación no puede ser utilizada en otros órdenes de suelo ([Gallagher y Sheldon, 2013](#)).

(3) índice de arcillosidad ($C = \text{Al/Si}$) de [Sheldon \(2006\)](#), donde $MAT = 46.9 (C) + 4$. El error es $\pm 0,6^\circ \text{C}$; esta ecuación puede ser utilizada para paleosuelos similares a Inceptisoles ([Fig. 3.3](#)).

Las climofunciones, realizadas en horizontes B, para precipitación media anual (*MAP*, *mean annual precipitation*) fueron basados en:

(1) relación $\Sigma\text{Bases/Al}$ de [Sheldon et al. \(2002\)](#) donde $MAP = -259,3 \ln(\Sigma\text{Bases/Al}) + 759$, donde el error es $\pm 235 \text{ mm/año}$. Esta ecuación está calibrada para precipitaciones entre 200 y 1600 mm/año y no puede ser utilizada en suelos del desierto, suelos anegados, suelos disturbados o suelos formados en una pendiente significativa.

(2) índice CIA-K de [Maynard \(1992\)](#), de [Sheldon et al. \(2002\)](#) donde $MAP = 221,12 e^{0.0197(CIA-K)}$, con un error de $\pm 181 \text{ mm/año}$. Esta ecuación está calibrada para precipitaciones entre 200 y 1600 mm/año. Asimismo la ecuación no puede ser aplicada a suelos con carbonato o evaporitas cercanas a la superficie, o para suelos altamente meteorizados compuestos por caolinita y sesquióxidos de Fe^{+3} y Al^{+3} como suelos lateríticos de tipo Oxisol. Tampoco aplica para sustratos inundados, dunas eólicas, sustratos disturbados por actividad antrópica o suelos con alta pendiente ([Sheldon et al., 2002](#)). Recientemente, [Lukens et al. \(2019\)](#), realizó una calibración y estableció un error de $\pm 564 \text{ mm/año}$.

(3) índice *CALMAG* $[(\text{Al}/\text{Al} + \text{Ca} + \text{Mg}) \times 100]$, de [Nordt y Driese \(2010a\)](#), donde $MAP = 22,69 (CALMAG) - 435,8$, con un error de $\pm 108 \text{ mm/año}$ ([Fig. 3.3](#)). Esta climofunción fue específicamente desarrollada para Vertisoles y suelos con rasgos vérticos. Esta ecuación permite además realizar inferencias sobre la definición de regímenes de humedad definidos taxonómicamente por la *Soil Taxonomy* ([Soil Survey Staff, 1999](#)) donde en términos del *CALMAG* se pueden diferenciar suelos con régimen árido ($CALMAG < 40$), suelos con régimen ústico ($CALMAG$ entre 40 y 60) y suelos con régimen údico ($CALMAG$ entre 60 y 80).

Para la denominación de las zonas paleoclimáticas se tuvieron en cuenta tanto los valores de precipitaciones medias anuales siguiendo los términos y límites utilizados por [Bull \(1991\)](#). En base a las precipitaciones medias anuales las zonas pueden ser: áridas ($< 250 \text{ mm/año}$);

semiáridas (250–500 mm/año); subhúmedas (500– 1000 mm/año); húmedas (1000–2000 mm/año); y perhúmedas (>2000 mm/año) (Bull, 1991). Para la denominación de las temperaturas medias anuales se usó la terminología propuesta por Zhang et al. (2016) modificado por Zhang et al. (2019). Este criterio está basado en la clasificación de condiciones modernas de Köppen (Köppen, 2011). En base a las temperaturas medias anuales las zonas pueden ser: Polar (<-10° C), Continental (-10–9° C), Templado (9–23° C) y Tropical (>23° C) (Zhang et al., 2019).

4.5. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

En esta etapa se realizará el manejo de los datos obtenidos a partir del procesamiento de la información recolectada a escala de campo, de gabinete y de laboratorio (Fig. 3.1; Fig. 3.3k-l).

Además, se incluye el análisis en detalle de la bibliografía especializada relacionada con los procesos pedogenéticos, factores formadores de suelos y paleosuelos, con la finalidad de reconstruir las condiciones paleoambientales bajo las cuales los paleosuelos se desarrollaron. A partir de esta información fue posible establecer el contexto sedimentológico bajo el cual tuvo lugar el desarrollo de los paleosuelos en cada una de las cuencas estudiadas, se pudieron inferir los procesos pedogenéticos responsables de la formación de cada tipo de paleosuelo y establecer los factores formadores de suelo (clima, material parental, relieve, organismos y tiempo). Con todo esto se pudo hacer una reconstrucción paleoambiental de cada cuenca para el Cenomaniano para luego comparar los procesos pedogenéticos y los factores formadores entre cuencas para el sur de Sudamérica. Finalmente, se realizó una comparación con las reconstrucciones globales para el greenhouse del Cenomaniano, a fin de obtener un escenario análogo ante el posible actual incremento del calentamiento global (Fig. 3.1)



04

CUENCA NEUQUINA

INTRODUCCIÓN	51
4.1. SEDIMENTOLOGÍA DE LAS FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL	51
4.1.1. Asociación de facies 1 (AF1) – Depósitos de canal	51
4.1.2. Asociación de facies 2 (AF2) – Depósitos de flujos fluviales no confinados	55
4.1.3. Asociación de facies 3 (AF3) – Depósitos de planicie de inundación	56
4.1.4. Asociación de facies 4 (AF4) – Depósitos de dunas eólicas	56
4.1.5. Asociación de facies 5 (AF5) – Depósitos de interduna húmeda	57
4.2. PALEOSUELOS	58
4.2.1. Los paleosuelos de la Formación Candeleros	58
4.2.1.1. <i>Pedotipo CN-1 (CN-P1) – Entisoles cálcicos</i>	58
4.2.1.2. <i>Pedotipo CN-2 (CN-P2) – Vertisoles</i>	60
4.2.1.3. <i>Pedotipo CN-3 (CN-P3) – Inceptisoles</i>	62
4.2.1.4. <i>Pedotipo CN-3a (CN-P3a) – Inceptisoles vérticos</i>	63
4.2.1.5. <i>Pedotipo CN-3b (CN-P3b) – Inceptisoles hidromórficos</i>	66
4.2.1.6. <i>Pedotipo CN-4 (CN-P4) – Vertisoles cálcicos</i>	70





04

CUENCA NEUQUINA

4.2.2. Los paleosuelos de la Formación Huincul	74
4.2.2.1. <i>Pedotipo CN-5 (CN-P5) – Inceptisoles típicos</i>	74
4.3. CLIMOFUNCIONES PARA LAS FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL	76
4.4. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN	79
4.4.1. Pedotipo CN-1 (CN-P1) – Entisoles cálcicos	79
4.4.2. Pedotipo CN-2 (CN-P2) – Vertisoles	80
4.4.3. Pedotipo CN-3a (CN-P3a) – Inceptisoles vérticos	80
4.4.4. PedotipoC CN-3b (CN-P3b) – Inceptisoles hidromórficos	81
4.4.5. Pedotipo CN-4 (CN-P4) – Vertisoles cálcicos	82
4.4.6. Pedotipo CN-5 (CN-P5) – Inceptisoles típicos	82
4.5. SEDIMENTOLOGÍA Y CLIMOFUNCIONES PARA LAS FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL	83
4.6. PALEOCRONOTOPOSECUENCIA EN LA SECCIÓN INFERIOR DE LA FORMACIÓN CANDELEROS	87
4.7. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA NEUQUINA	90





04

CUENCA NEUQUINA



4.7.1. Material parental	90
4.7.2. Topografía	90
4.7.3. Tiempo	91
4.7.4. Organismos	91
4.7.5. Clima	92



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analizarán los paleosuelos cenomanianos de la Cuenca Neuquina. Como se mencionó en el capítulo 2, estos paleosuelos corresponden a la Formación Candeleros en las localidades de Cañadón Escondido y Cañadón Las Campanas, en la provincia de Neuquén, y a la Formación Huincul, en la localidad de Puesto Salas, en la provincia de Río Negro (Fig. 3.2). Allí se realizó el relevamiento de las unidades y como resultado se obtuvo un perfil sedimentológico–paleopedológico integrado de detalle (Fig. 4.1).

En una primera instancia se procedió a realizar una caracterización sedimentológica de las unidades, a partir de un análisis de facies y asociaciones de facies, para luego poder hacer una interpretación paleoambiental de cada una de las formaciones a estudiar y obtener así el contexto sedimentológico bajo el cual se desarrollaron los paleosuelos, objeto de estudio de la presente tesis.

4.1. SEDIMENTOLOGÍA DE LAS FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL

Se identificaron diez litofacies sedimentarias para las formaciones Candeleros y Huincul (Tabla 4.1), las cuales fueron luego agrupadas en cinco asociaciones de facies (AFs), las cuales se describen e interpretan a continuación. Los rasgos pedológicos mencionados en las AFs se describen e interpretan en la siguiente sección.

4.1.1. Asociación de facies 1 (AF1): Depósitos de canal

Descripción: La AF1 está caracterizada por conglomerados mal seleccionados sin estructura o macizos (Gm) en la base, seguidos por areniscas con tamaño de grano fino a grueso y estructura entrecruzada planar (St) o por areniscas sin estructura o maicizas (Sm) (Fig. 4.2a-c). Esta asociación de facies presenta diferencias en cuanto a geometría y arquitectura entre la Formación Candeleros (AF1a) y la Formación Huincul (AF1b).

En la Formación Candeleros (AF1a) se presenta en colores rojizo claro a rojizo amarronado oscuro (Fig.4.2a-b). Las bases son erosivas con techos planos, con tamaño de grano relativamente uniforme. Se trata de cuerpos arenosos tipo canales cordoniformes o acintados anchos *broad ribbon-shaped* (espesores de hasta 5 m y entre 10 y 25 m de extensión lateral). Dentro de estos cuerpos arenosos, se observan cuerpos lenticulares, de 8 a 15 m de extensión

Figura 4.1. Perfil sedimentológico-paleopedológico de las formaciones Candeleros y Huincul

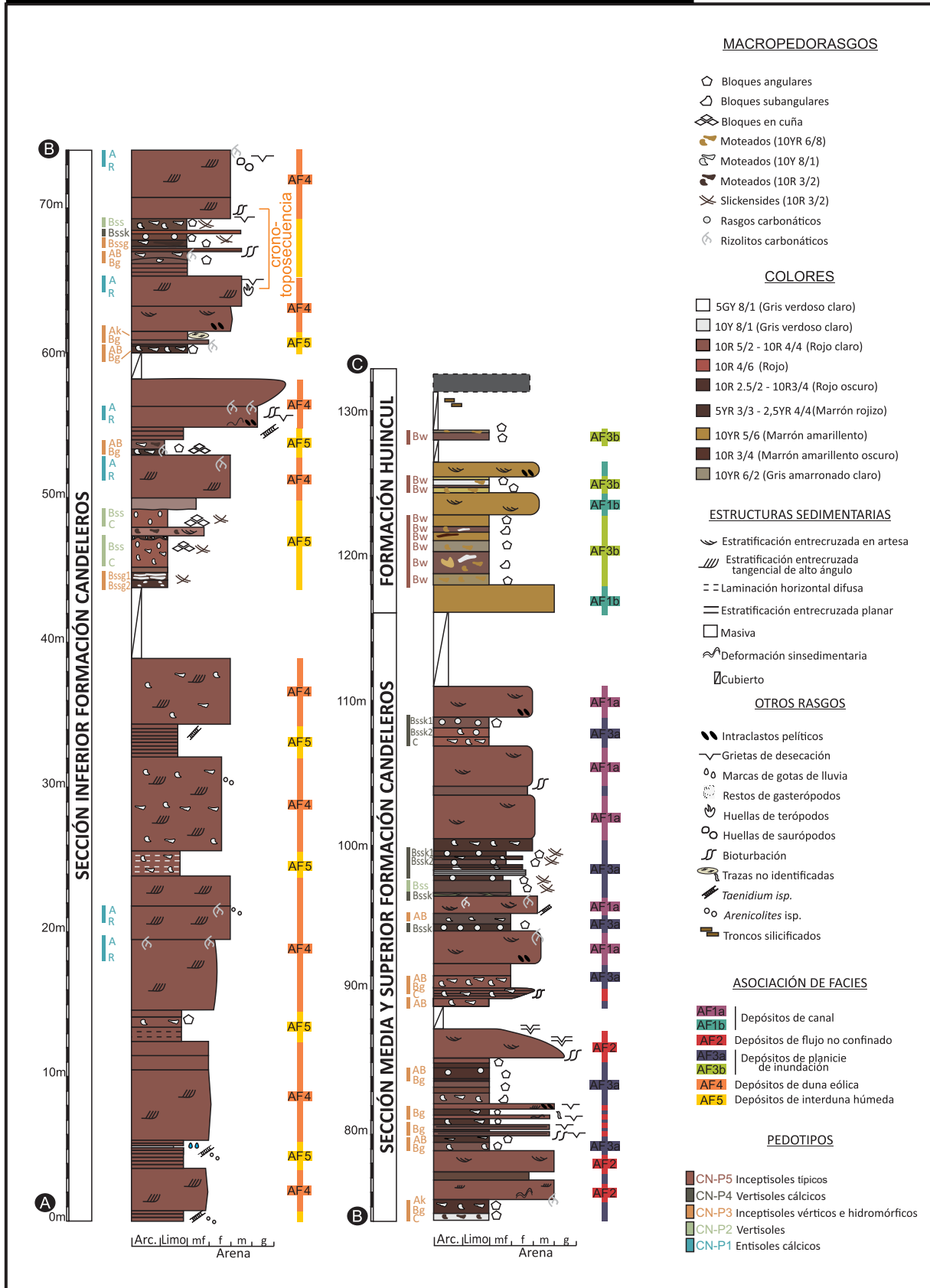


Figura 4.1: Sección esquemática integrada mostrando la distribución vertical de las asociaciones de facies sedimentarias y de los paleosuelos de las formaciones Candeleros y Huincul en las localidades de Cañadón Escondido, Cañadón de las campanas y Puesto Saldas. Para ver la ubicación del perfil ver Fig. 3.2.

Tabla 4.1. Facies de las formaciones Candeleros y Huincul

Código de facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Pedorasgos asociados	Observaciones	Interpretación
Gm	Conglomerado pobremente seleccionado	Sin estructura o macizo	—	—	Lag fluvial basal
St	Arenisca grano muy fino a grueso	Estratificación entrecruzada en artesa	—	—	Migración de dunas 3D dentro de canal fluvial
Sp	Arenisca grano muy fino a fino	Estratificación entrecruzada planar	Bioturbación	Grietas de desecación	Flujos fluidos unidireccionales, desde régimen crítico a supercrítico, asociado a capa plana de alto régimen
Sd	Arenisca grano fino a mediano	Estructura deformacional: laminación convoluta	—	—	Deformación sinsedimentaria en sedimentos no litificados con una importante saturación de fluido
Sh	Arenisca grano muy fino	Laminación plana-paralela	En ocasiones moteados gley siguiendo la laminación	Trazas fósiles	Flujos fluidos unidireccionales, desde régimen crítico a supercrítico, asociada a capa plana de alto régimen. Exposición subaérea y pedogénesis
Se	Arenisca grano fino a medio bien seleccionado	Estratificación entrecruzada tangencial de alto ángulo	Rizolitos	Trazas fósiles; icnitas; grietas de desecación	Migración de dunas eólicas 3D
Sm	Arenisca grano fino a grueso	Sin estructura o macizo	Rizolitos en el tope	Arenisca conglomerádica en la base	Pérdida de estructura sedimentaria por bioturbación y pedoturbación
Fl	Pelita	Laminación horizontal	Bioturbación. Moteados	—	Decantación por suspensión; Exposición subaérea y pedogénesis
Fm	Pelita	Sin estructura o macizo	Agregados; slickensides; rizolitos; moteados; otros	—	Decantación por suspensión; Exposición subaérea y pedogénesis

Tabla 4.1: Facies de las formaciones Candeleros y Huincul.

Figura 4.2. Sedimentología de las formaciones Candeleros y Huíncul

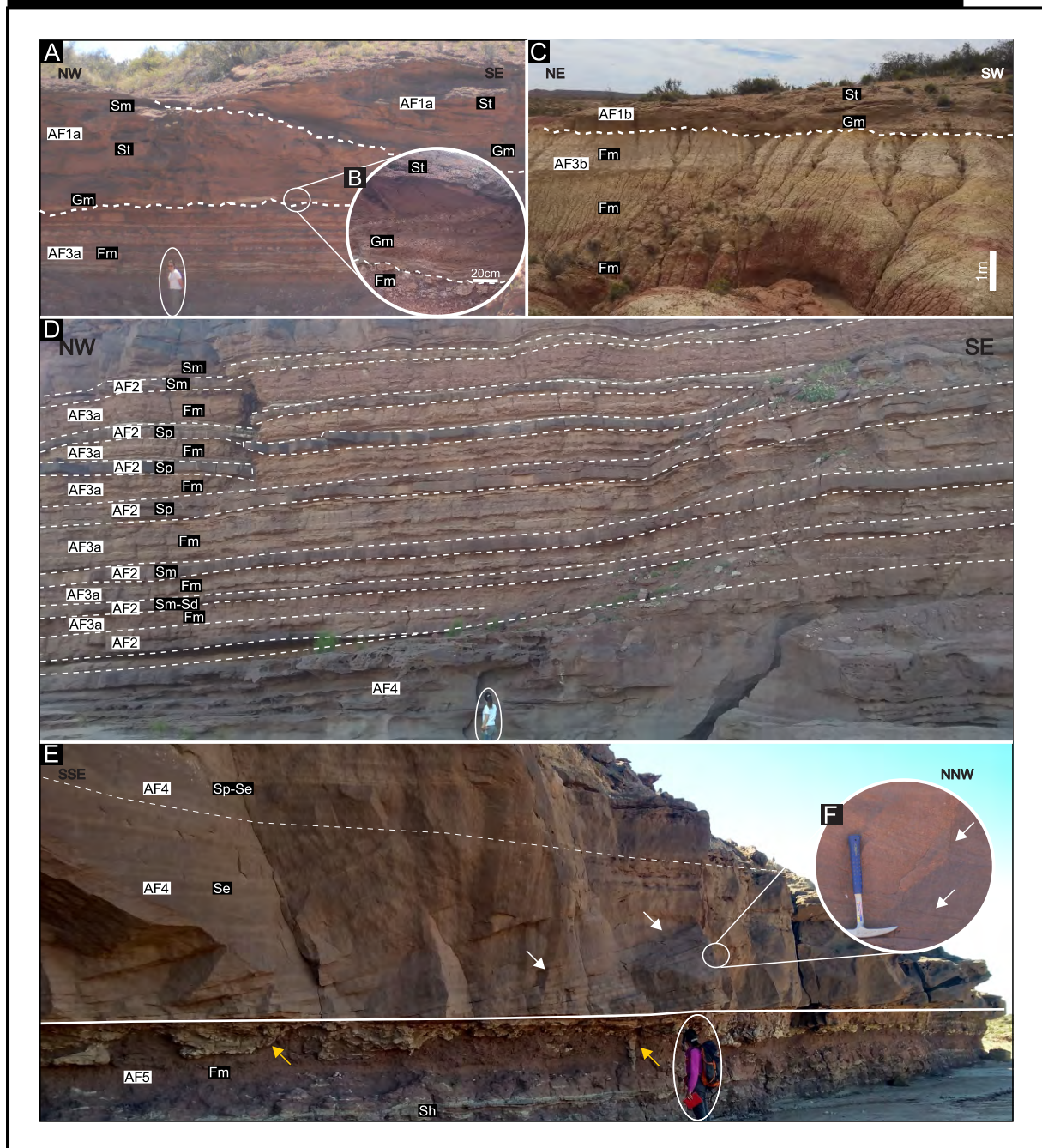


Figura 4.2: Sedimentología de las formaciones Candeleros y Huíncul. A: Depósitos de canal (AF1a) verticalmente asociados a depósitos de planicie de inundación (AF3a) en la Formación Candeleros. La línea blanca marca los cuerpos lenticulares, los cuales sugieren varios episodios de sedimentación. B: Detalle de conglomerados pobremente seleccionados con estructura masiva (facies Gm) interpretados como depósitos de lag basal. C: Depósitos de canal (AF1b) verticalmente asociados a depósitos de planicie de inundación (AF3b) en la Formación Huíncul. D: Depósitos de flujos no confinados (AF2) verticalmente asociados con depósitos de planicie de inundación (AF3b). En la base depósitos de dunas eólicas (AF4). E: Por arriba depósitos de dunas eólicas (AF4) con set de areniscas con estratificación tangencial, por debajo depósitos de interduna húmeda (AF5). Las flechas amarillas muestran la red subhorizontal de rizolitos al tope. F: Detalle de depósitos de dunas eólicas (AF4). Las flechas blancas indican depósitos de flujo de granos.

lateral y entre 1,5 y 3 m de espesor (Fig. 4.2a). Esta AF1a está rodeada por depósitos finos de la AF3a (Fig. 4.2a).

En la Formación Huincul (AF1b) se presenta en colores amarillo amarronado. Sus bases son erosivas y/o planas, con techos planos (Fig. 4.2c). La AF1b presenta geometrías tipo canal cordoniforme o acintado ancho (*broad ribbon-shaped*) de hasta 3 m de espesor y alrededor de 36 m de extensión lateral. Estos cuerpos están rodeados por depósitos finos de la AF3b (Fig. 4.2c).

Interpretación: La geometría y naturaleza de las superficies basales de los cuerpos y la presencia de conglomerados basales, poco seleccionados son indicativos de relleno de canales fluviales con *lag* gravoso basal (Fig. 4.2b). La relación ancho/espesor > 5 constituye depósitos tipo canales cordoniformes o acintados anchos (*broad ribbon-shaped, sensu Gibling, 2006*). La estratificación entrecruzada en artesa es evidencia de la depositación de flujos turbulentos como dunas tridimensionales (Fisher et al., 2007). Las areniscas masivas sugieren rápida desaceleración del flujo, el cual no permitió la formación de formas de lecho como dunas u óndulas, sino una depositación rápida por suspensión (Basilici et al., 2016). En la AF1a los cuerpos lenticulares sugieren episodios de sedimentación dentro de los canales, lo que indica que esta AF podría representar canales tipo multiepisódicos o *multistorey* (Bridge, 2003). En la AF1b, los canales simples y aislados probablemente representen canales solitarios (Varela et al., 2019). La AF1 es interpretada como depósitos de faja de canales fluviales de relativa alta sinuosidad, posiblemente asociados a un sistema fluvial de tipo meandriforme.

4.1.2. Asociación de facies 2 (AF2): Depósitos de flujos fluviales no confinados

Descripción: La AF2 consiste en areniscas de grano fino sin estructura o macizas (facies Sm), con estratificación entrecruzada planar (Sp) y deformacional de laminación convoluta (Sd) (Fig. 4.2d). Las bioturbaciones, rizoconcreciones y grietas de desecación son comunes. Los cuerpos individuales son relativamente homogéneos en textura, aunque tendencias granodecipientes se han reconocido en algunos lugares. La AF2 varía entre colores rojo pálido a rojo oscuro. Se trata de cuerpos lateralmente continuos, con geometrías en manto tipo *sheet-like* (más de 100 m de ancho y entre 0,20 y 0,70 m de espesor), los cuales se encuentran intercalados con depósitos finos de la AF3a (Fig. 4.2d). Los cuerpos presentan bases planas a ligeramente erosivas con techos planos. Esta AF se encuentra sólo en la Formación Candeleros.

Interpretación: La AF2 se interpreta como depósitos de flujos no confinados relacionados a la depositación tipo manto *sensu* North y Davidson (2012) debido a su textura fina y su gran extensión lateral (Raigemborn et al. 2018b; Varela et al., 2019). Estos eventos de inundación se caracterizaron por flujos no confinados y turbulentos dentro de la planicie de inundación, los cuales experimentaron una rápida expansión, adelgazamiento y desaceleración en conjunto con un incremento radial desde su fuente, resultando en la depositación de capas de arena de amplia distribución areal (Fisher et al., 2007; Weissman et al., 2010; North y Davidson, 2012). Las estructuras deformacionales, tales como laminación convoluta, indican una deformación sedimentaria en sedimentos saturados (Owen, 1995; Joeckel et al., 2014). La presencia de rasgos pedogenéticos es evidencia de exposición subaérea y desarrollo de paleosuelos luego de los eventos de inundación (Retallack, 2001; Raigemborn et al., 2018b; Varela et al., 2019; Soares et al., 2020).

4.1.3. Asociación de facies 3 (AF3): Depósitos de planicie de inundación

Descripción: La AF3 consiste en pelitas con laminación horizontal (FI) y sin estructura o macizas (Fm). Se presentan como cuerpos de geometría tabular con cientos de metros de continuidad lateral y decenas de centímetros a dos metros de espesor (Fig. 4.2d). Las bases de estos cuerpos son planas, con techos erosivos o transicionales. Esta AF presenta diferentes colores y pedorrasgos en la Formación Candeleros (FA3a) y en la Formación Huincul (FA3b). En la Formación Candeleros, la AF3a tiene colores rojizos débiles a fuertes, rizolitos, moteados gris verdoso claro y blanco, *slickensides*, nódulos y cuerpos con geometría tipo costra *crust-like morphology* de carbonato (Raigemborn et al., 2018a). La AF3a se intercala con depósitos de la AF1 y AF2 (Fig. 4.2d). En la Formación Huincul, la AF3b se caracteriza por colores castaños, con agregados en bloques angulares a subangulares y abundantes moteados. La AF3b se intercala con depósitos de la AF1b (Fig. 4.2b).

Interpretación: Esta AF se interpreta como depósitos de planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos. La textura fina y la gran extensión lateral de estos depósitos sugieren la depositación a partir de flujos no confinados de baja energía (Basilici et al., 2016; Soares et al., 2020). Los rasgos pedogenéticos son evidencia de repetida exposición subaérea y desarrollo de suelos (Retallack, 2001; Varela et al., 2018).

4.1.4. Asociación de facies 4 (AF4): Depósitos de dunas eólicas

Descripción: La AF4 está compuesta por areniscas de grano fino a mediano, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada tangencial (aproximadamente 30°; Se; Fig. 4.2e-f). Los cuerpos de esta AF se extienden lateralmente hasta 35 m y tienen espesores de entre 4 y 6 m (Fig. 4.2e) y presentan bases netas y convexas con techos subhorizontales (Fig. 4.2e). En las caras de *foresets*, se observan depósitos de areniscas de grano fino con geometría tipo *tongue-like* (Fig. 4.2f). En algunos casos, los *toesets* están caracterizados por la presencia de trazas fósiles de invertebrados (*Arenicolites* isp. y *Taenidium barretti*) e icnitas de vertebrados y rizoconcreciones. Esta AF sólo se presenta en la Formación Candeleros y se intercala con la AF5 (Fig. 4.2e).

Interpretación: Estos depósitos de areniscas bien seleccionadas, de grano fino, con estratificaciones entrecruzadas tangenciales son compatibles con depósitos de dunas eólicas (Mountney, 2006; Rodríguez-López et al., 2014; Mescolotti et al., 2019). Los cuerpos tipo *tongue-like* en los *foresets* se interpretan como depósitos tipo *grain-flow* en las caras de *lee* de dunas antiguas (Mountney, 2006; Basilici et al., 2016). La presencia y preservación de icnitas de vertebrados requieren sustratos húmedos (Candia Halupczok et al., 2018). Las trazas fósiles de *Arenicolites* isp. y *T. barretti* son diagnósticos de la icnofacies de *Scoyenia* (Buatois y Mángano, 2002). Las rizoconcreciones ubicadas en el tope de las paleodunas indican la estabilización parcial de las mismas debido a la vegetación (Candia Halupczok et al., 2018; Mescolotti et al., 2019).

4.1.5. Asociación de facies 5 (AF5): Depósitos de interdunas húmedas

Descripción: La AF5 está compuesta por: (1) pelitas con laminación horizontal (Fl) y sin estructura o macizas (Fm); y (2) areniscas de grano fino, lateralmente continuas, con laminación plana paralela (Sh; Fig. 4.2e). Estos cuerpos poseen geometría tabular con gran extensión lateral y espesores que varían entre decenas de centímetros y hasta dos metros de espesor (Fig. 4.2e). Las bases de estos cuerpos en general son planas, y los contactos superiores son ligeramente erosivos. Poseen colores rojizos débiles a fuertes, restos de gasterópodos calcáreos y redes horizontales de rizolitos (Fig. 4.2e), moteados gris verdoso claro y blanco, y *slickensides*. La AF5 se presenta exclusivamente en la Formación Candeleros y se encuentra relacionada con los depósitos de dunas eólicas de la AF4 (Fig. 4.2).

Interpretación: la laminación plana paralela corresponde con estratos tipo laminación traslacente subcrítica o *subcritically climbing translacant* (Mountney, 2006; Basilici et al., 2016)

y se formaron como resultado de la migración de óndulas por el viento. Los rasgos pedogenéticos indican exposición subaérea y baja tasa de sedimentación con fases de estabilización de las dunas (Retallack, 2001; Mescolotti et al., 2019). La existencia de rasgos vérticos, como *slickensides*, pueden asociarse con variaciones estacionales y eventos de inundación (Mountney, 2006; ver abajo en Pedotipo 2). Los restos de gasterópodos calcíticos sugieren charcos de agua estacionales, como *ponds* de interduna (Mountney, 2006). Aunque la predominancia de las óndulas eólicas fue previamente asociada con depósitos eólicos tipo mantos de arenas o *sand sheets* (Basilici y Dal Bó, 2010), la abundancia de pelitas laminadas, la preservación de rizolitos y la presencia de rasgos vérticos llevan a interpretar estos depósitos como una interduna húmeda (Mountney, 2006; Jones et al., 2016; Mescolotti et al., 2019).

4.2. PALEOSUELOS

4.2.1. LOS PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN CANDELEROS

4.2.1.1. Pedotipo CN-1 (CN-P1) – Paleosuelos tipo Entisoles cálcicos de la Formación Candeleros

Descripción: Este pedotipo (Fig. 4.3a-j) se desarrolla sobre los depósitos de dunas eólicas (AF4) de la Formación Candeleros (Fig. 4.3a). Su presencia es muy escasa y se define como un horizonte A (0,10 m de espesor) de matriz (arenisca de grano fino) marrón rojiza oscura (2YR 4/2). Los rizolitos son el único pedorrasgo que presentan estos horizontes (Fig. 4.3a-b) los cuales pueden estar aislados o pueden exhibir morfologías ramificadas (Tabor et al., 2017). Las dimensiones varían entre 2 y 3 cm de diámetro y hasta 20 cm de longitud (Fig. 4.3b).

A microescala, la fracción gruesa consiste en granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas y sedimentarias (Fig. 4.3d). Estos granos presentan escasa a nula alteración. Los minerales de las arcillas son muy escasos a nulos. Es común la presencia de revestimientos de óxidos de Fe alrededor de los granos y la presencia de cemento de oclusión de analcima (Fig. 4.3d). Los rizolitos se componen de una matriz de micrita y microesparita con fábrica-b calcítica cristalítica (Stoops, 2003). Se observan también nódulos micríticos (Fig. 4.3e) y escasas coronas de calcita *bladed* (Alonso-Zarza, 2003).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes A permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.3c, f; Tabla 4.2). Los mismos se

Figura 4.3. Pedotipo CN-1 (CN-P1) - Paleosuelos tipo Entisoles de la Formación Candeleros

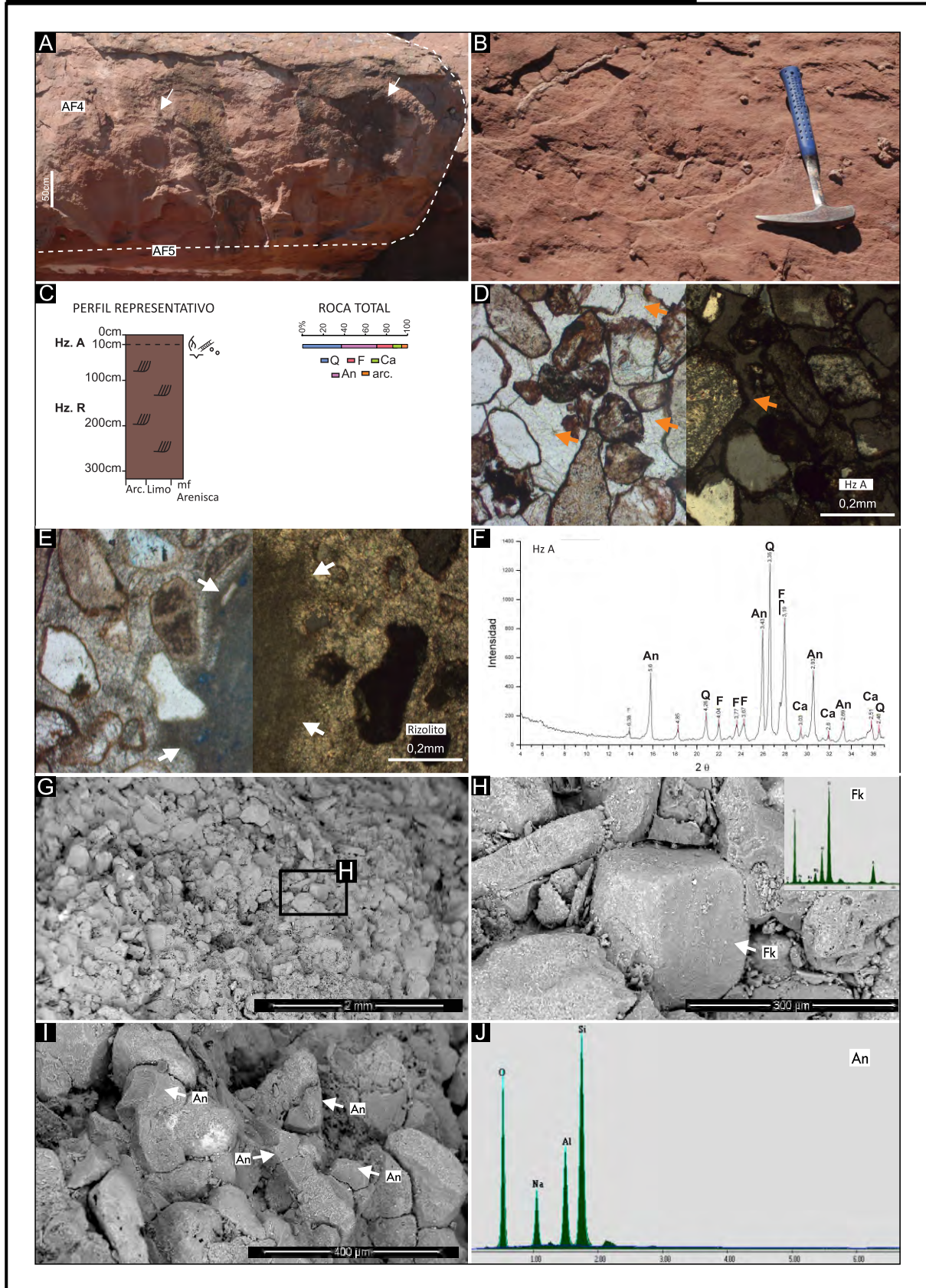


Figura 4.3. Pedotipo 1 (CN-P1). A: Vista de duna eólica con rizolitos al tope (flechas blancas). B: Vista en planta del tope de una duna; rizolitos en sección transversal y longitudinal. C: Perfil representativo del pedotipo (ver referencias en Fig. 4.1). Detalle de la mineralogía de roca total del horizonte A a partir de difracción de rayos X. D: Horizonte A, los granos con revestimiento de hematita. Las flechas naranjas indican cemento de oclusión de analcima (izq: sn x10; der: cn x10). E: Difractograma carbonático con fábrica calcítica cristalítica; Nódulo micritico (flechas blancas) (izq: sn x10; der: cn x10). F: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) del horizonte A. G: Masa basal del horizonte A bajo MEB. H: Detalle G. Arriba a la derecha patrón de EDS. I: Detalle cristales de analcima bajo MEB. J: Patrón EDS de Analcima.

encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (45%), analcima en proporción abundante (25%), feldespato en proporción moderada (15%), calcita en proporción escasa (10%) y arcillas en proporción muy escasa (5%) (Fig. 4.3f; Tabla 4.2).

Bajo microscopio electrónico de barrido (Fig. 4.3g-j; ver en detalle Tabla 4.4) se observa el esqueleto del horizonte A (Fig. 4.3g). Al aumentar la resolución se identificaron cristales de feldespato potásico, sin indicios de alteración, cuya composición fue confirmada a partir de EDS (Fig. 4.3h; Tabla 4.4). Como cemento se identificaron cristales de analcima creciendo entre los granos del esqueleto. Los mismos presentan tamaños entre 50 y 150 μm , con geometrías subsféricas (Fig. 4.3i; Tabla 4.4), la composición de la ceolita fue corroborada con EDS (Fig. 4.3j; Tabla 4.4).

4.2.1.2. Pedotipo CN-2 (CN-P2) – Paleosuelos tipo Vertisoles de la Formación Candeleros

Este pedotipo se desarrolla sobre los depósitos de interduna húmeda (AF5) de la Formación Candeleros (Fig. 4.4a-j). No se encuentra ampliamente desarrollado en la sucesión estudiada pero cuando lo hace, presenta horizontes Bss y C bien desarrollados en colores marrones a marrones rojizos (5YR 5/3–2YR 4/3), con espesores que varían entre 0,60 y 1 m de espesor sobre pelitas y areniscas muy finas.

Los horizontes Bss presentan espesores entre 0,60 y 0,80 m (Fig. 4.4a) y agregados cuneiformes muy gruesos que parten a agregados en bloques angulares a subangulares medianos a gruesos (Fig. 4.4b). Las caras internas de los agregados presentan superficies de *slickensides* (Fig. 4.4c). Pequeños nódulos de carbonato se encuentran dispersos en la masa basal. También se observan moteados, de color gris verdoso claro (10Y 8/1), de tamaño muy grueso (30–50 mm), con geometrías irregulares. La parte superior de estos horizontes muestran un microrelieve conocido como microrelieve gilgai (Fig. 4.4a).

A microescala, el esqueleto de los horizontes Bss (de textura limo grueso a arenoso) presenta bajo a moderado grado de alteración y se compone de granos de cuarzo, feldespato y líticos volcánicos con texturas pilotácicas. También se observan trizas vítreas y minerales opacos. La relación gruesos/finos (límite g/f = 5 μm) varía entre 1 y 20% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírico simple a doble espaciado. La masa basal es rojiza a anaranjada con moteados entre rojo pálido y rojo oscuro. La fábrica-b es granoestriada y estriada reticulada (Fig. 4.4e). Los vacíos de empaquetamiento compuesto definen agregados

Figura 4.4. Pedotipo CN-2 (CN-P2) - Paleosuelos tipo Verisoles de la Formación Candeleros

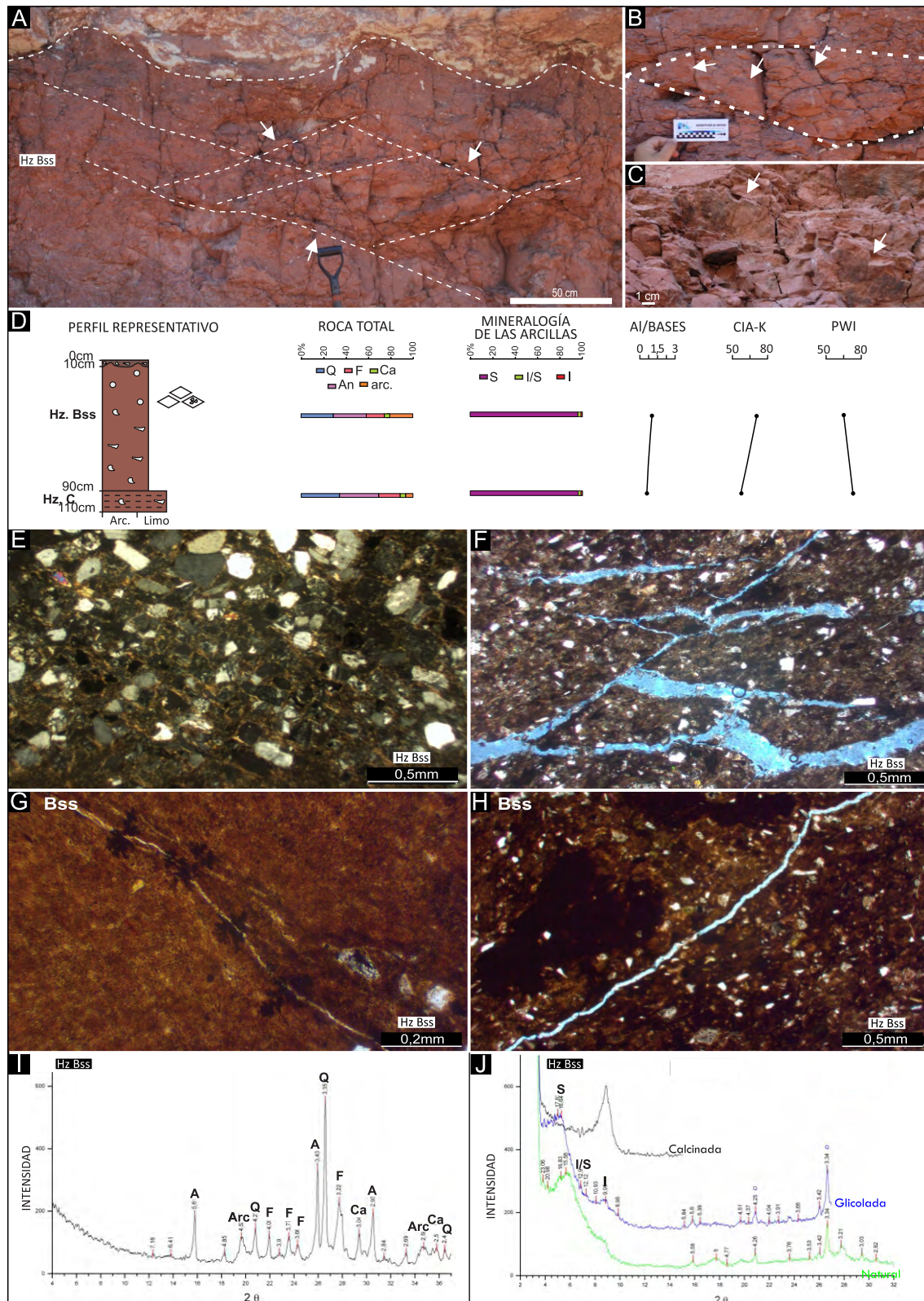


Figura 4.4. Pedotipo 2 (CN-P2). A: Horizonte Bss con planos conjugados de *slickensides* (flechas blancas). B: Agregados en cuña muy gruesos que rompen a agregados en bloques angulares medios a gruesos (flechas blancas). C: *Slickensides* (flechas blancas). D: Perfil representativo del pedotipo. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. Índices moleculares calculados a partir de la geoquímica. E: Fábrica-b estriada reticular (sn, x4). F: Agregados en cuña definiendo vacíos de empaquetamiento compuesto (cn, x4). G: Vacíos planares con hiporevestimiento y nódulos de óxidos de Fe-Mn (cn, x4). H: Vacíos planares con nódulos de óxidos de Fe-Mn con morfología dislocada (cn, x4). I: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizontes Bss. J: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizontes Bss.

en bloques (Fig. 4.4f). También se preservan vacíos planares, cámaras, canales y cavidades. Estos horizontes presentan como pedorrasgos diagnósticos revestimientos e hiporevestimientos de óxidos de Fe-Mn alrededor de los vacíos planares y en las paredes de las cámaras y canales (Fig. 4.4g), rellenos denso completos de microesparita dentro de las cámaras y cavidades y escasos a abundantes nódulos de óxidos de Fe-Mn con morfologías típicas, ameboidales y dislocadas (Fig. 4.4g-h). También se observan nódulos de carbonato subsféricos, pequeños, dispersos en la matriz del suelo.

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bss permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.4d, i-j; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (25–35%), analcima en proporción abundante (25–30%), feldespato en proporción moderada (15–20%), calcita en proporción escasa (5–10%) y arcillas en proporción abundante (30–35%) (Fig. 4.4j; Tabla 4.2). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (80–100%) y en menor medida por interestratificados illita/esmectita (<10%) e illita (<10%) (Fig. 4.4j; Tabla 4.2).

Los horizontes Bss presentan una relación Al/bases entre 0,84 y 0,88, con un promedio de $\sim 0,87$; una relación Ba/Sr varía entre 0,74 y 1,62, con un promedio de $\sim 1,48$; una relación Al/Si cercano a $\sim 0,16$ (Fig. 4.4d; Tabla 4.3). El CIA-K entre 63 y 74, con un promedio de ~ 67 , mientras que el PWI presenta valores entre 59 y 67, con un promedio de ~ 65 , y el CALMAG presenta valores entre 59 y 64, con un promedio de ~ 61 (Fig. 5d; Tabla 4.3).

Los horizontes C preservan estructuras sedimentarias relíctas y moteados gris verdoso claro (10Y 8/1). El análisis de difracción de rayos X de los horizontes C permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.4d; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (30–40%), analcima en proporción abundante (25–30%), feldespato en proporción moderada (15–20%), calcita en proporción escasa (5–10%) y arcillas en proporción escasa (<10%) (Fig. 4.4d; Tabla 4.2). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (80–100%) y en menor medida por interestratificados illita/esmectita (<10%) e illita (<10%) (Fig. 4.4j; Tabla 4.2). Presentan una relación Al/bases de $\sim 0,84$; una relación Ba/Sr de $\sim 0,77$, una relación Al/Si de $\sim 0,16$. El CIA-K es ~ 54 , el PWI es ~ 69 y el CALMAG es ~ 64 (Fig. 4.4d; Tabla 4.3).

4.2.1.3. Pedotipo CN-3 (CN-P3) – Paleosuelos tipo Inceptisoles de la Formación Candeleros

Este pedotipo se desarrolla sobre los depósitos de interduna húmeda (AF5) y los depósitos de planicie de inundación (AF3a) de la Formación Candeleros. El CN-P3 es un grupo de suelos que se distingue por un pobre a moderado desarrollo, con agregados en bloque y moteados. A microescala, existen claras diferencias dentro de este pedotipo, el predominio de rasgos vérticos o hidromórficos. Sin embargo estos rasgos se encuentran poco desarrollados y por lo tanto, el CN-P3 fue subdividido en CN-P3a y CN-P3b, dependiendo de las características que predominan en cada uno.

4.2.1.4. Pedotipo CN-3a (CN-P3a) – Paleosuelos tipo Inceptisoles vérticos de la Formación Candeleros

Este pedotipo presenta un perfil caracterizado por horizontes A-Bssg1-Bssg2-C, cuyo espesor es entre 0,90 y 1,40 m (Fig. 4.5a-g).

El horizonte A, en los casos donde se encuentra preservado, es muy delgado, con una textura de limo fino con una matriz roja clara (10R 4/3), abundante bioturbación, y moldes de rizolitos (entre 2 y 3 cm de diámetro y hasta 20 cm de longitud) (Fig. 4.5c).

En ocasiones, el tope de estos horizontes está marcado por una superficie erosiva ondulada. A microescala, la fracción gruesa se compone de cuarzo, feldespatos ligeros a moderadamente alterados, líticos volcánicos con texturas pilotáxicas, y trizas volcánicas con moderado grado de alteración. La textura es limo-arcilloso a arenoso y la relación gruesos/finos ($c/f = 5 \mu m$) presenta un 5% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírico abierto. La masa basal presenta un color marrón oscuro por lo que no se diferencia fábrica-b. Cámaras y cavidades se preservan en la masa basal. Como pedorrasgos, este horizonte presenta nódulos fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn y rellenos denso completos de microesparita, analcima y otras ceolitas (Fig. 4.5d). El análisis de difracción de rayos X de los horizontes A permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.5b; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante a muy abundante (40–60%), analcima en proporción abundante (25–30%), feldespato en proporción escasa (10–15%), calcita en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción escasa (<10%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (100%) (Fig. 4.4b; Tabla 4.2). La geoquímica de estos horizontes muestra una

Figura 4.5. Pedotipo CN-3a (CN-P3a) - Paleosuelos tipo Inceptisoles vérticos de la Formación Candeleros

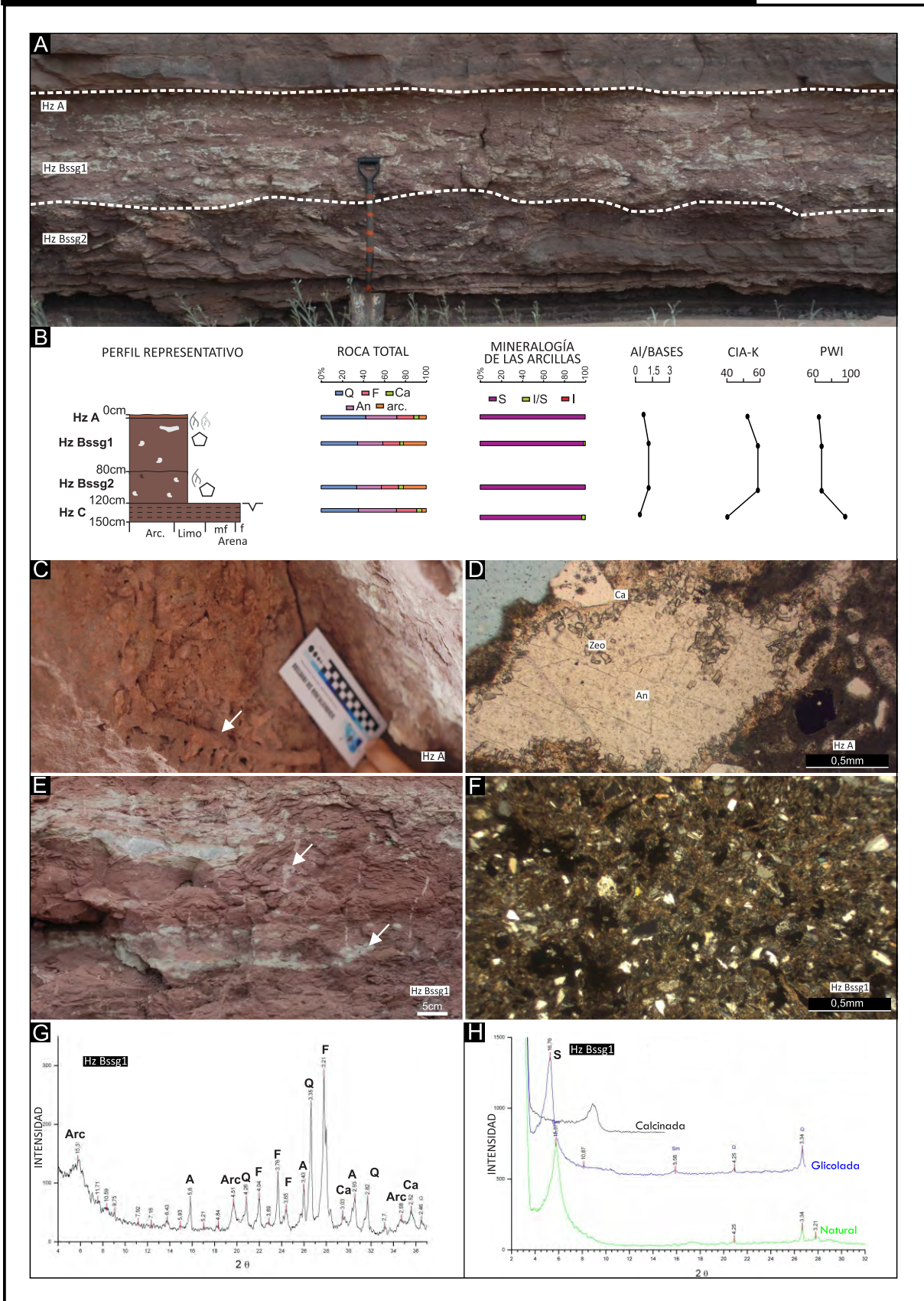


Figura 4.5. Pedotipo 3a (CN-P3a). A: Vista general del perfil. B: Perfil representativo del pedotipo. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. Índices moleculares calculados a partir de la geoquímica. C: Horizonte A con bioturbación y moldes de rizolitos (flecha blanca). D: Relleno denso completo de calcita (Ca) ceolitas (Zeo) y analcima (An) (sn, x4). E: Horizonte Bssg1 con moteados gris verdoso claro y rojo muy oscuro (flecha blanca). F: Horizonte Bssg1 con fábrica-b granoestriada y nódulos pequeños de óxidos de Fe-Mn (cn, x4). H: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizonte Bssg. G: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Bssg.

relación Al/bases de $\sim 0,79$; una relación Ba/Sr de $\sim 0,87$ y una relación Al/Si de $\sim 0,13$. El CIA-K es ~ 52 , el PWI es ~ 64 y el CALMAG es ~ 62 (Fig. 4.5b; Tabla 4.3).

Los horizontes Bssg (Fig. 4.5e) presentan bloques angulares a subangulares medios a gruesos, y en algunos casos son masivos y sin estructura. Los moteados son frecuentes, con formas irregulares y colores gris verdoso claro (10Y 8/1) o rojo muy oscuro (2.5YR 2.5/2). A microescala, los horizontes Bssg presentan una textura limo grueso a arenoso con una relación gruesos/finos ($c/f = 5 \mu\text{m}$) con un porcentaje de la fracción gruesa entre 5 y 10%. El patrón de distribución g/f es porfírico simple a abierto. La masa basal posee colores rojizos a marrón rojizo, con fábrica-b grano estriada y estriada reticular. Los vacíos de empaquetamiento compuesto definen una microestructura incipiente con agregados en bloques subangulares. En menor medida se observan cámaras, canales y vacíos planares. Los principales pedorrasgos son hiporevestimientos impregnativos y nódulos pequeños con morfologías típicas o ameboidales, de óxidos de Fe-Mn (Fig. 4.5f). El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bssg permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.5b; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (40–50%), analcima en proporción moderada (10–20%), feldespato en proporción escasa (10–15%), calcita en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción abundante (25–30%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (90–100%) y por escasos interestratificados illita/esmectita (<10%) (Fig. 4.4b, h; Tabla 4.2). La geoquímica de estos horizontes muestra una relación Al/bases entre 0,81 y 0,84 con un promedio de $\sim 0,82$; una relación Ba/Sr entre 0,56 y 0,74 con un promedio de $\sim 0,66$, una relación Al/Si de $\sim 0,16$ (Fig. 4.5b; Tabla 4.3). El CIA-K con valores entre 55 y 62, con un promedio de ~ 58 , el PWI con valores entre 62 y 73, con un promedio de ~ 67 y el CALMAG con valores entre 58 y 65, con un promedio de ~ 61 (Fig. 4.5b; Tabla 4.3).

El horizonte C es masivo o presenta una estructura primaria relíctica, con moteados escasos y grietas de desecación. A microescala, la fracción gruesa presenta una textura limo grueso a arenoso. El análisis de difracción de rayos X de los horizontes C permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.5b; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (40–50%), analcima en proporción moderada (20–25%), feldespato en proporción escasa (15–25%), calcita en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción escasa (<10%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (90–100%) y por escasos interestratificados

illita/esmectita (<10%). La geoquímica de estos horizontes muestra una relación bases/Al de ~0,59; una relación Ba/Sr de ~5,21, una relación Al/Si de ~0,17. El CIA-K es ~40, el PWI es ~94 y el CALMAG es ~53 (Fig. 4.5b; Tabla 4.3).

4.2.1.5. Pedotipo CN-3b (CN-P3b) – Paleosuelos tipo Inceptisoles hidromórficos de la Formación Candeleros

Este pedotipo presenta dos perfiles representativos: Ak-Bg-C y AB-Bg1-Bg2-C (con espesores entre 0,75 y 1,40 m) (Fig. 4.6a-h; Fig. 4.7a-h), y están asociados a los depósitos de interduna húmeda (AF5).

El Horizonte Ak tiene un espesor de 0,20 m y presenta una red subhorizontal de rizolitos compuesta por rizoconcreciones carbonáticas de color blanco (N 8/0); en algunos casos, los rizolitos son verticales y tienden a penetrar en el horizonte que tiene por debajo (Fig. 4.6a, c). A microescala, la fracción gruesa se compone de cuarzo, feldespato con grado de alteración moderado, líticos volcánicos y sedimentarios, y restos de valvas de gasterópodos. También se preservan trizas vítreas y minerales opacos. La masa basal se compone de micrita de aspecto en parches o *mottled*, con granos grumosos o *clotted* y peloides grumelares (siguiendo la terminología de Sacristán-Hocajada et al., 2016; Fig. 4.6d).

El horizonte AB por su parte posee un espesor de 0,20 m. Se define como un horizonte de transición AB por su bioturbación y estructura. Posee una matriz color marrón rojiza (5YR 4/3), con una textura limo fino y agregados en bloques angulares. Se identifican abundantes moteados gris verdoso claro (10YR 8/1) y rizolitos calcíticos (Fig. 4.6e, g). A microescala, presenta una textura limo arcilloso a arena fina con una relación gruesos/finos (límite g/f = 5 μ m) que varía entre 20 y 35% de la fracción gruesa (Fig. 4.6f) con un patrón de distribución g/f porfírica simple a cerrada. La masa basal se presenta moteada en color rojizo oscuro con una fábrica-b indiferenciada. Los agregados en bloques subangulares quedan definidos por vacíos de empaquetamiento compuesto. Como vacíos se preservan además pequeñas cámaras y cavidades, las cuales se encuentran recubiertas por revestimientos típicos y rellenos densos completos de carbonato (Fig. 4.6f). También se encuentran diseminados en la masa basal escasos nódulos fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn con morfologías típicas. A microescala, los rizolitos se encuentran compuestos por una fábrica-b calcítica cristalítica

Figura 4.6. Pedotipo CN-3b (CN-P3b) - Paleosuelos tipo Inceptisoles hidromórficos de la Formación Candeleros

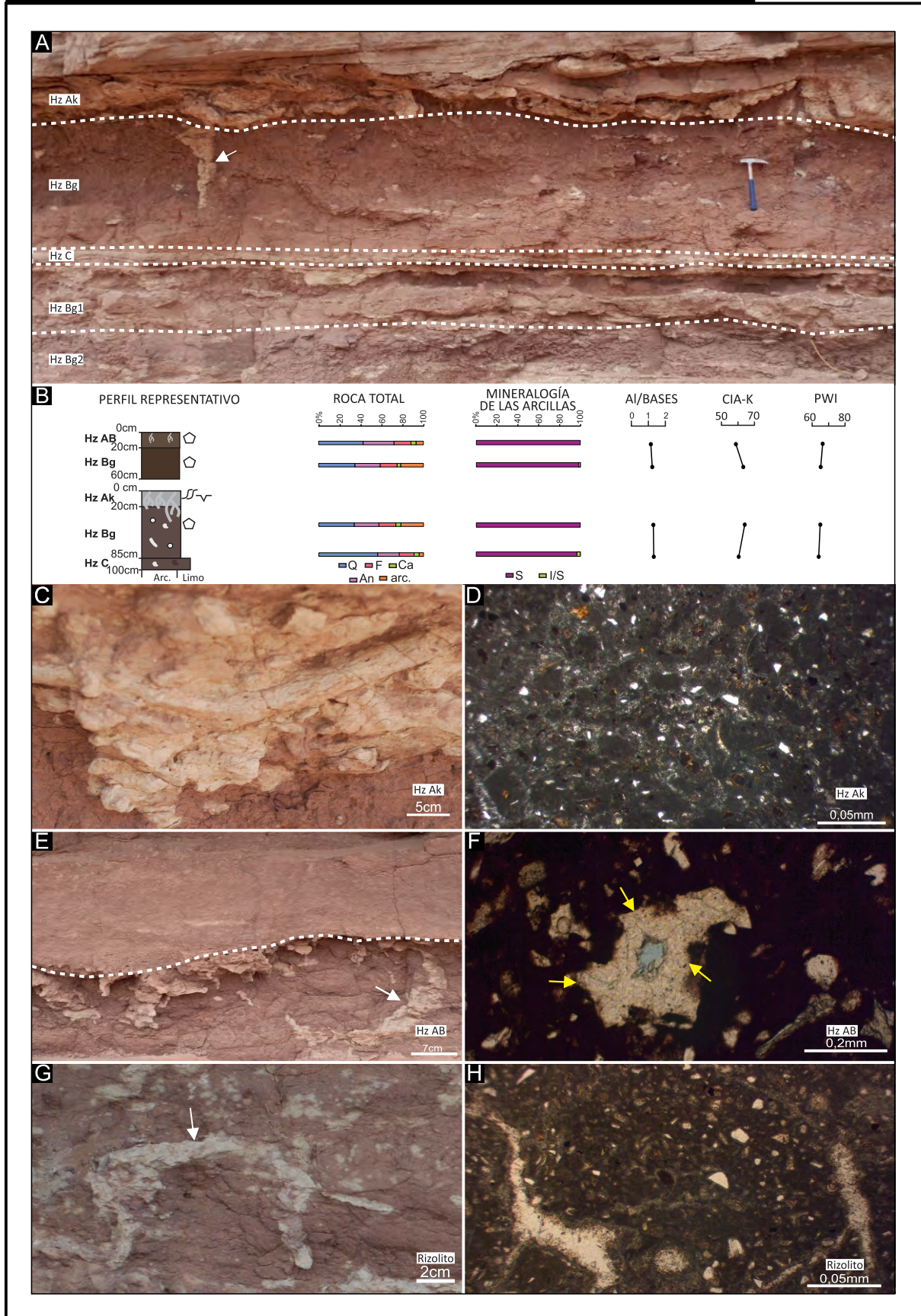


Figura 4.6. Pedotipo 3b (CN-P3b). A: Vista general del perfil. Al tope horizonte Ak; la flecha blanca indica un rizolito que penetra a horizonte Bg. B: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes AB-Bg y Ak-Bg. Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. Índices moleculares calculados a partir de geoquímica. C: Red subhorizontal en horizonte Ak. E: Rizolitos (flechas blancas) y moteados en horizonte AB. F: Revestimiento típico de calcita (flechas amarillas) (cn, x20). G: Rizolitos (flecha blanca) y moteados en horizonte AB. H: Estructura alveolar septal de rizolito (sn, x4).

Figura 4.7. Pedotipo CN-3b (CN-P3b) - Paleosuelos tipo Inceptisoles hidromórficos de la Formación Candeleros

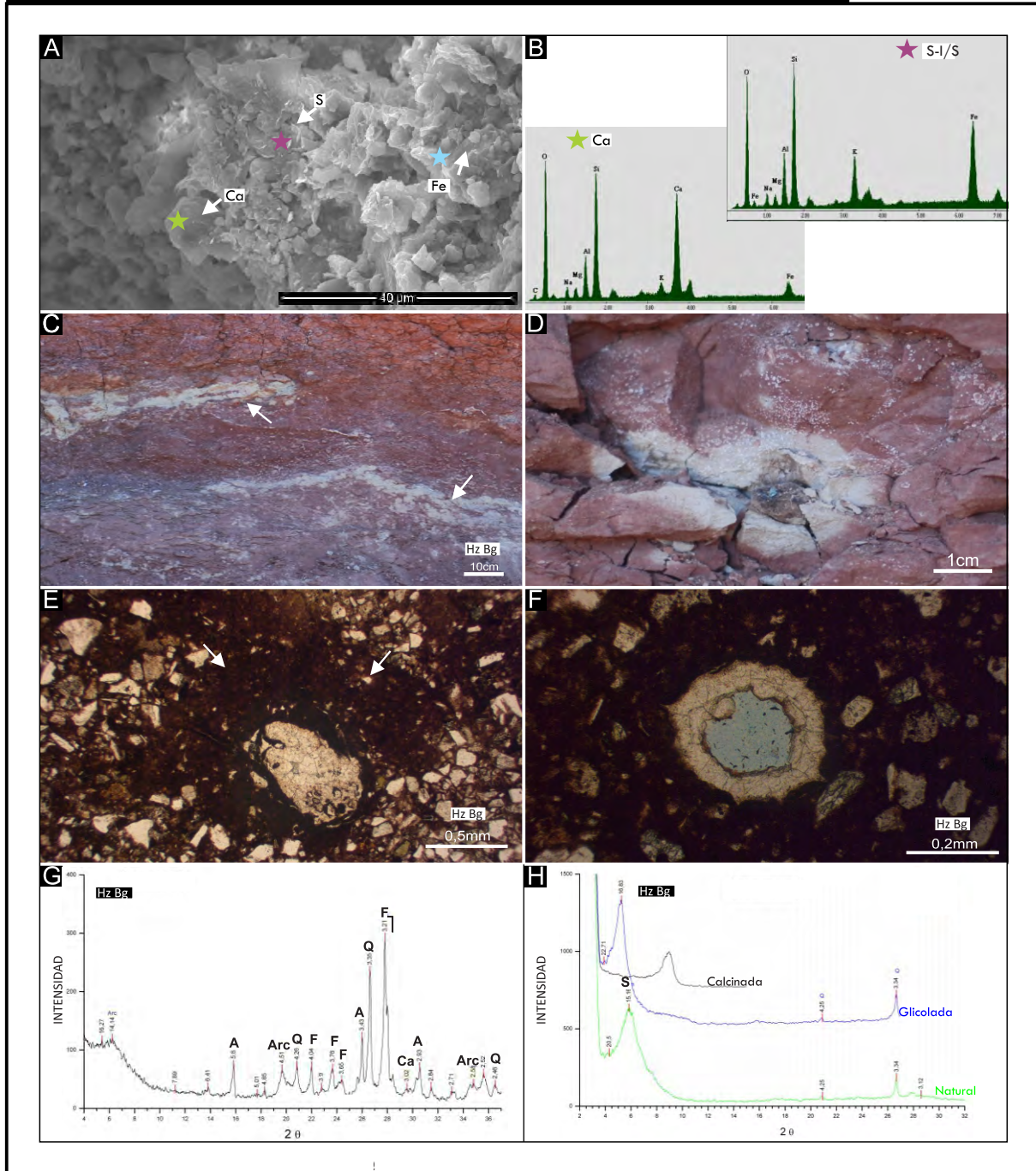


Figura 4.7. Pedotipo 3b (CN-P3b). A: Intercrecimiento de calcita y esmectita en rizolito carbonático del horizonte AB. Las estrellas verdes y violetas indican donde se realizó EDS. B: EDS mostrando la composición de calcita y esmectita. C: Horizonte Bg con abundantes moteados. D: Detalle de un nódulo carbonático con halo de empobrecimiento alrededor en horizonte Bg. E: Hiporevestimiento de óxidos de Fe-Mn en horizonte Bg (flechas blancas) (sn, x4). F: Revestimiento típico de calcita en horizonte Bg (cn, x20). G: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizonte Bg. H: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Bg.

compuesta principalmente por micrita y granos del esqueleto de cuarzo y feldespato. Como pedorrasgos se observaron estructuras de tipo alveolar septal (Fig. 4.6h) y coronas de calcita.

Bajo microscopio electrónico de barrido, los rizolitos se componen principalmente de calcita, esmectita y óxidos de hierro intercrecidos (Fig. 4.7a; Tabla 4.4). Los cristales de calcita presentan una morfología cúbica, son euhedrales con tamaños que varían entre 5 y 20 μm y su composición calcítica fue corroborada bajo EDS (Fig. 4.7b; Tabla 4.4). Las arcillas están compuestas por esmectita, cuya composición también fue corroborada bajo EDS (Fig. 4.7b; Tabla 4.4) se presentan con típica morfología *cornflake* o copos de maíz con tamaño variable entre 2 y 6 μm . El pico alto de K observado en los EDS de la esmectita, permite inferir que la esmectita podría estar junto a un interestratificado de illita/esmectita (Fig. 4.7b). Los óxidos de hierro presentan una morfología subesférica, de tamaños que varían entre 3 y 5 μm . El pico alto de hierro en el EDS de la esmectita indica que el mismo se encuentra intercrecido junto a la arcilla (Fig. 4.7b; Tabla 4.4). Tanto la calcita, como la esmectita y los óxidos de hierro se encuentran intercrecidos en el rizolito. El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Ak y AB permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.6b; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (40–50%), analcima en proporción moderada (20–25%), feldespato en proporción escasa (15–25%), calcita en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción escasa (<10%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (100%). La geoquímica de estos horizontes muestra una relación Al/bases de $\sim 1,15$; una relación Ba/Sr de $\sim 1,06$, una relación Al/Si de $\sim 0,16$. El CIA-K es ~ 59 , el PWI es ~ 66 y el CALMAG es ~ 65 (Fig. 4.6b; Tabla 4.3).

El horizonte Bg (espesor entre 0,20 y 0,60 m) posee una textura de arena muy fina a gruesa con una matriz color marrón rojizo oscuro a marrón rojizo (5YR 3/3–5YR 5/3) y rojo claro a oscuro (10R 4/2–10R 3/2). Presentan agregados en bloques angulares a en cuña o son masivos. El pedorrasgo más común es la presencia de moteados gris verdoso claro (10Y 8/1) y rojo oscuro (10Y 3/2) (Fig. 4.7c). También se preservan concreciones de carbonato, con geometría redondeada, con un diámetro entre 3 y 5 cm de color gris verdoso claro (10Y 8/1) con un halo de empobrecimiento de 3 cm de diámetro alrededor (Fig. 4.7d). A microescala, el horizonte Bg presenta una relación g/f (relación g/f = 5 μm) con entre 10 a 20% de componentes gruesos. El patrón de distribución g/f es porfírico simple a cerrado. La masa basal es marrón a rojo fuerte y presenta una fábrica-b indiferenciada, posiblemente debido a los óxidos de Fe-Mn; en los lugares donde se observa un empobrecimiento en óxidos la

fábrica-b es granoestriada. Vacíos de empaquetamiento compuesto definen agregados en bloques de moderado desarrollo. Como vacíos se preservan además cámaras, canales y cavidades. Estos horizontes presentan abundantes rasgos impregnativos de óxidos de Fe-Mn como revestimientos e hiporevestimientos con morfologías típicas (Fig. 4.7e), y revestimientos típicos de carbonato en cámaras y cavidades (Fig. 4.7f). En algunos casos, los revestimientos de carbonato obliteran por completo el espacio poral definiéndose como rellenos denso completos. Se observan también nódulos típicos y ameboidales, fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn. El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bg permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.6b; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (35–50%), analcima en proporción moderada (15–25%), feldespato en proporción escasa (15–20%), calcita en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción moderada (20–25%) (Fig. 4.6b; Fig. 4.7g; Tabla 4.2). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (90–100%) y en algunos casos por interestratificados illita/esmectita (<5%) (Fig. 4.6b; Fig. 4.7h; Tabla 4.2). La geoquímica de estos horizontes muestra una relación Al/bases entre 0,85 y 0,89 con un promedio de $\sim 0,87$; una relación Ba/Sr entre 0,82 y 1,20 con un promedio de ~ 1 ; una relación Al/Si de $\sim 0,16$. El CIA-K con valores entre 58 y 64, con un promedio de ~ 61 , el PWI con valores entre 63 y 66, con un promedio de ~ 64 y el CALMAG con valores entre 61 y 64, con un promedio de ~ 62 (Fig. 4.6b; Tabla 4.3).

El horizonte C es masivo o preserva estructura primaria relíctica, con moteados gris verdoso claro (10Y 8/1) y grietas de desecación. El análisis de difracción de rayos X del horizonte C permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.6b; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (35–50%), analcima en proporción moderada (15–25%), feldespato en proporción escasa (15–20%), calcita en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción moderada (20–25%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (95–100%) y por muy escasos interestratificados illita/esmectita (<5%). La geoquímica de estos horizontes muestra una relación Al/bases $\sim 0,86$; una relación Ba/Sr $\sim 1,22$; una relación Al/Si de $\sim 0,16$. El CIA-K ~ 60 , el PWI ~ 63 y el CALMAG ~ 61 (Fig. 4.6b; Tabla 4.3).

4.2.1.6. Pedotipo CN-4 (CN-P4) – Paleosuelos tipos Vertisoles cálcicos de la Formación Candeleros

Este pedotipo (Fig. 4.8a-h; Fig. 4.9a-h) se desarrolla sobre los depósitos de planicie de inundación (AF3a) de la Formación Candeleros. Se presenta con una abundancia relativa moderada en la sección superior de la sucesión analizada y la secuencia de horizontes característica es Bssk1-Bssk2-C, con espesores variables entre 0,60 y 1 m (Fig. 4.8c).

El horizonte Bssk presenta una típica matriz vértica, con colores rojo claro a marrón rojizo (10R 4/4–2,5YR 4/4), de textura arena muy fina a arcillita, donde la fracción arcillosa es la dominante, con agregados en bloques angulares a subangulares, abundantes *slickensides* y moteados gris verdoso claro (10Y 8/1). Los pedorrasgos que caracterizan este pedotipo son de composición calcítica (Fig. 4.8a-b, e-f). Los nódulos calcíticos presentan geometría subsférica a irregular, pueden estar aislados o coalescer, en tamaños muy gruesos (10–70 mm de diámetro) a extremadamente gruesos (80–120 mm de diámetro) (Fig. 4.8d-e). Se preservan capas continuas de carbonato (0,10–0,15 cm de espesor) conformando morfologías tipo costras horizontales (Fig. 4.8f). En todos los casos, el carbonato está caracterizado por cristales de calcita relleno las grietas.

A microescala, los horizontes Bssk presentan textura limo grueso a arena muy fina, con una relación gruesos/finos (límite g/f = 5 μ m) que varía entre 1 y 10% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírico doble espaciado. El esqueleto se compone de cuarzo y feldespatos junto con líticos volcánicos de moderado grado de alteración. La masa basal es de color roja a anaranjada (Fig. 4.8g) con una fábrica-b estriada reticular (Fig. 4.8h). Los vacíos de empaquetamiento compuesto y vacíos planares definen agregados en bloques subangulares. Los pedorrasgos más comunes son nódulos de óxidos de Fe-Mn típicos a ameboidales diseminados en la masa basal.

Los pedorrasgos calcíticos fueron analizados bajo microscopio y presentan una masa basal color marrón compuesta por micrita a esparita y granos de cuarzo, feldespato y líticos volcánicos. La fábrica-b es calcítica cristalítica. Los líticos se caracterizan por presentar coronas de calcita alrededor. En general son masivos y se observan granos grumosos o *clotted* y peloides grumelares (siguiendo la terminología propuesta por [Sacristán-Horcajada et al., 2016](#)) (Fig. 4.8i). Se preservan vacíos planares, cámaras y cavidades, en algunos casos rellenas con

Figura 4.8. Pedotipo CN-4 (CN-P4) - Paleosuelos tipo Vertisoles cálcicos de la Formación Candeleros

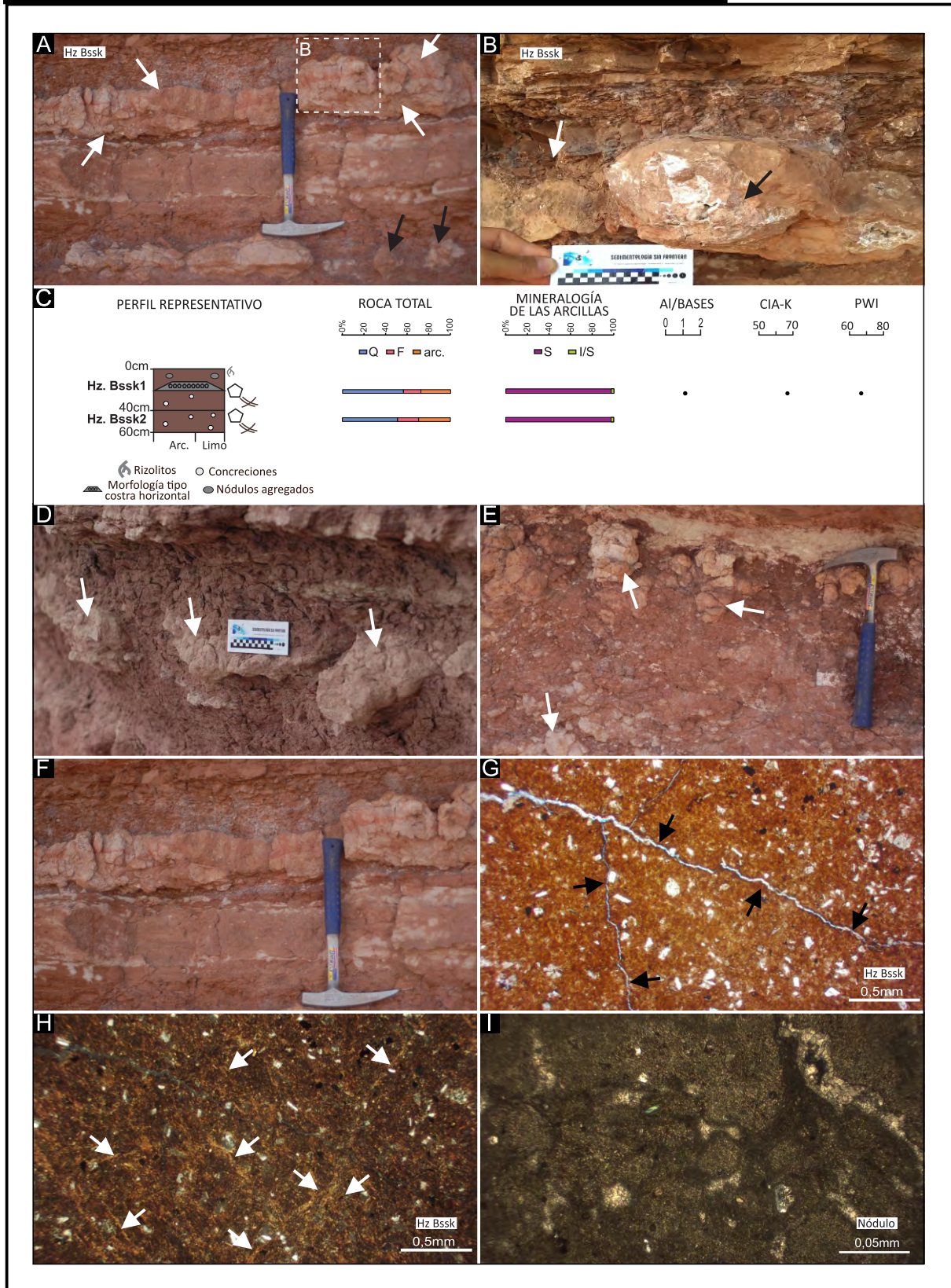


Figura 4.8. Pedotipo 4 (CN-P4). A: Horizonte Bssk con rasgos calcícticos como nódulos (flechas negras) y morfología tipo costra subhorizontal (flechas blancas). B: Detalle figura anterior mostrando detalle de la costra subhorizontal con cristales de calcita intercrecidos en el interior (flecha negra) rodeado por agregados en bloques angulares con *slickensides* (flecha blanca). C: Perfil representativo del pedotipo con la secuencia de horizontes Bssk1-Bssk2. Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. Índices moleculares calculados a partir de geoquímica. D: Morfología en costra subhorizontal, bloques angulares (flechas negras) (sn, x4). H: Fábrica-b estriada reticular (flechas blancas) (cn, x4). I: Nódulo carbonático con granos *clotted* y peloides grumelares (cn, x4).

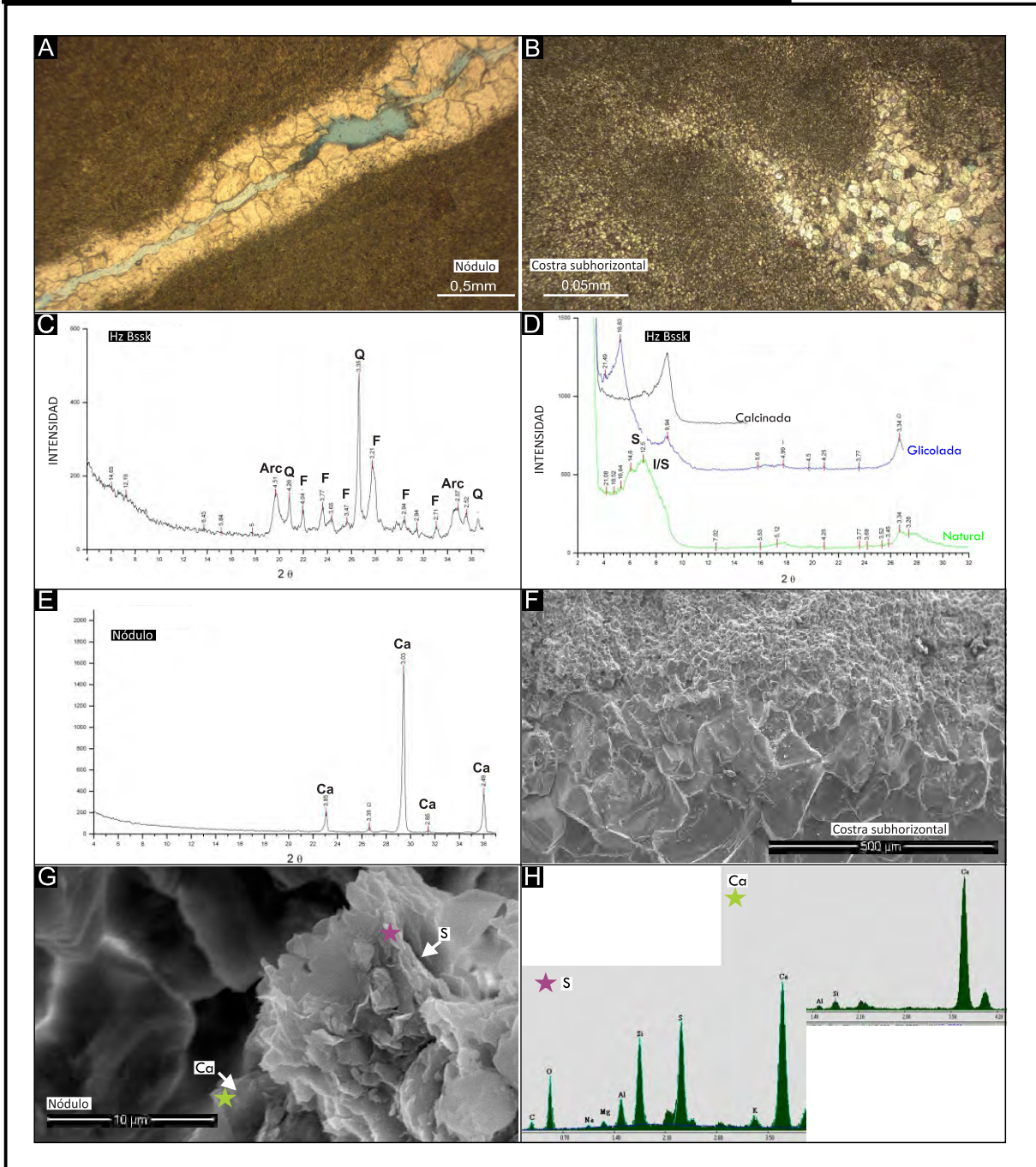
Figura 4.9. Pedotipo CN-4 (CN-P4) - Paleosuelos tipo Vertisoles cálcicos de la Formación Candeleros

Figura 4.9. Pedotipo 4 (CN-P4). A: Grieta muy gruesa rellena con microesparita y esparita en una masa basal de microesparita en nódulo (sn, x4). B: Masa basal masiva de microesparita con rellenos de esparita en costra subhorizontal. Se pueden observar variaciones granulométricas de la masa basal (sn, x4). C: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizonte Bssk. D: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Bssk. E: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) de pedorrastro carbonático (nódulo). F: Variaciones granulométricas en costra subhorizontal bajo microscopio electrónico de barrido. G: Intercrecimiento de cristales de calcita y esmectita en nódulo bajo microscopio electrónico de barrido. H: EDS mostrando la composición de calcita y esmectita.

microespartita a esparita (Fig. 4.9a). En el caso de la costra subhorizontal se observan variaciones granulométricas desde esparita a micrita (Fig. 4.9b).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes B_{ssk} y de los pedorrasgos calcícos permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.8c-4.9c-e; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (40–60%), feldespato en proporción moderada (15–25%) y arcillas en proporción moderada a abundante (20–30%) (Fig. 4.8c-Fig. 4.9c; Tabla 4.2). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (95–100%) y en algunos casos por muy escasos interestratificados de illita/esmectita (<5%) (Fig. 4.8b; Fig. 4.9d; Tabla 4.2). Se analizaron los nódulos y la costra subhorizontal y se corroboró su composición carbonática, en este caso dominados por calcita (100%) (Fig. 4.9e; Tabla 4.2).

La geoquímica de los horizontes B_{ssk} muestra una relación Al/bases ~ 0,86; una relación Ba/Sr ~ 1,9; una relación Al/Si de ~0,15. El CIA-K ~ 67, el PWI ~ 66 y el CALMAG ~65 (Fig. 4.8c; Tabla 4.3).

Bajo microscopio electrónico de barrido se analizaron la costra subhorizontal y un nódulo, ambos de composición calcítica. En la costra se puede observar la variación granulométrica que presentan los cristales de calcita, desde tamaño esparítico, con tamaños entre 250-300 μm, pasando por microesparita y subesparita hasta micrita, con tamaños menores a 4 μm (Fig. 4.9f; Tabla 4.4), esta variación se distribuye con los tamaños mas gruesos en el centro del poro hasta el tamaño micrita hacia el borde del mismo. En los nódulos se puede observar un intercrecimiento entre cristales de calcita y de esmectita, donde las esmectitas presentan su típica morfología tipo *cornflake* o copos de maíz (Fig. 4.9g; Tabla 4.4). Tanto la composición de la calcita como de la esmectita fue corroborada con EDS (Fig. 4.9h; Tabla 4.4).

4.2.2. LOS PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN HUINCUL

4.2.2.1. Pedotipo CN-5 (CN-P5) – Paleosuelos tipo Inceptisoles típicos de la Formación Huincul

Este pedotipo (Fig. 4.10a-h) se desarrolla sobre depósitos de planicie de inundación (AF3b) de la Formación Huincul. Se arregla en una serie de horizontes Bw apilados con pobre a moderado desarrollo (espesores entre 0,20 a 1,5 m) (Fig. 4.10b).

Figura 4.10. Pedotipo CN-5 (CN-P5) - Paleosuelos tipo Inceptisoles típicos de la Formación Huincul

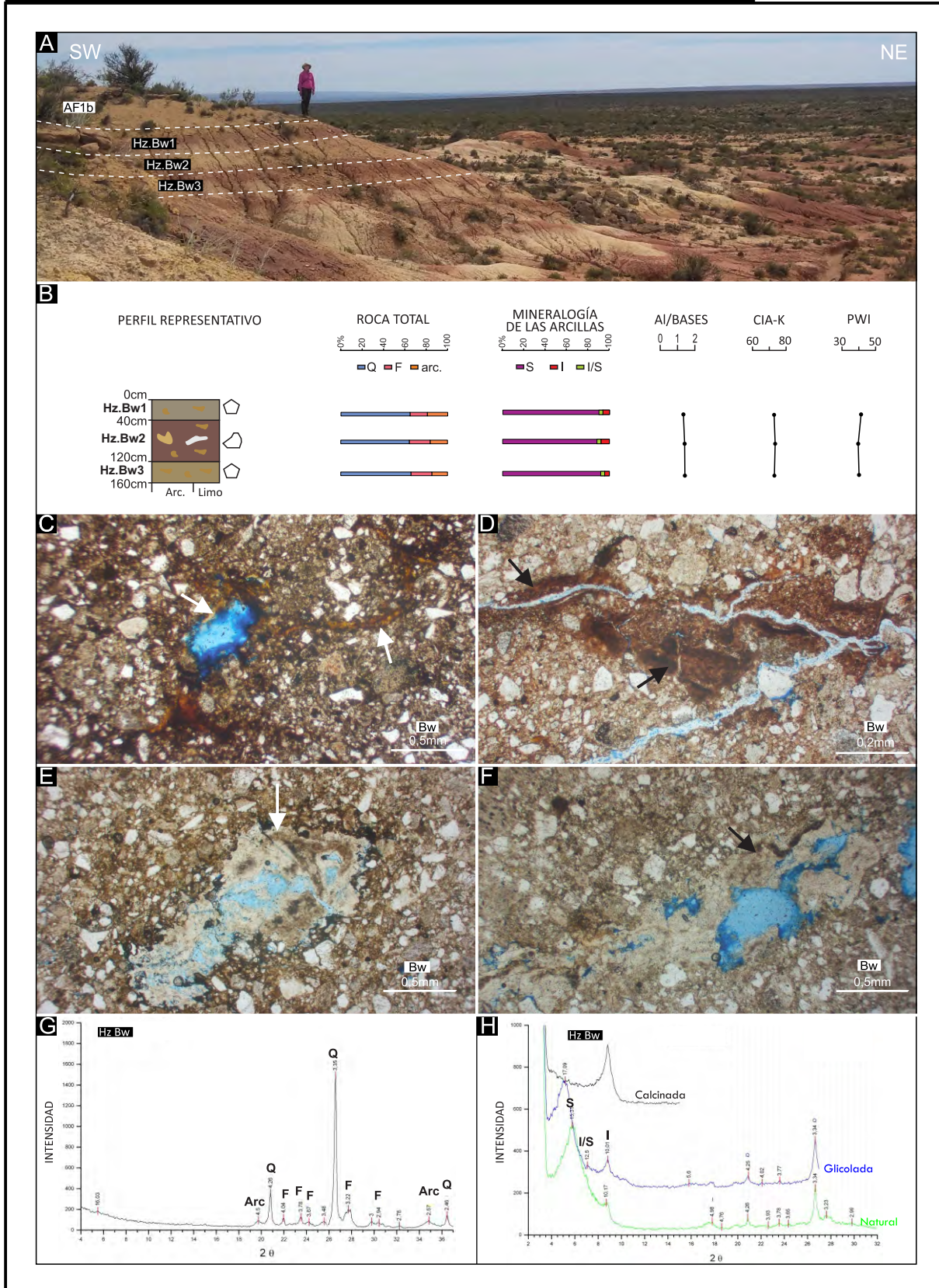


Figura 4.10. Pedotipo 5 (CN-P5). A: Vista general de los afloramientos de la Formación Huincul. B: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes Bw apilados. Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. Índices moleculares calculados a partir de geoquímica. C: Revestimiento de óxidos de Fe-Mn en cámaras (flechas blancas) (sn, x4). D: Revestimientos de óxidos de Fe-Mn en canales (sn, x20). E: Revestimiento de sílice y limo en canal (sn, x4). G: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Bw. H: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) de horizonte Bw.

Los horizontes Bw se caracterizan por una matriz, de textura limo, color amarillenta a roja oscura (2,5Y 7/6–10R 3/4) con agregados en bloques angulares a subangulares. Los moteados son muy comunes, en coloraciones amarillas a marrones (10YR 7/6–10YR 6/8).

A microescala, los horizontes Bw se caracterizan por una textura arcillosa a arena muy fina y una relación gruesos/finos (límite g/f= 5 μm) que varía entre 10 y 40% de la fracción gruesa. La fracción gruesa se compone de granos de cuarzo sin alteración, y feldespatos y líticos con moderado grado de alteración. También se preservan minerales máficos y trizas vítreas con un moderado grado de alteración. La masa basal presenta colores rojizos oscuros y marrones a marrón amarillento. Existen zonas impregnadas con óxidos de Fe-Mn y zonas empobrecidas con colores de bajo croma; la fábrica-b es grano estriada a indiferenciada. La relación c/f es porfírica simple. Existen abundantes cámaras, canales y cavidades. Se observan además, vacíos planares y vacíos de empaquetamiento compuesto definiendo agregados en bloques angulares de moderado desarrollo. En cuanto a los pedorrasgos se observan revestimientos de óxidos de Fe-Mn alrededor de cámaras, canales y cavidades (Fig. 4.10c). Además es común la presencia de hiporevestimientos de óxidos de Fe-Mn (Fig. 4.10d). En algunos casos, los revestimientos obliteran toda la porosidad, definiendo rellenos densos completos a incompletos. Se observan revestimientos de morfologías típicas a crecientes compuestos por sílice y limo alrededor de vacíos planares, los cuales son el resultado de más de un episodio de iluviación (Fig. 4.10e-f). Los nódulos de óxidos de Fe-Mn son muy comunes y se encuentran diseminados en toda la masa basal. Se encuentran muy bien impregnados y son variables en tamaño, con morfologías típicas, ameboidales y dislocadas.

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bw permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 4.10b, g-h; Tabla 4.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (55–75%), feldespato en proporción moderada (10–20%) y arcillas en proporción moderada (10–20 %) (Fig. 4.10g; Tabla 4.2). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (90–95%) y en algunos casos por escasos interestratificados de illita/esmectita (<5%) e illita (<10%) (Fig. 4.10h; Tabla 4.3).

4.3. CLIMOFUNCIONES PARA LAS FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL

Los datos geoquímicos de los paleosuelos de las formaciones Candeleros y Huincul fueron usados en climofunciones. La influencia de las condiciones climáticas en las propiedades químicas de los suelos hace posible el uso de parámetros químicos de los paleosuelos para estimar tanto paleoprecipitaciones medias anuales (*MAP*) como paleotemperaturas medias anuales (*MAT*).

Las estimaciones de *MAT* fueron calculadas usando los *proxy* PWI y arcillosidad. Debido a la abundancia de rasgos vérticos, los valores obtenidos a partir del *proxy* SAL fueron desestimados (Dal Bó et al., 2010; Tabor y Myers, 2015). Las estimaciones de *MAP* fueron calculadas usando los *proxies* CIA-K y CALMAG. Este último se utilizó para los paleosuelos de la Formación Candeleros debido a que fue desarrollado como un índice de meteorización específico para Vertisoles y paleosuelos con rasgos vérticos (Nordt y Driese, 2010b; Adams et al., 2011; Varela et al., 2018).

Las temperaturas medias anuales estimadas para los Inceptisoles (CN-P3a y CN-P3b) desarrollados en las interdunas de la sección inferior de la Formación Candeleros, utilizando el *proxy* PWI, muestran valores entre 9,12 a $10,19 \pm 2,1$ °C con un promedio de $9,86 \pm 2,1$ °C y utilizando el *proxy* arcillosidad muestran valores entre 10,82 a $11,87 \pm 0,6$ °C con un promedio de $11,47 \pm 0,6$ °C (Fig. 4.11). Para la sección media y superior de la unidad, las temperaturas medias anuales para los Inceptisoles (CN-P3a y CN-P3b) desarrollados en las planicies de inundación, utilizando el *proxy* PWI muestran valores entre 9,40 a $10,07 \pm 2,1$ °C con un promedio de $9,77 \pm 2,1$ °C y utilizando el *proxy* arcillosidad muestran valores entre 11,08 a $11,72 \pm 0,6$ °C con un promedio de $11,46 \pm 0,6$ °C (Fig. 4.11). Para los Inceptisoles típicos (CN-P5) de la Formación Huincul, las temperaturas medias anuales, utilizando el *proxy* PWI muestran valores entre 10,85 a $11,20 \pm 2,1$ °C con un promedio de $11,02 \pm 2,1$ °C y utilizando el *proxy* arcillosidad muestran valores entre 8,51 a $9,53 \pm 0,6$ °C con un promedio de $8,93 \pm 0,6$ °C (Fig. 4.11).

Las precipitaciones medias anuales para los Inceptisoles (CN-P3a y CN-P3b) y los Vertisoles (CN-P2) desarrollados sobre interdunas, correspondientes a la sección inferior de la Formación Candeleros utilizando el *proxy* CALMAG muestran valores entre 815,90 a $1044,37 \pm 108$ mm/año con un promedio de $945,14 \pm 108$ mm/año (Fig. 4.11). Para la sección media y superior de la unidad, las precipitaciones medias anuales para los Inceptisoles (CN-P3a y CN-P3b), Vertisoles (CN-P2) y Vertisoles cálcicos (CN-P4) desarrollados en las planicies de inundación, utilizando el *proxy* CALMAG muestran valores entre 870,74 a $1033,17 \pm 108$

Figura 4.11. Perfil integrado con DRX y geoquímica de las formaciones Candeleros y Huincul

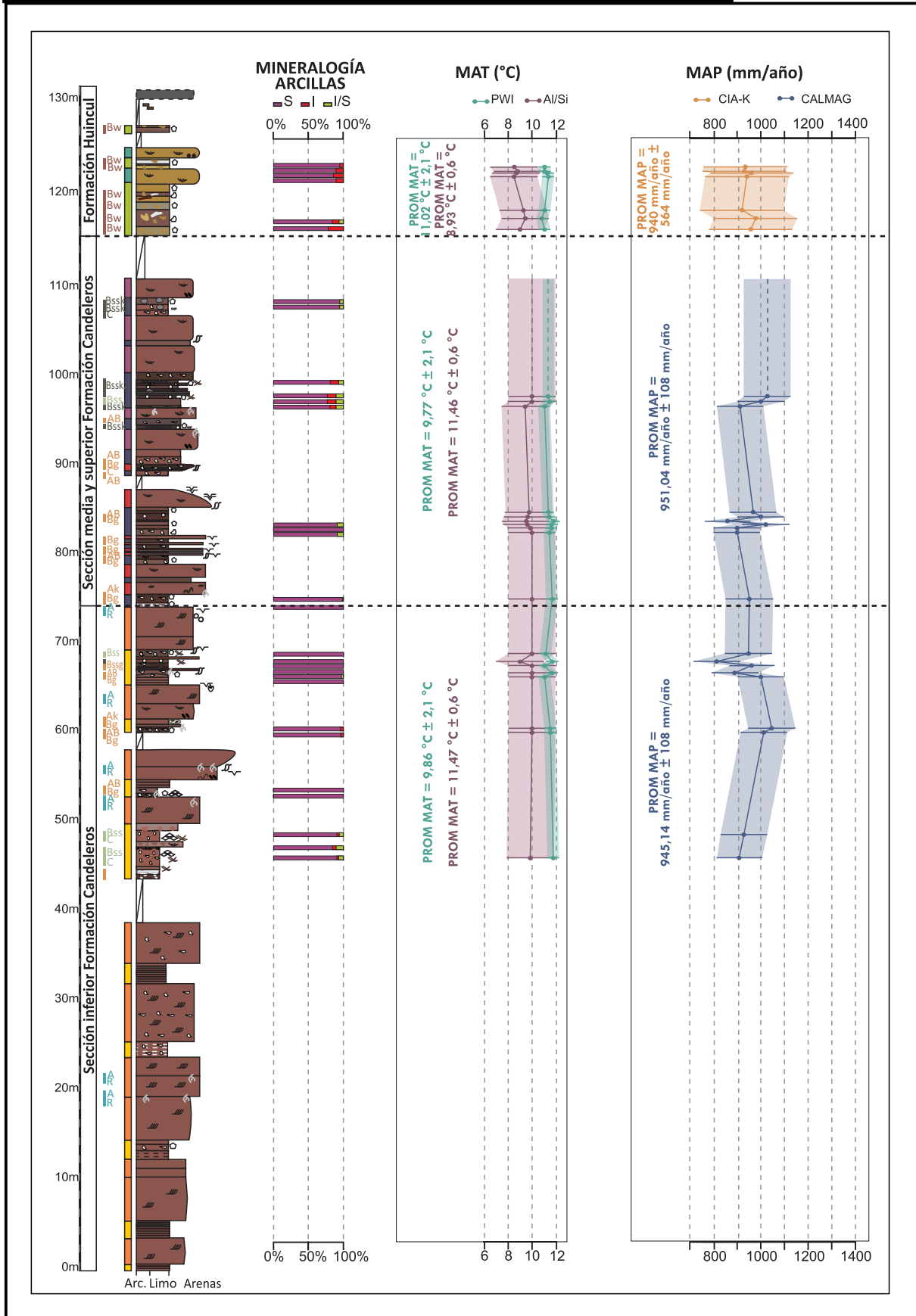


Figura 4.11. Perfil estratigráfico integrado de los paleosuelos de las formaciones Candeleros y Huincul. Se incluye la mineralogía de las arcillas a partir de difracción de rayos x. Se trazaron las curvas de las climofunciones de temperatura media anual (MAT) y precipitación media anual (MAP) a partir de geoquímica de horizontes B. Las áreas sombreadas de cada curva corresponden al error estándar de cada climofunción. Ver figura 4.1 para referencias.

mm/año con un promedio de $951,04 \pm 108$ mm/año (Fig. 4.11). Para los Inceptisoles típicos (CN-P5) de la Formación Huincol, las precipitaciones medias anuales, utilizando el *proxy* CIA-K muestra valores entre 911,76 a $975,95 \pm 564$ mm/año con un promedio de $940,35 \pm 564$ mm/año (Fig. 4.11).

4.4. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN

4.4.1. Pedotipo CN-1 (CN-P1) – Paleosuelos tipo Entisoles cálcicos de la Formación Candeleros

Este pedotipo consiste en un horizonte A al tope de un horizonte C o R que no tuvo modificación pedogénética. Este horizonte carece de las características diagnósticas de un suelo maduro, como el desarrollo de un horizonte B, sino que presenta muy poca modificación de su material parental. La presencia de rizolitos sugiere una débil pedogénesis (e.g., [Retallack, 2001](#); [Raigemborn et al., 2018](#)). La dominancia de componentes gruesos formando el esqueleto de estos horizontes indica un perfil bien drenado. Los revestimientos de óxidos alrededor de los granos podría estar indicando una evaporación cercana a la superficie, corroborando las buenas condiciones de drenaje ([Soares et al., 2020](#)). La composición carbonática de los rizolitos puede interpretarse como un estadio de emplazamiento temprano a través de las raíces superficiales del suelos como un mecanismo para hidratarse, debido a la poca retención hídrica que tendrían estos paleosuelos ([Alonso-Zarza, 1999](#)). La formación de estos rizolitos calcíticos se puede asociar a un Estadio II ([Machette, 1985](#)), Estadio 2 ([Alonso-Zarza et al., 1998](#)) y al estadio *chalky* ([Esteban y Klappa, 1983](#)) de formación de carbonato donde se asocia la precipitación alrededor de las raíces y pelos radiculares, donde los componentes biológicos del suelo se calcifican formando rizolitos ([Alonso-Zarza, 2003](#)).

Los rasgos macro y micro de este pedotipo indican que los principales procesos pedogénéticos fueron la carbonatación y la bioturbación. Los rasgos pedogenéticos como limitado espesor, rizolitos, ausencia de horizonte B, y bajo grado de alteración de los granos, indica que son similares a Entisoles modernos ([Soil Survey Staff, 2015](#)), y por lo tanto los paleosuelos del pedotipo CN-1 pueden ser clasificados como paleosuelos similares a Entisoles cálcicos modernos o como Protosoles cálcicos siguiendo la clasificación de paleosuelos de [Mack et al. \(1993\)](#).

4.4.2. Pedotipo CN-2 (CN-P2) – Paleosuelos tipo Vertisoles de la Formación Candeleros

Los agregados cuneiformes, *slickensides*, abundante contenido de esmectita como mineral de las arcillas y el contacto superior caracterizado por un microrelieve gilgai indican rasgos similares a Vertisoles modernos (Soil Survey Staff, 2015; Joeckel et al., 2017; Pierre et al., 2019; Soares et al., 2020).

El microrelieve gilgai, es una superficie morfológica que se produce como resultado de repetido humedecimiento y secado del material arcilloso del suelo, el cual causa una serie de altos y bajos del material del suelo formando el típico microrelieve en forma de micro-lomas y micro-bajos (e.g., Soares et al., 2020).

La formación de pequeños nódulos calcíticos se pueden asociar al Estadio II (Machette, 1985), al Estadio 2 (Alonso-Zarza et al., 1998) y al estadio *chalky* (Esteban y Klappa, 1983) de formación de carbonato donde se asocia la precipitación alrededor de las raíces y pelos radiculares, donde los componentes biológicos del suelo se calcifican formando nódulos (Alonso-Zarza, 2003).

Los moderados valores de CIA-K y baja relación Ba/Sr sugieren una baja a moderada hidrólisis. Asimismo, valores moderados de CIA-K y PWI indican un moderado grado de meteorización química.

Los rasgos macro y micromorfológicos del pedotipo CN-2 sugieren que la vertisolización fue el principal proceso pedogenético, acompañado por el hidromorfismo, la carbonatación y la bioturbación.

El pedotipo CN-2 puede ser clasificado como paleosuelos similares a Vertisoles modernos (Soil Survey Staff, 2015) y como Vertisoles siguiendo el esquema de clasificación de paleosuelos propuesto por Mack et al. (1993).

4.4.3. Pedotipo CN-3a (CN-P3a) – Paleosuelos tipo Inceptisoles vérticos de la Formación Candeleros

El pedotipo CN-3a se define sobre las bases de una moderada horizonación, agregados en bloques angulares a subangulares y moteados a macroescala y la abundancia de rasgos vérticos a microescala. Los contactos netos entre los horizontes B y los sedimentos sobreyacentes indican que los horizontes A posiblemente fueron erosionados. Los valores moderados de CIA-K y PWI en los horizontes B sugieren un moderado grado de meteorización

química. Los valores bajos de relación Ba/Sr sugieren una meteorización mínima, y el moderada relación Al/Si indica una arcillosidad ligera para los horizontes B.

La formación de pequeños nódulos calcícticos se pueden asociar al Estadío II (Machette, 1985), al Estadío 2 (Alonso-Zarza et al., 1998) y al estadío *chalky* (Esteban y Klappa, 1983) de formación de carbonato donde se asocia la precipitación alrededor de las raíces y pelos radiculares, donde los componentes biológicos del suelo se calcifican formando nódulos (Alonso-Zarza, 2003).

Los principales procesos pedogenéticos (en orden decreciente de intensidad) son la vertisolización, el hidromorfismo, la carbonatación y la biotubación. Aunque la presencia de rasgos vérticos y la mineralogía esmectítica de las arcillas son típicos de un orden de suelo más desarrollado como Vertisoles (Retallack, 2001), estos rasgos son incipientes y no se observaron a macroescala. En consecuencia, el pedotipo CN-3a podría representar paleosuelos similares a Inceptisoles vérticos modernos (Soil Survey Staff, 2015) y podrían clasificarse como Inceptisoles vérticos o como Protosoles vérticos según la clasificación específica de paleosuelos de Mack et al. (1993).

4.4.4. Pedotipo CN-3b (CN-P3b) – Paleosuelos tipo Inceptisoles hidromórficos de la Formación Candeleros

Los principales procesos pedogenéticos del pedotipo CN-3b son el hidromorfismo, la carbonatación, la bioturbación y la argiluviación. Los valores moderados de CIA-K y PWI sugieren que los horizontes B tuvieron un grado de meteorización moderado. La baja relación Ba/Sr indica un lavado mínimo mientras que los valores de Al/Si indican un ligero enriquecimiento en arcilla para el horizonte B.

La formación de pequeños nódulos y rizolitos calcícticos se pueden asociar a un Estadío II (Machette, 1985), al Estadío 2 (Alonso-Zarza et al., 1998) y al estadío *chalky* (Esteban y Klappa, 1983) de formación de carbonato donde se asocia la precipitación alrededor de las raíces y pelos radiculares, donde los componentes biológicos del suelo se calcifican formando nódulos y rizolitos (Alonso-Zarza, 2003). Por su parte, la formación del horizonte Ak, y la red subhorizontal de rizolitos, se pueden asociar a un Estadío III (Machette, 1985), al Estadío 3 (Alonso-Zarza et al., 1998) y al estadío nodular (Esteban y Klappa, 1983) de formación de carbonato, donde una vez que precipitó el carbonato alrededor de las raíces, el sistema

radicular ya no puede penetrar fácilmente. Como consecuencia las raíces tienden a extenderse lateralmente, promoviendo el desarrollo de las redes subhorizontales (Alonso-Zarza, 2003).

El Pedotipo CN-3b representa Inceptisoles hidromórficos (Soil Survey Staff, 2015) y puede ser clasificado como paleosuelos similares a Inceptisoles hidromórficos modernos y como un Protosol gleico siguiendo a Mack et al. (1993).

4.4.5. Pedotipo CN-4 (CN-P4) – Paleosuelos tipos Vertisoles cálcicos de la Formación Candeleros

Los rasgos macro y micromorfológicos del pedotipo CN-4 sugieren que los principales procesos pedogenéticos fueron la carbonatación y la vertisolización, junto con el hidromorfismo y la bioturbación. La matriz del CN-P4 muestra valores bajos de CALMAG y de CIA-K sugiriendo una meteorización moderada. La relación Al/Bases indica una baja cantidad de bases de intercambio.

La formación de pequeños nódulos calcíticos muy a extremadamente gruesos se pueden asociar al Estadío III (Machette, 1985), al Estadío 3 (Alonso-Zarza et al., 1998) y al estadío nodular (Esteban y Klappa, 1983) de formación de carbonato donde se asocia la precipitación alrededor de las raíces y pelos radicales, donde los componentes biológicos del suelo se calcifican formando nódulos (Alonso-Zarza, 2003). Por su parte, la morfología tipo costra en capas continuas de carbonato, se pueden asociar al Estadío IV (Machette, 1985), al Estadío 4 (Alonso-Zarza et al., 1998) y al estadío *hardpan* (Esteban y Klappa, 1983) de formación de carbonato, donde en este estadío la precipitación de carbonato es muy intensa y causa el endurecimiento de los horizontes junto con la reducción de la porosidad. Como consecuencia se forma una capa continua de carbonato secundario produciendo un nivel de calcreta de mayor desarrollo (e.g., Raigemborn et al., 2018).

La combinación de los procesos pedogenéticos descritos junto con la información geoquímica, y la abundante cantidad de rasgos calcíticos en una matriz de tipo vértica, es comparable con Vertisoles cálcicos modernos (Soil Surey Staff, 2015). Por lo tanto, este pedotipo puede ser clasificado como un paleosuelo tipo Vertisol cálcico y como un Calcisol vértico siguiendo a Mack et al. (1993).

4.4.6. Pedotipo CN-5 (CN-P5) – Paleosuelos tipo Inceptisoles típicos de la Formación Huincul

Los horizontes Bw correspondientes al pedotipo CN-5 de la Formación Huincul presentan características similares al pedotipo CN-2 de la Formación Candeleros, y presentan al hidromorfismo, la argiluvación, la bioturbación y la vertisolización como principales procesos pedogenéticos. El pedotipo CN-5 es similar a Inceptisoles modernos (Soil Survey Staff, 2015) y pueden ser clasificados como paleosuelos similares a Inceptisoles típicos, y como Protosuelos típicos siguiendo la clasificación específica de paleosuelos de Mack et al. (1993).

4.5. SEDIMENTOLOGÍA Y PEDOGÉNESIS DE LAS FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL

Considerando los diferentes tipos de paleosuelos identificados en las formaciones Candeleros y Huincul, el arreglo vertical de gran escala en sentido estratigráfico puede ser descripto para ambas unidades, los cuales están íntimamente relacionados con cambios en los ambientes depositacionales, los cuales hacen posible su diferenciación en cuatro secciones. (Lizzoli et al., 2021).

La Formación Candeleros representa depósitos eólicos y fluviales. La sección inferior está dominada por depósitos eólicos (Fig.4.12), compuestos por depósitos de dunas eólicas, de la AF4, y depósitos de interduna húmeda, de la AF5. En algunos casos, se desarrollaron Entisoles cálcicos en el tope de las dunas; mientras que en las interdunas, se desarrollaron Vertisoles, Inceptisoles vérticos e hidromórficos (Fig.4.12).

Durante la depositación de las dunas, existieron períodos de no depositación y exposición subaérea, durante la cual se produjo la colonización del sustrato por organismos y comenzaron a actuar los procesos pedogenéticos produciendo una incipiente pedogénesis (Fig. 4.13a; Retallack, 2001). La presencia de rizolitos calcíticos indica que los Entisoles cálcicos podrían haber evolucionado a paleosuelos de mayor desarrollo si el tiempo de desarrollo hubiese sido mayor (Fig. 4.13b; Basilici et al., 2009; Raigemborn et al., 2019). En un caso, el contacto entre los depósitos de dunas eólicas y los depósitos de interduna se encuentra interrumpido por un horizonte de calcreta de moderado desarrollo (horizonte Ak; Fig 4.6a, c–Fig. 13a, d). Este tipo de horizonte se puede interpretar como una supersuperficie (*sensu* Kocurek, 1988), la cual implica el truncamiento de los *ergs*, o porciones de los *ergs*, e indica una medida de cómo el *erg* responde a cambios como clima, nivel del mar, tectónica y migración del *erg* (Kocurek,

Figura 4.12. Reconstrucción paleoambiental de las formaciones Candeleros y Huincul

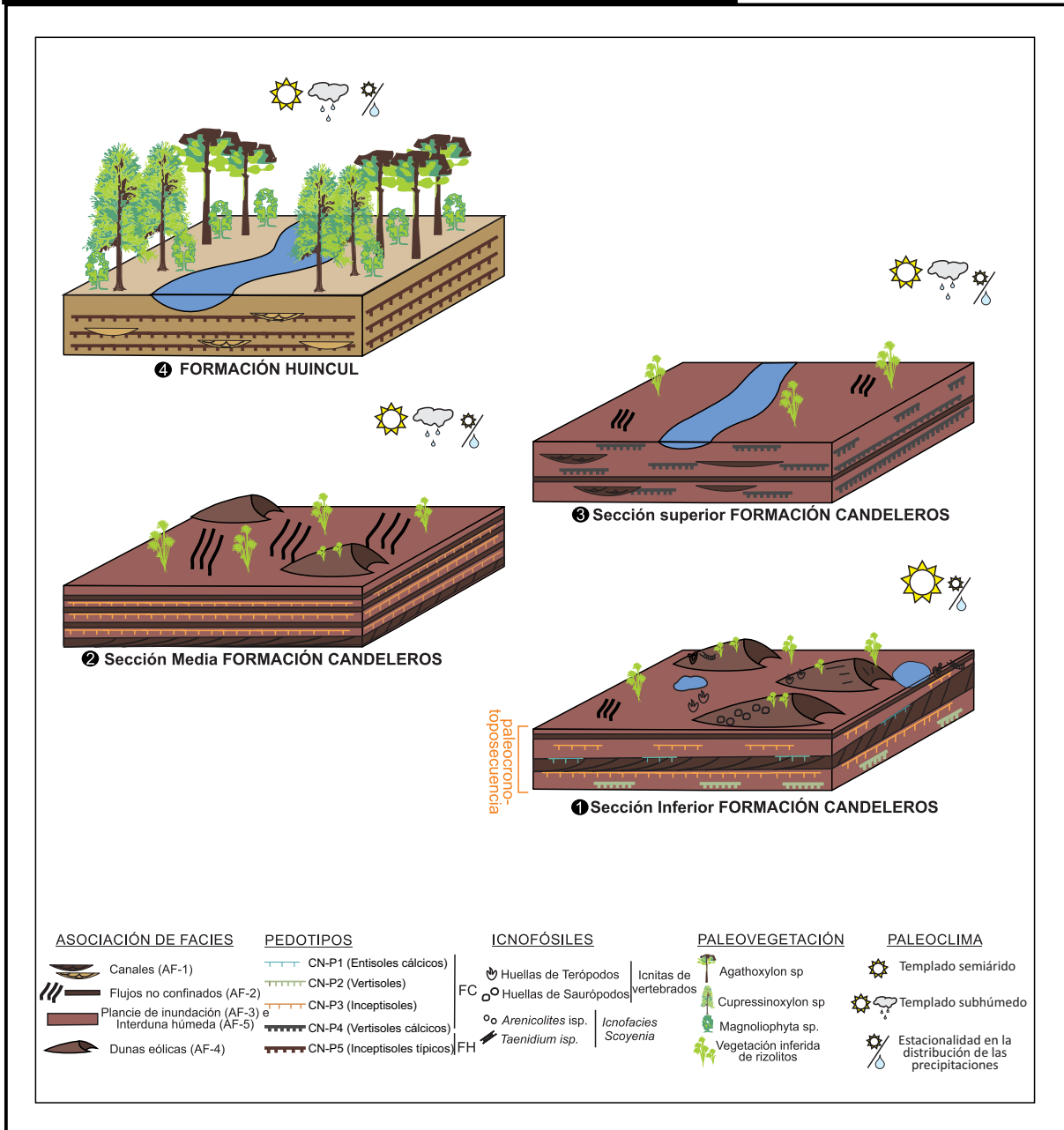


Figura 4.12. Reconstrucción paleoambiental de las formaciones Candeleros y Huincul. Se incluye la sedimentología, los paleosuelos, las trazas fósiles y la paleovegetación (inferida a partir de rizolitos en la Formación Candeleros y en base a las asociaciones paleoflorísticas de [Martínez \(2008, 2009a, 2009b\)](#) para la Formación Huincul. Las trazas fósiles y la paleovegetación son esquemáticas y se encuentran fuera de escala.

1988). En este caso, dado el tipo de horizonte que se desarrolla, se infiere que su respuesta es debido a un tiempo prolongado de exposición subaérea. Por otro lado, en las interdunas, se desarrollaron Vertisoles e Inceptisoles vérticos e hidromórficos (Fig. 4.13a, c). La tasa de pedogénesis excede la tasa de despositación (vinculado a una relativa lenta tasa de migración de las dunas), favoreciendo el desarrollo y preservación de los paleosuelos (Lizzoli et al., 2021).

En una localidad cercana al área de estudio Candia Halupczok et al. (2016; 2018) describieron un sistema de dunas eólicas e interdunas húmedas, los cuales conformaban un paleodesierto, donde los paleosuelos fueron registrados al tope de grandes dunas transversales compuestas. Un campo de dunas con formas barjanoides y transversales también fue descrito por Sánchez y Asurmendi (2011) en el noroeste de la Cuenca Neuquina, al norte de la localidad de estudio. Durante la depositación del Grupo Neuquén, el margen oeste de Gondwana estuvo caracterizado por un margen volcánico activo y el comienzo de la etapa de antepaís de la cuenca, lo que incrementó, en términos generales, la aridización del interior continental de Gondwana (Sánchez y Asurmendi, 2015).

La sección media de la Formación Candeleros está dominada por sistemas fluviales y en forma subordinada, por depósitos eólicos. Los sistemas fluviales comprenden depósitos de flujos no confinados, compuestos por la AF2, los cuales junto con depósitos de planicie de inundación, de la AF3a, fueron interpretados como un sistema fluvial efímero. Esta sección está dominada por Inceptisoles vérticos (Lizzoli et al., 2021; Fig.4.12).

El sistema fluvial efímero está caracterizado por grandes cuerpos mantiformes, grietas de desecación, bioturbación y rizoconcreciones. En las planicies de inundación, se desarrollaron Inceptisoles vérticos y en menor medida Inceptisoles hidromórficos, a medida que el sistema tenía suficiente agua para desarrollar una incipiente red fluvial.

La sección superior de la Formación Candeleros está dominada por sistemas fluviales, los cuales se caracterizan por los depósitos canalizados de la AF1a, y los depósitos de planicie de inundación de la FA3a, en los cuales se desarrollaron Vertisoles cálcicos (Fig.4.12). Ya en esta sección, el sistema podría ser definido como un sistema fluvial de baja sinuosidad, caracterizado por Vertisoles cálcicos en las planicies de inundación (Lizzoli et al., 2021).

Estos depósitos presentan características similares a los descritos por Sánchez y Asurmendi (2015) para los sistemas de abanicos terminales en el norte de la Cuenca Neuquina. Estos depósitos fueron descritos como flujos no confinados o *sheetfloods* (sensu Sánchez y Asurmendi, 2015). La presencia de grietas de desecación y bioturbación en el tope de estos

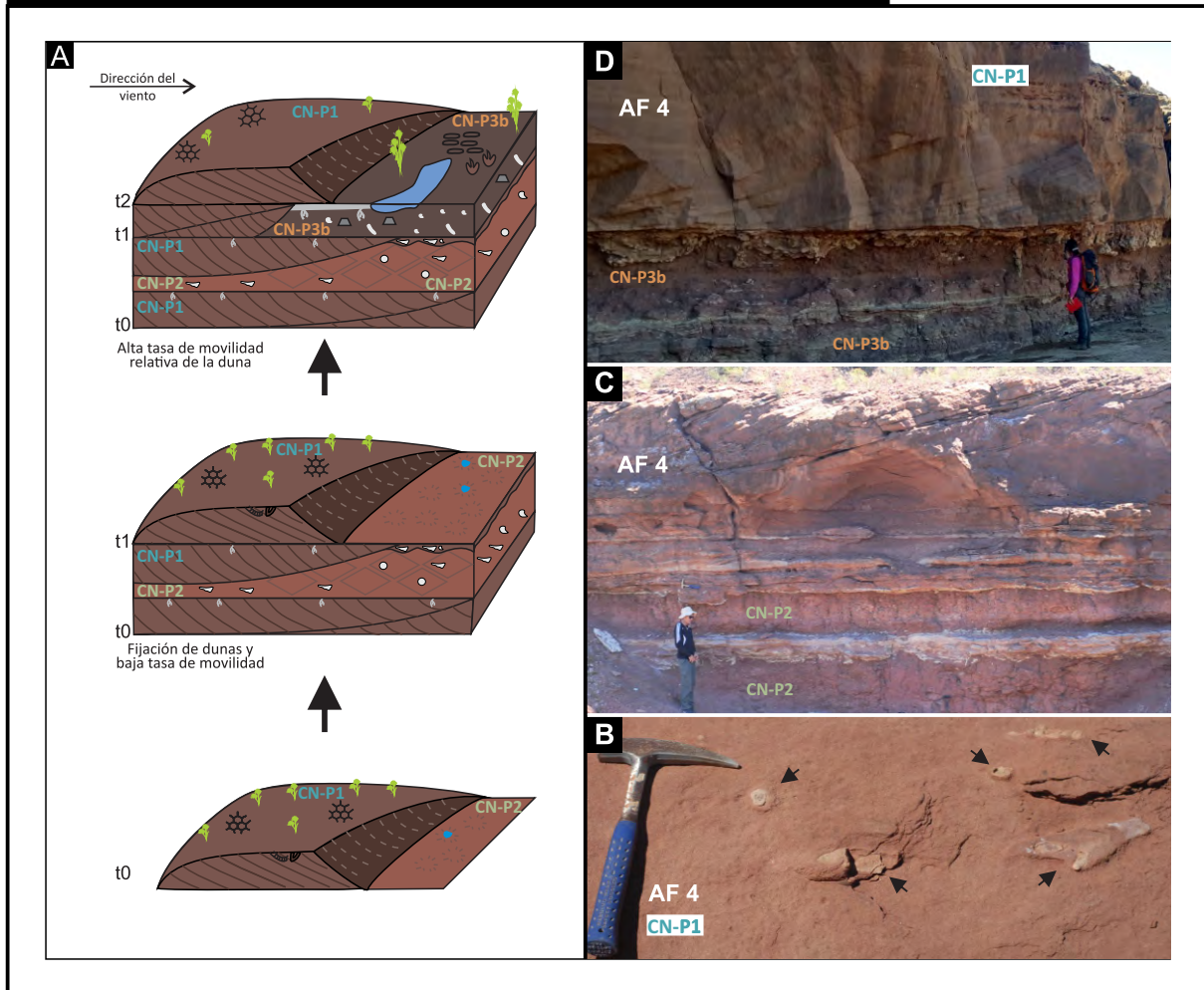
Figura 4.13. Evolución de dunas en la sección inferior de la Formación Candeleros

Figura 4.13. Modelo de evolución de la sección inferior de la Formación Candeleros, según la migración de las dunas. A: Al tiempo 0 (t0), la duna eólica con un Entisol cálcico (CN-P1), grietas de desecación y trazas fósiles se desarrolla bajo condiciones áridas. Al tiempo 1 (t1), las dunas comienzan a migrar sobre las interdunas, se desarrollan Vertisoles (CN-P2) cercanos al margen de las dunas. Al tiempo 2 (t2), la parte interna de las interdunas comienza a estar afectada por condiciones locales de drenaje y anegamiento temporal, favoreciendo el desarrollo de Inceptisoles hidromórficos (CN-P3b) y, en forma subordinada, Inceptisoles vérticos (CN-P3a) bajo condiciones relativamente más húmedas. B: Vista en planta de rizolitos carbonáticos en depósitos de duna eólica con Entisoles cálcicos (CN-P1), los cuales promueven la fijación de las dunas. C: Vista de los Vertisoles (CN-P2). Hacia arriba, contacto plano con depósitos de duna. D: Vista de los Inceptisoles hidromórficos (CN-P3b) en la parte interna de depósitos de interduna húmeda. El contacto superior con depósitos de duna está marcado por la red subhorizontal de rizolitos interpretada como una paleosuperficie.

depósitos se pueden interpretar como períodos de no depositación y de no erosión en donde actuaron los procesos pedogénéticos.

La Formación Huincul se encuentra dominada por procesos fluviales, caracterizados por depósitos canalizados, de la AF1b, y por depósitos de planicie de inundación, de la AF3b, los cuales fueron interpretados como un sistema fluvial de alta sinuosidad con desarrollo de Inceptisoles típicos (Lizzoli et al., 2021; Fig.4.12).

La Formación Huincul marca un cambio en las condiciones paleoambientales y sedimentarias respecto a la Formación Candeleros. En esta unidad prevalecen procesos fluviales, los cuales fueron interpretados como un sistema fluvial de alta sinuosidad, en donde se desarrollaron horizontes Bw apilados en las planicies de inundación. Estas interpretaciones corroboran las previamente realizadas por otros autores para la misma unidad (Sánchez y Heredia, 2006; Sánchez et al., 2008a, 2008b, 2008c).

4.6. PALEOCRONOTOPOSECUENCIA EN LA SECCIÓN INFERIOR DE LA FORMACIÓN CANDELEROS

En las secciones media y superior de las formaciones Candeleros y Huincul, las variaciones laterales en el tipo de paleosuelo están principalmente vinculadas tanto a variaciones de los subambientes sedimentarios como a variaciones en los factores de formación (Lizzoli et al., 2021; Fig. 4.12).

Sin embargo, los paleosuelos de la sección inferior de la Formación Candeleros muestran evidencias de variaciones de pequeña escala o de baja frecuencia tanto lateral como verticalmente asociadas con la posición relativa de los paleosuelos dentro del ambiente eólico (Fig.4.12–4.14). Las variaciones laterales en la sección inferior generaron desde Entisoles cálcicos a Vertisoles, Inceptisoles vérticos o hidromórficos a medida que se desarrollan desde el subambiente de duna a interduna (Fig. 4.14).

Estas variaciones de pequeña escala o de baja frecuencia en la sección inferior de la Formación Candeleros pueden ser interpretadas como catenas, es decir asociaciones entre los paleosuelos y el paleorelieve bajo el cual se desarrollan. Además de la posición topográfica en la cual estos paleosuelos se formaron, se pudieron realizar inferencias respecto al grado de desarrollo de los mismos (Fig. 4.14).

Figura 4.14. Paleocronotoposecuencia en la sección inferior de la Formación Candeleros

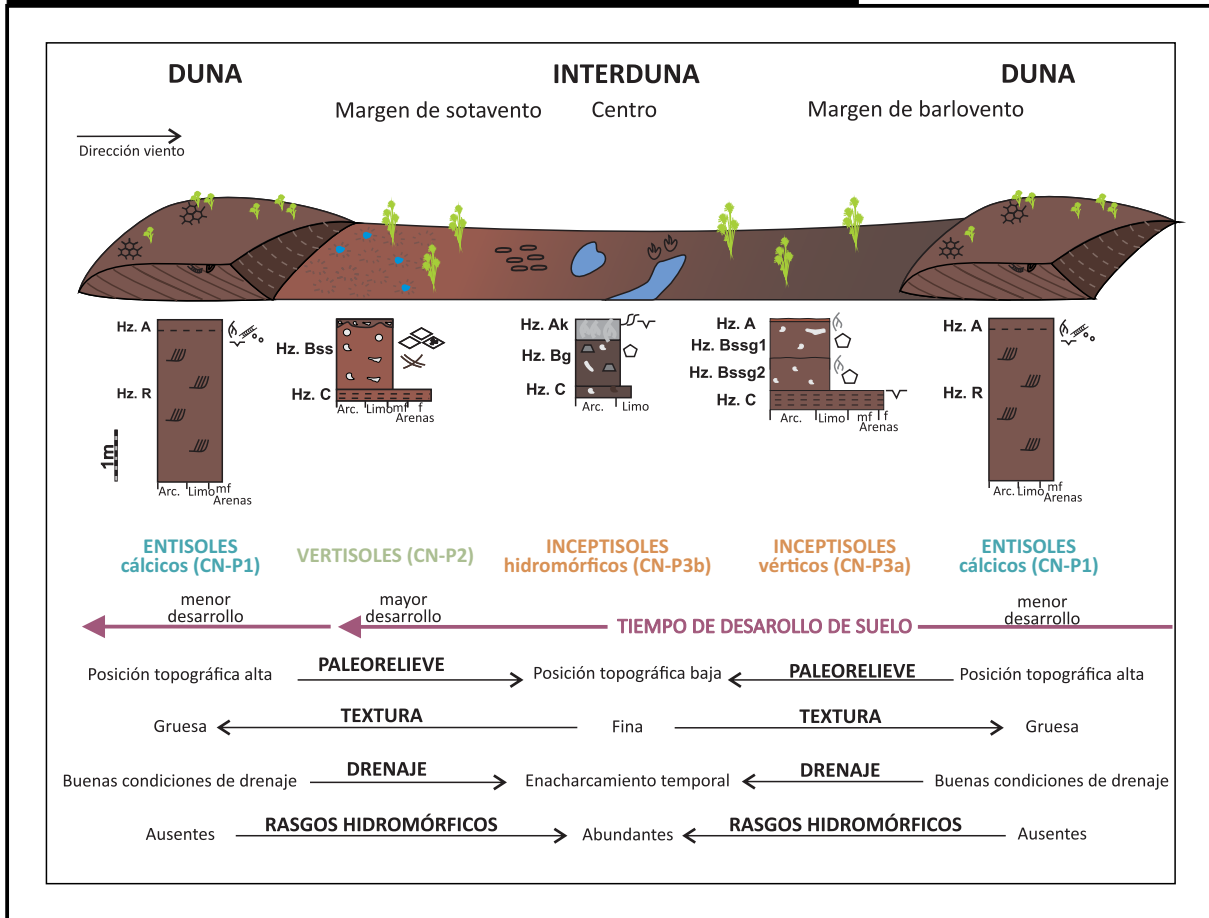


Fig. 4.14. Paleocronotoposecuencia de la sección inferior de la Formación Candeleros. Sección esquemática mostrando las variaciones de pequeña escala o de baja frecuencia. Abajo, variaciones en el paleorelieve, textura, drenaje y rasgos hidromórficos entre los Entisoles cálcicos, desarrollados sobre depósitos de dunas eólicas, y los Vertisoles e Inceptisoles vérticos e hidromórficos, desarrollados sobre depósitos de interduna húmeda, desde el margen de la duna hacia la parte interna. Ver Fig. 4.1 para referencias.

Los depósitos de dunas eólicas no presentan en general paleosuelos de gran desarrollo, sin embargo, en algunos casos, se identificaron Entisoles cálcicos en el tope de los cuerpos de dunas. Estos paleosuelos se desarrollan sobre un material parental caracterizado por areniscas de grano fino a medio, bien seleccionadas, en una posición topográfica relativamente más alta del paleorelieve (Fig.4.14). Los Entisoles son interpretados como paleosuelos de muy poco desarrollo, los cuales probablemente se desarrollaron en un período de tiempo corto (Soares et al., 2020). En dunas modernas, la tasa de migración de las dunas y el tipo y abundancia de vegetación sobre las dunas determina la intensidad de desarrollo de los suelos (Jones et al., 2018). Por lo tanto, se interpreta a la ausencia de pedogénesis como la evidencia de una relativa alta tasa de migración de dunas (Fig. 4.13a-b). El material parental, en el cual tuvieron lugar estos Entisoles cálcicos, consiste en areniscas de grano fino a mediano, bien seleccionadas, las cuales permiten inferir buenas condiciones de drenaje. Además, estas dunas antiguas se encontraban en una posición relativamente alta del paleorelieve, lo que se confirma por la ausencia de rasgos hidromórficos y donde los únicos procesos pedogenéticos involucrados fueron la bioturbación y la carbonatación, ambos evidenciados por la presencia de rizoconcreciones (Fig. 4.13e).

En cambio, los Vertisoles y los Inceptisoles vérticos e hidromórficos, se encuentran en los depósitos de interduna húmeda y se desarrollan sobre un material parental caracterizado por arcillitas y limolitas, en una posición topográfica relativamente más baja del paleorelieve (Fig.4.14). En el margen de sotavento de las interdunas, se desarrollaron Vertisoles, los cuales son interpretados como de moderado desarrollo debido a la presencia de agregados bien desarrollados en bloques angulares y en cuña, y el desarrollo de microrelieve gilgai (Joeckel et al., 2017; Kovda, 2020). La parte interna de las interdunas se encontraba en una relativa baja posición del paleorelieve y, por lo tanto, estuvo afectada por el drenaje local y anegamiento temporal (Fig. 4.14). En esta transición, los paleosuelos variaron desde Inceptisoles con rasgos vérticos en el margen de barlovento de las dunas, dominados por vertisolización, a Inceptisoles hidromórficos en la parte interna de las interdunas, dominados por hidromorfismo (Fig 4.14).

En resumen, la sucesión de paleosuelos en la sección inferior de la Formación Candeleros varió, desde Entisoles cálcicos a Inceptisoles vérticos e hidromórficos y Vertisoles en una distancia lateral de menos de 300 m, puede ser relacionada con modelos que registran la variabilidad espacial de paleosuelos dentro de una paleocatena o paleotoposecuencia (Kraus y Aslan, 1999; Varela et al., 2012b). Debido a la dinámica propia del paleoambiente eólico, esta

sucesión de paleosuelos es al mismo tiempo una paleocatena o paleotoposecuencia y una cronosecuencia, por lo que se puede definir como una paleocronotoposecuencia (Fig. 4.14) (Adams et al., 1975). Cuando la duna estaba vegetada y la pedogénesis promovió la fijación de las mismas, la tasa de movilidad de las dunas fue baja y se formaron Vertisoles. Sin embargo, la ausencia de vegetación al tope de las dunas se puede vincular a una relativa alta tasa de migración de las dunas, y por lo tanto el tiempo de pedogénesis fue limitado, y como resultado se formaron Protosoles vérticos (Lizzoli et al., 2021).

4.7. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA NEUQUINA (FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL)

4.7.1. Material parental

El material parental de la Formación Candeleros consiste en areniscas de moderada a buena selección, compuestas por granos de cuarzo, feldspatos y líticos tanto volcánicos como sedimentarios. Los granos presentan un revestimiento de hematita y los poros se encuentran totalmente ocluidos por un cemento compuesto de analcima (Lizzoli et al., 2021). Rainoldi et al. (2014) atribuye el típico color rojizo de la unidad de estas areniscas a un estadio de diagénesis temprano.

Por su parte, la Formación Huincul se compone de una matriz meteorizada de cuarzo, feldspato y líticos volcánicos (Lizzoli et al., 2021).

Los trabajos de Rainoldi et al. (2014) sugieren entonces una diagénesis temprana. Este estadio temprano se puede corroborar a través de la relación Ti/Al que presentan los niveles de paleosuelos. La misma se mantiene relativamente constante a lo largo de toda la sucesión (relación promedio de Ti/Al 0,048 con una desviación estándar de 0,004), por lo tanto es posible inferir que tampoco hubo cambios de procedencia para estos paleosuelos y que por lo tanto las reconstrucciones paleoclimáticas a partir de climofunciones son aceptadas (Sheldon, 2006; Varela et al., 2018).

4.7.2. Topografía

La posición topográfica y sus variaciones respecto a la posición relativa de los paleosuelos dentro del ambiente eólico para la sección inferior de la Formación Candeleros fueron abordadas en la sección 4.6.

En las secciones media y superior de la Formación Candeleros presentan abundante cantidad de rasgos calcíticos y en menor medida evidencias de hidromorfismo. Por lo tanto, se pueden interpretar como paleosuelos bien drenados (clase 4; [Soil Taxonomy, 2015](#)).

En la Formación Huincul, la presencia de rasgos hidromórficos junto con la presencia de revestimientos permiten inferir horizontes Bw relativamente bien drenados. Por lo tanto, los Inceptisoles argílicos pueden ser considerados como moderadamente bien drenados (clase 3; [Soil Taxonomy, 2015](#)).

4.7.3. Tiempo

Basados en los pedorrasgos y su diferenciación en horizontes de suelo, la duración de la pedogénesis puede ser estimada para los paleosuelos cenomanianos de la Cuenca Neuquina.

En la sección inferior de la Formación Candeleros, el tiempo de desarrollo se encuentra determinado por la posición relativa de los paleosuelos dentro del ambiente eólico, los cuales fueron discutidos en la sección 4.6.

En las secciones media y superior de la Formación Candeleros, los Inceptisoles vérticos e hidromórficos se encuentran asociados al sistema fluvial efímero y se trata de paleosuelos de bajo a moderado desarrollo, en cambio los pedorrasgos calcíticos encontrados en los Vertisoles cálcicos están caracterizados por los estadios II, III y IV de [Machette \(1985\)](#), y por lo tanto presentan paleosuelos cálcicos o calcretes de moderado desarrollo ([Dal Bó et al., 2009](#); [Raigemborn et al., 2018a](#)).

Por su parte, los Inceptisoles típicos de la Formación Huincul, al presentar revestimientos y pedorrasgos de iluviación permiten inferir un mayor grado de desarrollo respecto a los Inceptisoles descriptos anteriormente para la Formación Candeleros.

4.7.4. Organismos

La Formación Candeleros presenta evidencias de bioturbación tanto por flora como por fauna. Las trazas de raíces o rizolitos (*sensu Klappa, 1980*) están principalmente compuestas por calcita y pueden encontrarse aisladas o ramificadas. Posteriormente a la depositación de los sedimentos, el sustrato fue colonizado por *Arenicolites isp.* y *Skolithos isp.* "pipe rock" en sedimentos blandos subácueos (*Krapovickas, 2010*). Posteriormente con el tiempo, los sedimentos perdieron humedad, y fueron colonizados por invertebrados en sedimentos blandos. En estos momentos, dinosaurios terópodos y saurópodos se movían, dejando impresiones de sus huellas. La mayor cantidad de huellas ocurrió mientras los sedimentos se encontraban aún blandos (*Candia Halupzok et al., 2018; Heredia et al., 2018, 2019*). Posteriormente la exposición subaérea de los sustratos contribuyó al secado de los estratos con huellas, y en muchos casos, se preservaron grietas de desecación cortando las huellas.

La Formación Huincul carece de trazas fósiles distintivas, pero contiene troncos fósiles de *Araucariaceae*, *Cupressaceae* y *Magnoliophytas* basales. Estos fósiles sugieren la existencia de un bosque verde mixto, en un clima estacional cálido a templado (*Martínez, 2009a, 2009b*).

4.7.5. Clima

Para la sección inferior de la Formación Candeleros, los Entisoles cálcicos desarrollados sobre los depósitos de dunas no pueden ser considerados como indicadores climáticos debido a que se pueden formar bajo diferentes climas (*Retallack, 2001*). Sin embargo, la existencia de rizolitos calcíticos en estos paleosuelos puede ser comparable con condiciones secas. En las interdunas húmedas, los valores a partir de climofunciones obtenidos para los Inceptisoles (CN-P3a y CN-P3b) y los Vertisoles (CN-P2) arrojaron un promedio de *MAP* de $945,14 \pm 108$ mm/año (*proxy CALMAG*) y un promedio de *MAT* de $9,86 \pm 2,1^\circ$ C (*proxy PWI*) y de $11,47 \pm 0,6^\circ$ C (*proxy arcillosidad*), lo que indica un clima templado y subhúmedo (*Bull, 1991; Zhang et al., 2019*); *Fig. 4.11*). Sin embargo, los valores de *MAP* obtenidos son más altos que los esperados para condiciones áridas a semiáridas como las interpretadas a partir de *proxies* bióticos (*Garrido, 2010*). Estos valores de *MAP* pueden ser explicados, debido a que en las zonas de interdunas, el relieve fue un factor de control determinante. Las diferencias de textura y de posición topográfica entre las dunas e interdunas causaron que la infiltración de agua en la duna, se acumule en las zonas de interduna por flujo preferencial subterráneo, lo que resultó en un anegamiento temporal y condiciones de drenaje deficientes para las interdunas; lo cual

explica el desarrollo de rasgos hidromórficos en estos paleosuelos. Entonces, los valores de *MAP* obtenidos para estos paleosuelos responden a condiciones locales. Por su parte, los Vertisoles y los Inceptisoles vérticos sugieren una estacionalidad (o simple periodicidad) de las precipitaciones, lo que permite interpretar períodos secos y húmedos del suelo y la consecuente expansión y contracción de las arcillas (Basilici et al., 2009). Por lo tanto, los valores de *MAP* obtenidos están asociados con valores de humedad del suelo y no estarían brindando información precisa acerca de las condiciones reales de *MAP*. Es por esto que se reduce el peso de los valores numéricos de climofunciones obtenidos y se infieren condiciones templadas semiáridas con una marcada estacionalidad en las precipitaciones para la sección inferior de la Formación Candeleros (Fig. 4.12).

En la sección media y superior de la Formación Candeleros, la sucesión se encontró dominada por sistemas fluviales, desde flujos fluviales no confinados intercalados con depósitos eólicos a cuerpos predominantemente canalizados. Los depósitos fluviales no confinados se asociaron a planicies de inundación con Inceptisoles vérticos y los depósitos canalizados se asociaron a planicies de inundación con Vertisoles cálcicos. Los suelos con rasgos calcícos pueden formarse en paleoambientes con relativa alta precipitación (Nordt et al., 2006), en conjunto con una alta importancia del rol de los factores de estacionalidad en el desarrollo de carbonatos pedogenéticos, lo que sugiere que los rasgos calcícos son un indicador de estacionalidad de las precipitaciones (Tabor y Myers, 2015; Raigemborn et al., 2018a). Basados en las climofunciones obtenidas, las cuales arrojaron valores promedio de *MAT* para los Inceptisoles (CN-P3a y CN-P3b) de $9,77 \pm 2,1^\circ \text{C}$ (*proxy* PWI) y $11,46 \pm 0,6^\circ \text{C}$ (*proxy* arcillosidad), y valores promedio de *MAP* para los Inceptisoles (CN-P3a y CN-P3b), Vertisoles (CN-P2) y Vertisoles cálcicos (CN-P4) de $951,04 \pm 108 \text{ mm/año}$ (*proxy* CALMAG), es posible entonces inferir condiciones templadas subhúmedas con marcada estacionalidad de las precipitaciones al tope de la sucesión (Bull, 1991; Zhang et al., 2019; Fig. 4.12).

La Formación Huincul, por su parte representa un sistema fluvial de alta sinuosidad con depósitos canalizados y de planicie de inundación con Inceptisoles típicos los cuales indican condiciones templadas subhúmedas con moderada estacionalidad de las precipitaciones (Bull, 1991; Zhang et al., 2019; Fig. 4.12), con valores promedio de *MAT* de $11,02 \pm 2,1^\circ \text{C}$ (*proxy* PWI) y $8,93 \pm 0,6^\circ \text{C}$ (*proxy* arcillosidad) y valores promedio de promedio de *MAP* de $940,35 \pm 564 \text{ mm/año}$ (*proxy* CIA-K).

Estas inferencias son ligeramente inferiores a la información paleoclimática disponible previamente para la unidad a partir de flora fósil, donde [Martínez \(2008, 2009a, 2009b\)](#) interpreta a la flora de la Formación Huincul como indicadora de un clima cálido, húmedo y estacional.

En conclusión se interpreta que las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la Formación Candeleros variaron de templadas semiáridas con estacionalidad en las precipitaciones a templadas subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones. En comparación, el clima durante la depositación de la Formación Huincul fue templada y subhúmedo con una estacionalidad moderada en la distribución de las precipitaciones ([Lizzoli et al., 2021](#)).

Tabla 4.2. Análisis de difracción de rayos X

Unidad	Pedo tipo	Horizonte o tipo de pedorrasgo	Roca total (abundancia relativa en %)					Mineralogía de las arcillas (abundancia relativa en %)			
			Q	F	Ca	An	Arc	S	I/S	I	K
FORMACIÓN HUINCUL	CN-P5	Bw	65	20			15	90	5	5	
	CN-P5	Bw	75	15			10	100			
	CN-P5	Bw	60	20			20	95		5	
	CN-P5	Bw	60	20			20	95	5		
	CN-P5	Bw	75	10			15	100			
	CN-P5	Bw	65	20			15	90	5	5	
FORMACIÓN CANDELEROS	CN-P4	Nódulo			100						
	CN-P4	Bssk	50	15			35	95	5		
	CN-P4	Costra			100						
	CN-P4	Bssk	45	15			40	100			
	CN-P2	Concreciones	4	2	94						
	CN-P2	Bss	30	15	5	20	30	80	10	10	
	CN-P2	C	40	20	5	30	5	90	5	5	
	CN-P3a	Bssg	50	10		15	25	100			
	CN-P3b	Bg	50	15	5	15	15	95	5		
	CN-P3a	Bg	45	20		10	25	100			
	CN-P3b	Ak	45	15	10	20	10	100			
	CN-P3a	Bg	40	15		10	35	100			
	CN-P3b	Bg	35	15	5	10	35	95	5		
	CN-P4	Bssk	40	20			40	95	5		
	CN-P3a	A	50	15	5	25	5	100			
	CN-P3a	Bssg1	50	10		15	25	95	5		
	CN-P3a	Rizolito		15	80		5	100			
	CN-P3a	Bssg2	45	15		10	30	100			
	CN-P3a	C	50	20	5	20	5	95	5		
	CN-P3b	AB	45	15	10	20	10	100			
	CN-P3b	Bg	35	20		15	30	100			
	CN-P3b	Bg	40	15		15	30	95	5		
	CN-P3b	C	35	15	10	20	20	100			
	CN-P2	Nódulo			100						
	CN-P2	Bss	30	15		25	35	95	2	3	
	CN-P2	Bss	35	10		25	30	95	2	3	
	CN-P1	AC	45	15	10	25	5	100			
CN-P1	Rizolito	8	11	82							

Tabla 4.2: Análisis de difracción de rayos X para pedorrasgos y horizontes de suelo de las formaciones Candeleros y Huincul en la Cuenca Neuquina. (Cuarzo (Q); Feldespatos (F); Calcita (Ca); Analcima (An); Arcillas (Arc); Esmeclita (S); Interestratificados de Illita/Esmeclita (I/S); illita (I); Caolinita (K)).

Tabla 4.3. Análisis geoquímicos de la Cuenca Neuquina

Unidad	Pedo tipo	Porcentaje molar de óxidos mayoritarios												
		SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	BaO	SrO
FORMACIÓN HUINCUL	CN-P5	1,33998	0,13216	0,02087	0,0207	0,01432	0,03496	0,04169	0,00606	0,0002	0,00013	No calculado	0,0005	0,00021
	CN-P5	1,32473	0,1328	0,0137	0,0245	0,01646	0,02979	0,0399	0,0066	No calculado	0,00025	2,9E-05	0,00044	0,00025
	CN-P5	1,33723	0,13595	0,02675	0,0268	0,01668	0,03437	0,03984	0,00748	0,0002	0,00039	1,5E-05	0,00044	0,00022
	CN-P5	1,2938	0,12476	0,02968	0,02	0,0146	0,03093	0,03933	0,00607	No calculado	0,0031	1,4E-05	0,00059	0,00028
	CN-P5	1,26813	0,14467	0,02161	0,0342	0,02519	0,03124	0,03712	0,00855	8E-05	0,00065	2,2E-05	0,00037	0,00033
	CN-P5	1,30604	0,15417	0,03224	0,0325	0,00731	0,043	0,03942	0,0087	0,0002	0,00039	2,2E-05	0,00037	0,00022
CN-P5	1,34875	0,14531	0,01433	0,0266	0,01459	0,03604	0,04073	0,00789	0,0002	0,00025	1,5E-05	0,00043	0,00021	
CN-P4	1,12379	0,17444	0,04358	0,0764	0,01866	0,06605	0,0402	0,00939	0,0012	0,00092	3,7E-05	0,0003	0,00019	
CN-P2	1,11677	0,17799	0,04768	0,0879	0,01374	0,05251	0,04664	0,00864	0,0014	0,00119	3E-05	0,00019	0,00013	
CN-P2	1,23285	0,1863	0,05548	0,1242	0,01306	0,06633	0,05113	0,00849	0,0011	0,00109	1,8E-05	0,00018	0,00013	
CN-P3	1,17695	0,18776	0,0452	0,0726	0,04327	0,07161	0,03223	0,00916	0,0011	0,00098	No calculado	0,00024	0,00047	
CN-P3	1,15958	0,18506	0,04452	0,0631	0,04557	0,08398	0,02713	0,00948	0,0011	0,00095	No calculado	0,00023	0,00046	
CN-P3	1,18254	0,19486	0,05123	0,087	0,06116	0,07038	0,03215	0,00972	0,0049	0,00104	No calculado	0,00017	0,0005	
CN-P3	1,11317	0,18242	0,03184	0,0501	0,04924	0,10233	0,02085	0,00801	0,0018	0,00103	2,2E-05	0,00029	0,00048	
CN-P3	1,09989	0,17858	0,04234	0,0733	0,05133	0,0675	0,02831	0,00908	0,0012	0,00103	2,2E-05	0,00032	0,00048	
CN-P3	1,1181	0,17517	0,04197	0,0739	0,04869	0,05679	0,0291	0,00833	0,0014	0,00117	2,2E-05	0,00022	0,00045	
CN-P3	1,05642	0,17974	0,03969	0,0277	0,12939	0,13058	0,01407	0,00975	0,0011	0,00227	3,1E-05	0,00146	0,00033	
CN-P3	1,10106	0,18138	0,04522	0,0681	0,04876	0,05294	0,03436	0,00796	0,001	0,00103	1,5E-05	0,00028	0,00039	
CN-P3	1,12162	0,17915	0,03766	0,0614	0,05352	0,06625	0,0263	0,0081	0,0008	0,00103	1,5E-05	0,00074	0,00068	
CN-P2	1,11867	0,17299	0,04959	0,0714	0,03992	0,05989	0,02591	0,00704	0,0017	0,00091	1,5E-05	0,00021	0,00033	
CN-P2	1,12568	0,177	0,03096	0,0382	0,06108	0,08978	0,02212	0,00846	0,0012	0,00076	2,2E-05	0,00028	0,00041	
CN-P3	1,1851	0,19909	0,03801	0,0772	0,08458	0,10536	0,02455	0,00987	0,0014	0,00076	No calculado	0,00026	0,00063	
CN-P3	1,22544	0,17846	0,04177	0,0685	0,04145	0,06854	0,02365	0,00762	0,0009	0,00098	No calculado	0,00024	0,00035	
CN-P3	1,16058	0,15716	0,02602	0,0302	0,06619	0,07904	0,02188	0,0077	0,0014	0,00099	1,4E-05	0,00035	0,00044	
CN-P3	1,09796	0,18217	0,04009	0,0674	0,06368	0,0616	0,02945	0,00857	0,0009	0,0009	1,5E-05	0,00034	0,00064	
CN-P3	1,13748	0,17011	0,03392	0,0493	0,04899	0,08438	0,02155	0,00773	0,0009	0,00076	7,3E-06	0,00023	0,00034	
CN-P3	1,09949	0,17584	0,0438	0,0557	0,03806	0,08177	0,02638	0,00822	0,0013	0,00101	1,4E-05	0,00029	0,0003	
CN-P3	1,10721	0,17645	0,04065	0,057	0,04316	0,08332	0,02321	0,00782	0,0022	0,00077	7,3E-06	0,00034	0,00031	
CN-P2	1,20969	0,19257	0,04154	0,0879	0,04056	0,07135	0,03629	0,00779	0,0013	0,00263	No calculado	0,00025	0,00037	
CN-P2	1,12075	0,18652	0,04297	0,0865	0,04114	0,06103	0,03419	0,00747	0,0014	0,00162	2,3E-05	0,00023	0,00025	

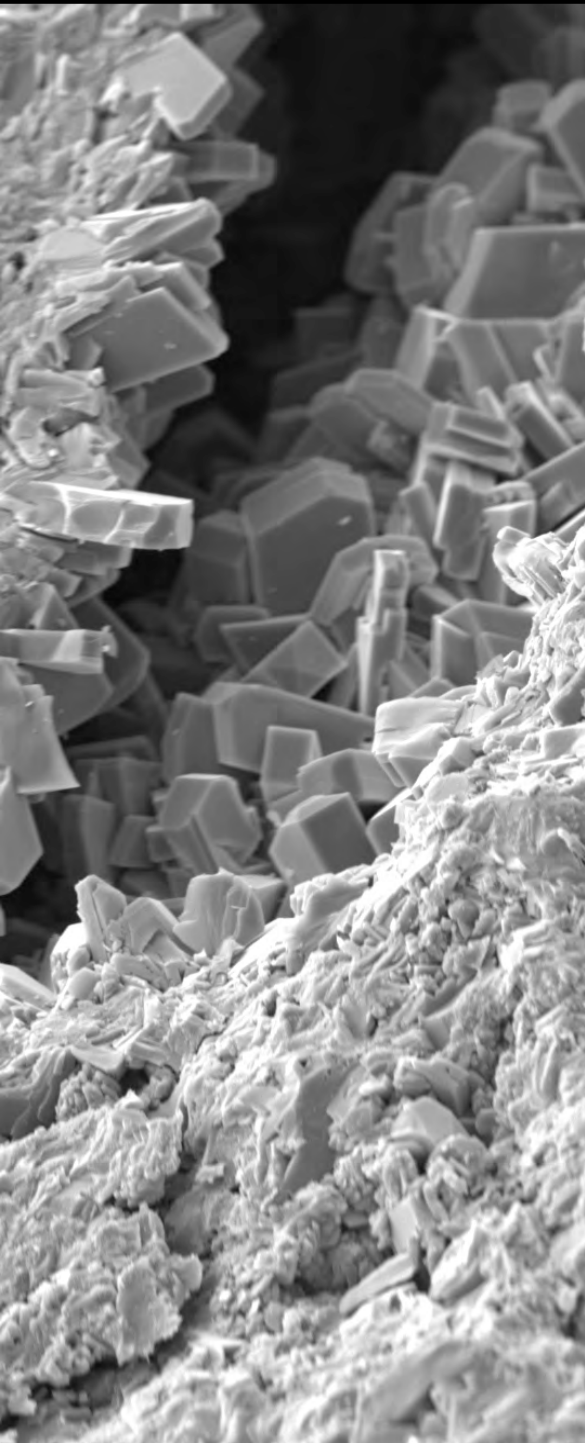
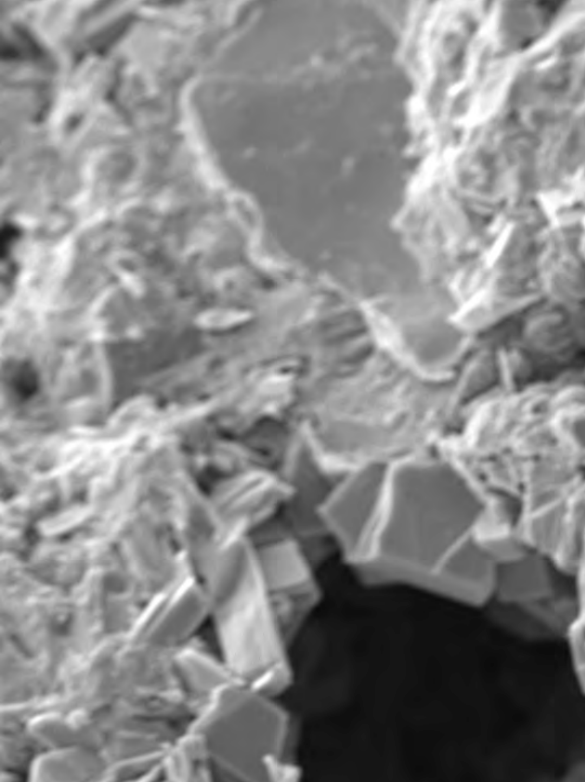
Unidad	Pedo Horiz tipo	Relaciones moleculares							Climofunciones				
		Al/Bases	Al/Si	CIA-K (%)	PWI (%)	Ti/Al	CALMAG (%)	Ba/Sr	PWI	Al/Si	CIA-K	CALMAG	
FORMACIÓN HUINCUL	CN-P5	Bw	0,8452	0,099	72,84	44,16	0,0458	79,04	2,3699	11,01	8,620	928,05	
	CN-P5	Bw	0,8335	0,1	74,17	42,06	0,0497	76,41	1,721	11,14	8,696	952,68	
	CN-P5	Bw	0,8659	0,102	72,70	44,38	0,0550	75,75	2,0314	11,00	8,762	925,57	
	CN-P5	Bw	0,8408	0,096	73,26	41,10	0,0486	78,27	2,1066	11,21	8,516	935,84	
	CN-P5	Bw	0,8829	0,114	71,94	44,52	0,0591	70,90	1,1285	10,99	9,345	911,77	
	CN-P5	Bw	0,7928	0,118	75,39	46,79	0,0564	79,48	1,6928	10,85	9,531	975,96	
CN-P5	Bw	0,8117	0,108	74,16	45,11	0,0543	77,91	2,0314	10,95	9,047	952,57		
CN-P4	Bssk	1,1542	0,155	67,31	66,53	0,0539	64,72	1,633	9,89	11,276		1032,70	
CN-P2	Bss	1,1278	0,159	72,87	65,29	0,0485	63,66	1,4107	9,94	11,471		1008,71	
CN-P2	Bss	1,3671	0,151	70,12	79,48	0,0456	57,58	1,3542	9,40	11,083		870,75	
CN-P3	Bg	1,1701	0,16	62,04	68,85	0,0488	61,84	0,5078	9,79	11,478		967,40	
CN-P3	Bg	1,1875	0,16	58,82	70,11	0,0512	63,01	0,5078	9,74	11,481		993,87	
CN-P3	Bg	1,2865	0,165	59,70	74,35	0,0499	56,81	0,3386	9,58	11,725		853,17	
CN-P3	Bg	1,2199	0,164	54,62	72,94	0,0439	64,74	0,6002	9,64	11,682		1033,17	
CN-P3	Bg	1,2345	0,162	60,04	66,73	0,0508	58,89	0,6621	9,88	11,611		900,45	
CN-P3	Bg	1,1901	0,157	62,42	62,22	0,0476	58,83	0,4955	10,07	11,344		899,16	
CN-P3	C	1,6787	0,17	40,88	93,76	0,0543	53,36	4,483					
CN-P3	BssG	1,1256	0,165	64,07	62,57	0,0439	60,82	0,7335	10,06	11,723		944,16	
CN-P3	AB	1,1583	0,16	59,93	63,57	0,0452	60,91	1,0963					
CN-P2	Bss	1,1396	0,155	63,41	59,55	0,0407	60,84	0,6545	10,19	11,249		944,70	
CN-P2	Bss	1,1932	0,157	53,99	68,83	0,0478	64,06	0,6949					
CN-P3	Bg	1,4652	0,168	51,18	88,01	0,0496	55,17	0,4063	9,12	11,876		815,91	
CN-P3	Bg	1,1328	0,146	61,87	61,76	0,0427	61,87	0,6771	10,09	10,826		968,07	
CN-P3	C	1,2557	0,135	51,97	63,91	0,0490	61,97	0,8061					
CN-P3	Bg	1,2193	0,166	59,25	66,43	0,0471	58,15	0,5279	9,89	11,778		883,74	
CN-P3	Bg	1,2003	0,15	56,05	65,60	0,0455	63,39	0,6771	9,93	11,010		1002,52	
CN-P3	Bssg	1,1479	0,16	59,47	65,99	0,0467	65,23	0,9673	9,91	11,497		1044,38	
CN-P3	Bssg	1,1713	0,159	58,25	66,16	0,0443	63,79	1,074	9,90	11,471		1011,68	
CN-P2	Bss	1,2263	0,159	63,24	72,99	0,0405	59,98	0,6771	9,63	11,462		925,09	
CN-P2	Bss	1,195	0,166	64,61	67,37	0,0401	59,36	0,9233	9,85	11,802		911,13	

Tabla 4.3: Detalle datos obtenidos a partir de la geoquímica de horizontes de suelo de la Cuenca Neuquina. Ver referencias en el texto.

Tabla 4.4. Análisis MEB y EDS de la Cuenca Neuquina

Unidad	Pedo tipo	Pedorasgo /Horizonte	Mineral	Morfología	Tamaños	Composición bajo EDS	Referencias
FORMACIÓN CANDELEROS	CN-P1	Masa basal Horizonte AC	Feldespat o potásico	Granos equantes. Frescos a bajo grado de alteración	100–200 μm	Pico alto de Si, O y Al; Picos bajos de Fe, Na y K.	Fig. 4.3g-h
			Analcima	Subesféricas	50–150 μm	Picos de Si, O, Al y Na	Fig. 4.3i-j
	CN-P3	Rizolito en horizonte AB	Calcita	Cristales de calcita cubicos, euhedrales	5–20 μm	Pico alto de Ca	Fig. 4.7a-b
			Esmectita	<i>Cornflake</i> o copos de maíz	3–5 μm	Pico alto de Si y O; pico moderado de Al; Picos bajos de K, Mg, Fe y Na	Fig. 4.7a-b
			Óxidos de Fe	Subesféricas	2–6 μm	Pico alto de Fe	Fig. 4.7a-b
	CN-P4	Costra carbonática en horizonte Bssk Nódulo carbonático o en horizonte Bssk	Calcita	Cristales de calcita euhedrales, desde esparita en el centro del poro a micrita en el borde del poro	Variable. Desde 250–300 μm a micrita	Pico alto de Ca	Fig. 4.9f
			Calcita	Cristales eudrales de calcita intercrecidos con esmectita	>5 μm	Pico alto de Ca	Fig. 4.9g-h
			Esmectita	<i>Cornflake</i> o copos de maíz intercrecida con cristales de calcita	2–6 μm	Pico alto de Si y O; pico moderado de Al; Picos bajos de Mg, K y Na	Fig. 4.9g-h

Tabla 4.4: Análisis MEB y EDS para pedorasgos y horizontes de suelo de la Formación Candeleros en la Cuenca Neuquina.

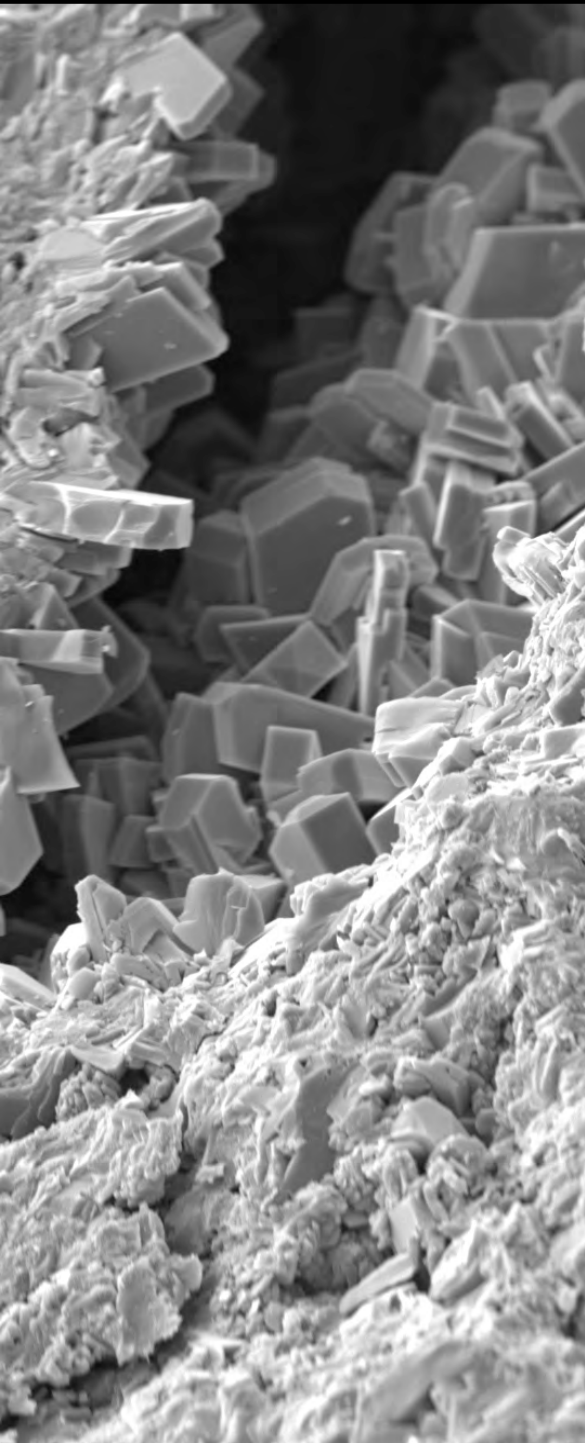
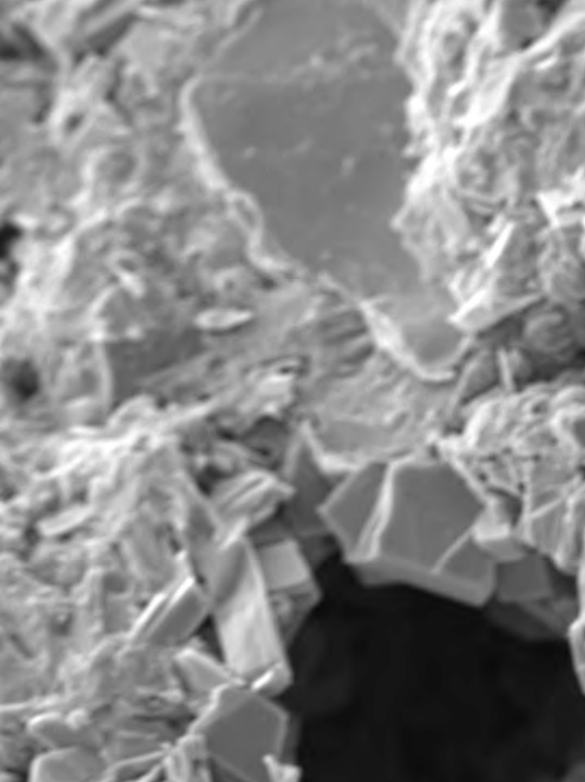


05

CUENCA SOMUNCURÁ- CAÑADÓN ASFALTO

INTRODUCCIÓN	<i>98</i>
5.1. SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN CERRO BARCINO	<i>98</i>
5.1.1. Asociación de facies 1 (AF1) – Depósitos piroclásticos de caída	<i>98</i>
5.1.2. Asociación de facies 2 (AF2) – Depósitos de flujo de detritos no canalizados gravosos	<i>104</i>
5.1.3. Asociación de facies 3 (AF3) – Depósitos canalizados gravosos	<i>105</i>
5.1.4. Asociación de facies 4 (AF4) – Depósitos canalizados arenosos	<i>105</i>
5.1.5. Asociación de facies 5 (AF5) – Depósitos en manto no confinados	<i>106</i>
5.1.6. Asociación de facies 6 (AF6) – Depósitos finos con pedogénesis	<i>107</i>
5.2. PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN CERRO BARCINO	<i>107</i>
5.2.1. Pedotipo CCA-1 (CCA-P1) – Inceptisoles del Miembro Puesto La Paloma	<i>108</i>
5.2.2. Pedotipo CCA-2 (CCA-P2) – Vertisoles del Miembro Puesto La Paloma	<i>110</i>
5.2.3. Pedotipo CCA-3 (CCA-P3) – Inceptisoles cálcicos del Miembro Puesto La Paloma	<i>112</i>
5.2.4. Pedotipo CCA-4 (CCA-P4) – Inceptisoles cálcicos del Miembro Cerro Castaño	<i>114</i>





05

CUENCA SOMUNCURÁ- CAÑADÓN ASFALTO

5.2.5. Pedotipo CCA-5 (CCA-P5) – Entisoles del Miembro Las Plumas 116

5.3. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN 118

5.3.1. Pedotipo CCA-1 (CCA-P1) – Inceptisoles del Miembro 118

5.3.2. Pedotipo CCA-2 (CCA-P2) – Vertisoles del Miembro

Puesto La Paloma 119

5.3.3. Pedotipo CCA-3 (CCA-P3) – Inceptisoles cálcicos del Miembro

Puesto La Paloma 120

5.3.4. Pedotipo CCA-4 (CCA-P4) – Inceptisoles cálcicos del Miembro

Cerro Castaño 121

5.3.5. Pedotipo CCA-5 (CCA-P5) – Entisoles del Miembro Las Plumas 121

5.4. SEDIMENTOLOGÍA Y PEDOGÉNESIS DE LA FORMACIÓN CERRO BARCINO 122

5.5. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO 125

5.5.1. Material parental 125

5.5.2. Topografía 126

5.5.3. Tiempo 126

5.5.4. Organismos 127

5.5.5. Clima 127



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analizarán los paleosuelos de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Como se mencionó en el capítulo 2, estos paleosuelos corresponden a los Miembros Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas de la Formación Cerro Barcino, descriptos entre las localidades de Las Plumas y Paso de Indios, en los alrededores de la Ruta Provincial Número 25 (provincia de Chubut; Fig. 3.2). Allí se realizó el relevamiento de todos los miembros de la unidad y como resultado se obtuvo un perfil sedimentológico-paleopedológico integrado de detalle (Fig. 5.1). El perfil integrado presenta su contacto inferior con la Formación Los Adobes.

Al no contar con estudios sedimentológicos previos de las zonas donde se realizó el relevamiento de los datos, se procedió en primera instancia a realizar una caracterización sedimentológica de la unidad de estudio, a partir de un análisis de facies y de asociaciones de facies, para luego poder hacer una interpretación paleoambiental de cada uno de los miembros a estudiar y obtener así el contexto sedimentario bajo el cual se desarrollaron los paleosuelos, objeto de estudio de la presente tesis.

5.1. SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN CERRO BARCINO

Para realizar una caracterización sedimentológica de la Formación Cerro Barcino se realizó una descripción de las facies presentes en la unidad. Se pudieron definir un total de 9 facies sedimentarias, las cuales se encuentran detalladas en la tabla 5.1 (Tabla 5.1). A continuación se describirán las asociaciones de facies (AFs) que caracterizan a toda la unidad correspondientes a los Miembros Puesto La Paloma (Figura 5.2a-f), Cerro Castaño (Figura 5.3a-e) y Las Plumas (Figura 5.4a-g). El contacto entre los Miembros Puesto La Paloma y Cerro Castaño es concordante, horizontal y neto (Figura 5.2.a) al igual que lo es el contacto entre los Miembros Cerro Castaño y Las Plumas (Figura 5.3a).

5.1.1. Asociación de facies 1 (AF1): depósitos piroclásticos de caída

Descripción: La AF1 está compuesta principalmente por tobas vítreas bien seleccionadas de grano fino y sin estructura o macizas (facies Tm), conformando cuerpos tabulares. Los cuerpos individuales presentan bases netas, no erosivas, con alrededor de 0,40 m de espesor y

Figura 5.1. Perfil sedimentológico-paleopedológico

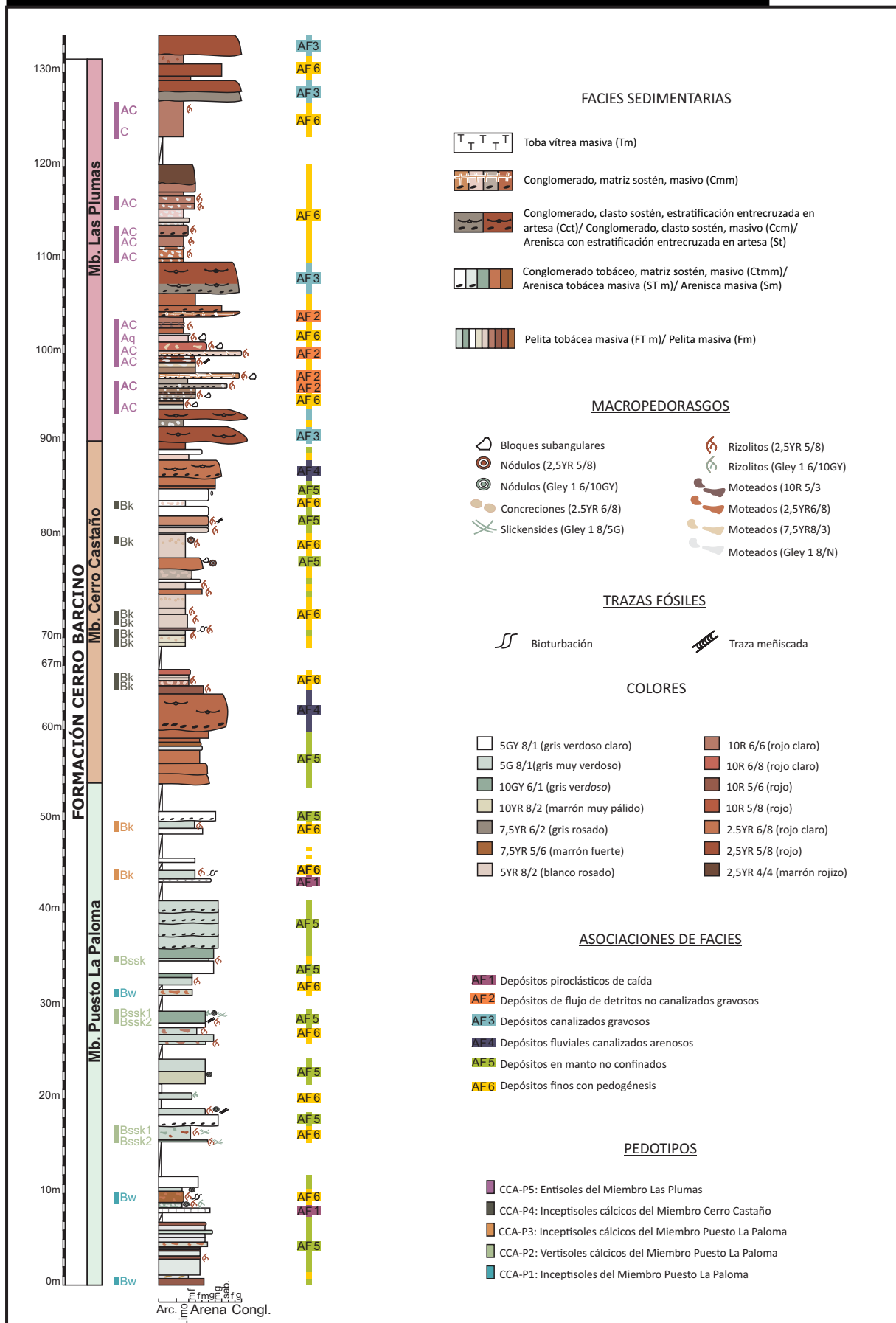


Figura 5.1: Sección esquemática integrada mostrando la distribución vertical de las asociaciones de facies sedimentarias y de los paleosuelos de la Formación Cerro Barcino. Para ver la ubicación del perfil ver Fig. 3.2.

Tabla 5.1. Facies de la Formación Cerro Barcino

Código de facies	Litología	Estructura sedimentaria	Pedorasgos asociados	Interpretación
Tm	Toba vítrea de grano fino, bien seleccionada	Masivo	-	Caída de ceniza subaérea
Ctmm	Conglomerado tobáceo fino, matriz sostén, mal seleccionado	Masivo	-	Lecho de canal fluvial (depósitos de lag)
Cmm	Conglomerado, matriz sostén, pobremente seleccionado	Masivo	-	Lecho de canal fluvial (depósitos de lag)
Cct	Conglomerado, clasto sostén, con clastos de hasta 5cm, redondeados, moderada seleccionada	Estratificación entrecruzada en artesa	-	Migración de megaóndulas 3D dentro de canales fluviales
Ccm	Conglomerado, clasto sostén, moderada selección	Masivo	-	Flujo de detritos con alta participación de clastos
ST m	Arenisca tobácea, grano muy fino a fino, bien seleccionada	Masivo	En ocasiones, rizolitos, <i>slickensides</i> , nódulos, moteados, bioturbación	Flujo piroclástico retrabajado por corrientes fluviales. En ocasiones, Posterior exposición subaérea y pedogénesis
St	Arenisca muy fina gruesa	Estratificación entrecruzada en artesa	En ocasiones, rizolitos al tope	Migración de dunas 3D dentro de canales fluviales. En ocasiones, posterior exposición subaérea y pedogénesis.
FT m	Pelita tobácea	Masivo	En ocasiones, estructura en bloques, moteados, rizolitos, <i>slickensides</i> , nódulos, bioturbación, trazas meñiscadas	Decantación de sedimento suspendido en sectores encharcados. En ocasiones, posterior exposición subaérea y pedogénesis
Fm	Pelita	Masivo	En ocasiones, estructuras pedogenéticas, <i>slickensides</i> , rizolitos, rasgos carbonáticos, moteados gley, entre otros	Decantación de sedimento suspendido en sectores encharcados. En ocasiones, posterior exposición subaérea y pedogénesis

Tabla 5.1: Facies de la Formación Cerro Barcino.

Figura 5.2. Sedimentología Mb. Puesto La Paloma

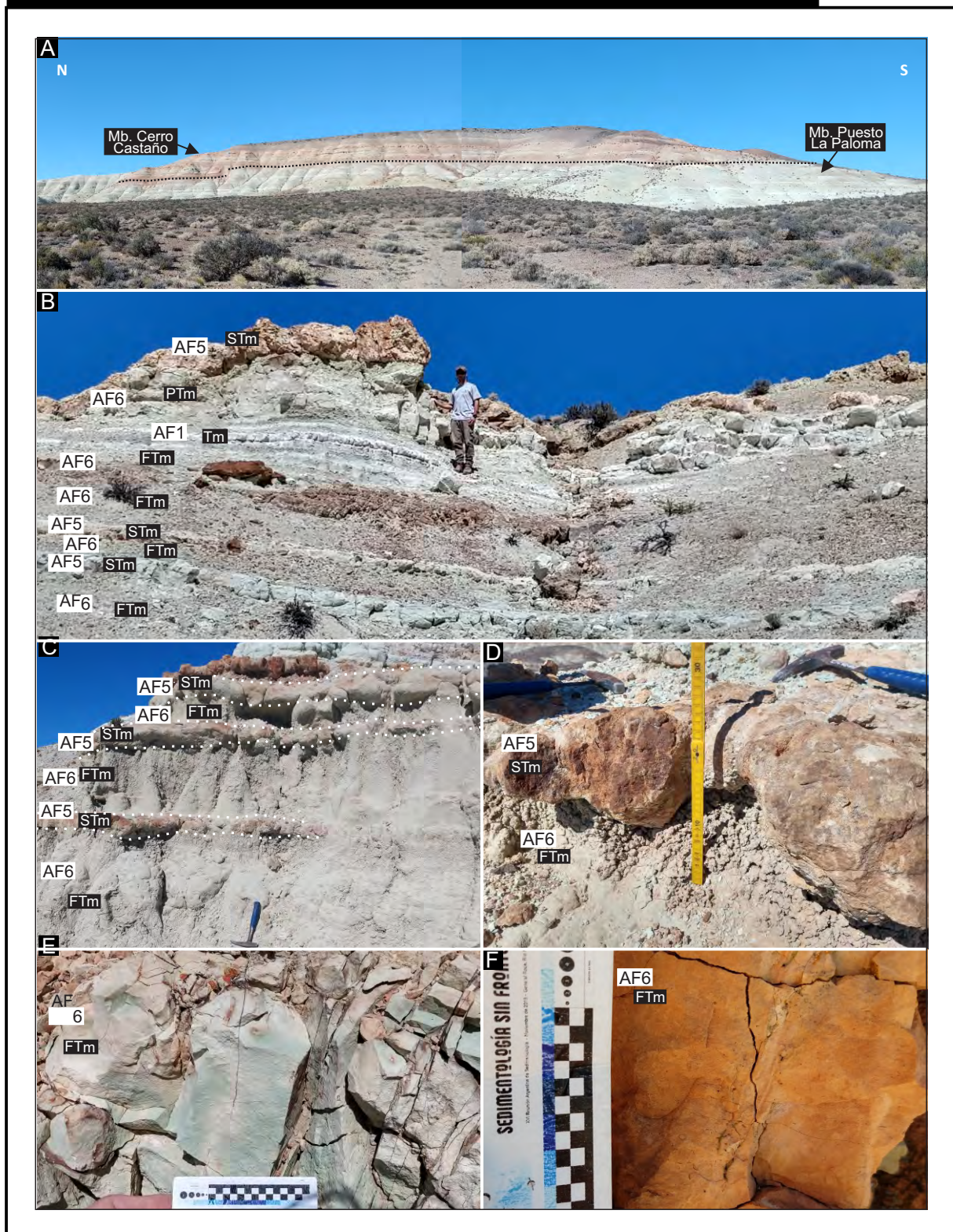


Figura 5.2: Sedimentología del Miembro Puesto La Paloma. a: Vista general de los afloramientos del Miembro Puesto La Paloma (abajo) y del Miembro Cerro Castaño (arriba). b: Afloramientos del Miembro Puesto La Paloma, donde se observa el apilamiento de las diferentes asociaciones de facies. c: Detalle del apilamiento de las asociaciones de facies 5 y 6. d: Detalle del contacto entre facies STm (por arriba) y FTm (por abajo). e: Detalle de moteados en la facies FTm. f: Detalle de nivel con pedogénesis de la facies FTm.

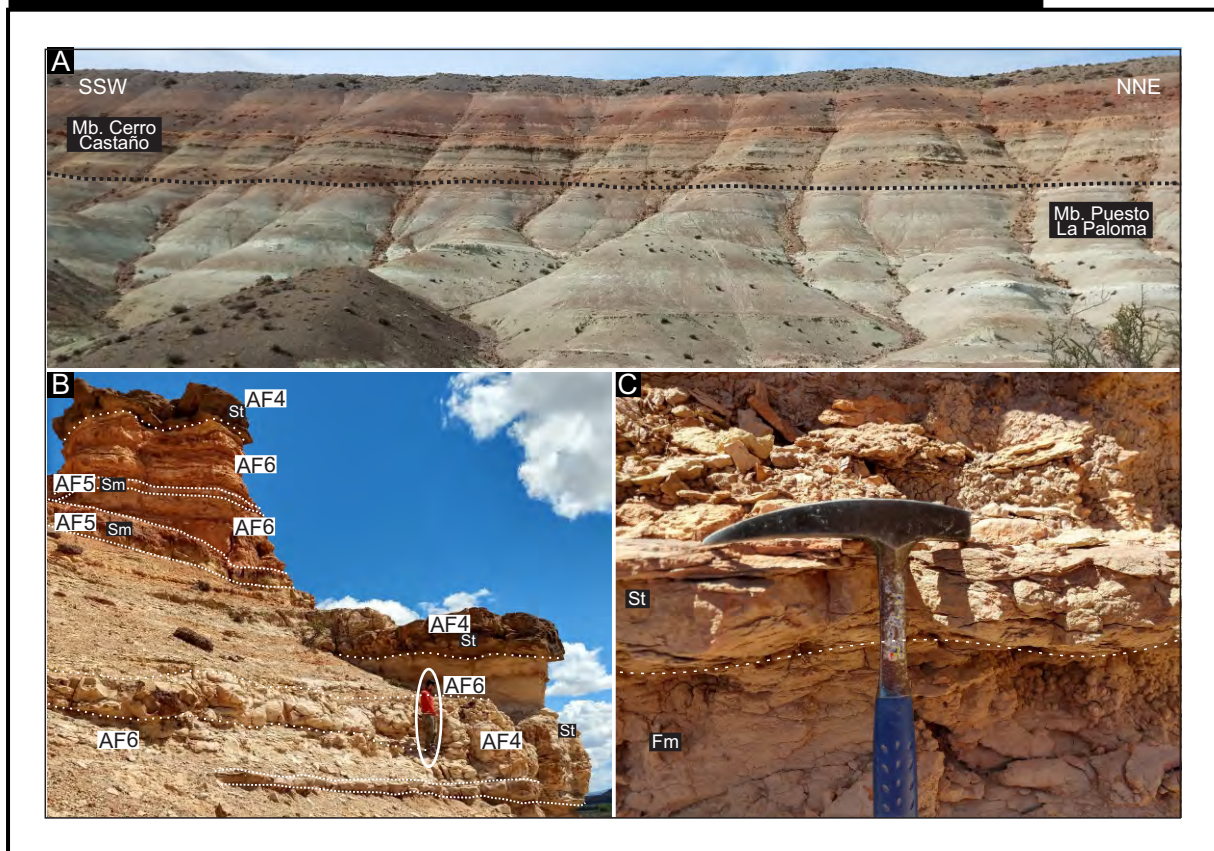
Figura 5.3. Sedimentología Mb. Cerro Castaño

Figura 5.3: Sedimentología del Miembro Cerro Castaño. A: Vista general de los afloramientos del Miembro Cerro Castaño. Se puede observar el contacto inferior con el Miembro Puesto La Paloma en la localidad Estancia Tarchi. B: Vista de los afloramientos en la localidad Estancia La Gauchesca. Intercalación de los depósitos canalizados arenosos (AF4) con los depósitos en manto no confinados (AF5) y los depósitos finos con pedogénesis (AF6). Persona de escala. C:Detalle del contacto inferior de la facies St de la AF4 por sobre depósitos pedogenizados de la facies Fm de la AF6. Piqueta de escala.

Figura 5.4. Sedimentología Mb. Las Plumas

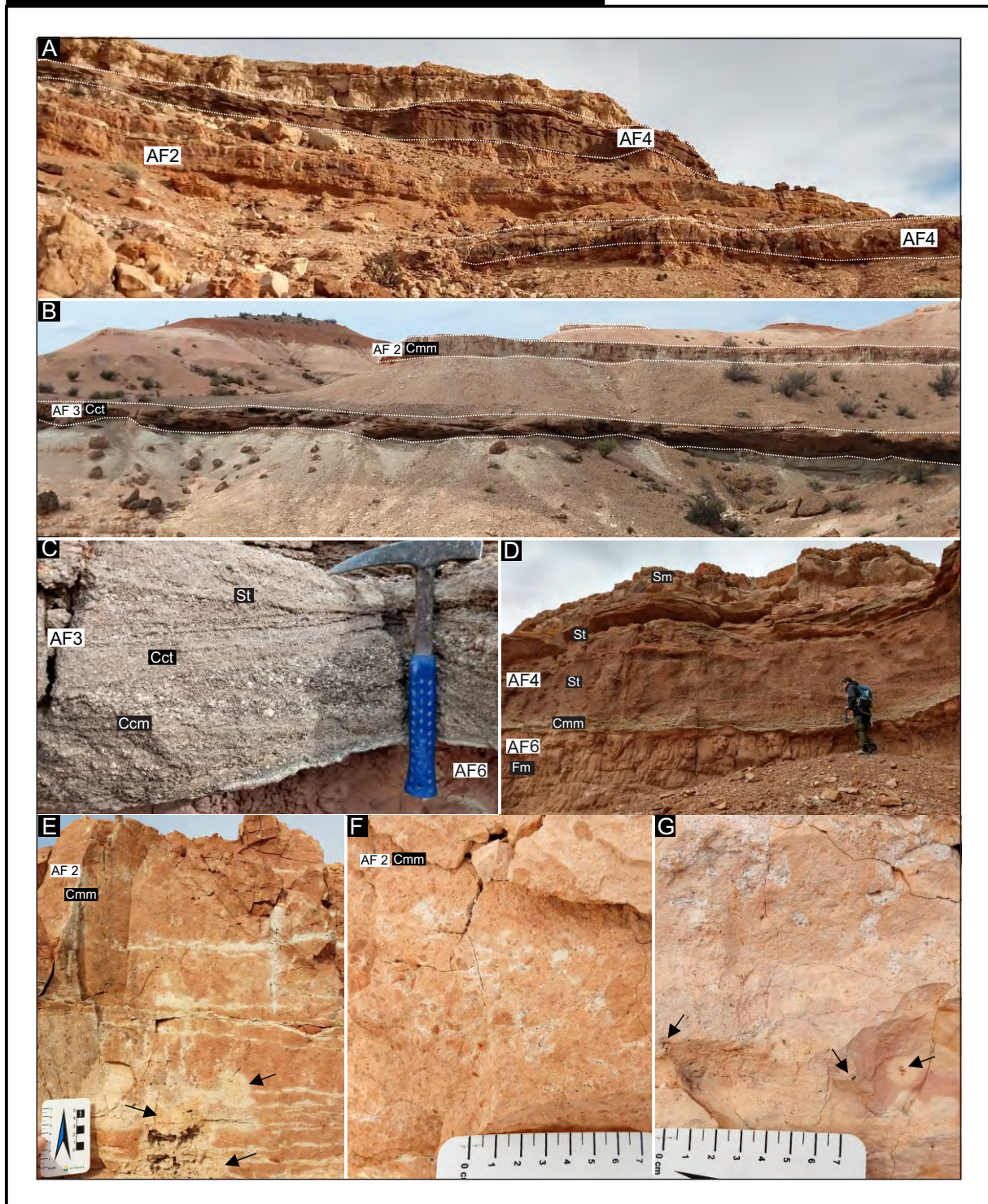


Figura 5.4: Sedimentología del Miembro Las Plumas. A-B: Vista general de los afloramientos. C:Detalle asociación de facies 3. D: Detalle asociación de facies 4. E: Intraclastos pelíticos de hasta 5 cm de diámetro en la base del cuerpo (flechas negras). F: Distribución caótica de los clastos dentro de la facies Cmm. G: Detalle de los pedregos presentes en la unidad. Las flechas negras indican rizolitos blancos silicificados.

más de 20 m de continuidad lateral, generando una estratificación en manto (Fig. 5.2b). En sección delgada, las tobas están dominadas por vitroclastos, dentro de los cuales se incluyen trizas vítreas y fragmentos pumíceos, con escasa participación de cristaloclastos (cuarzo, plagioclasas y feldespatos potásicos) y litoclastos (principalmente de origen volcánico). Las muestras se clasifican como tobas vítreas (Schmid, 1981). Estos depósitos fueron registrados únicamente en el Miembro. Puesto La Paloma.

Interpretación: Estos depósitos tabulares, con estratificación en manto, sin evidencias de erosión en las bases y la estructura masiva son características atribuibles a depósitos de caída de ceniza (Cas y Wright, 1987). Las tobas vítreas sin estructura o macizas (facies Tm) indican erupción volcánica con intensidad relativamente uniforme e indican la caída de ceniza subaéreas.

5.1.2. Asociación de facies 2 (AF2): Depósitos de flujo de detritos no canalizados gravosos

Descripción: La AF2 consiste de cuerpos conglomerádicos tabulares, con espesores entre 0,40 a 0,70 m y decenas de metros de continuidad lateral. Se compone de conglomerados matriz sostén, pobremente seleccionados, con clastos subredondeados a subangulosos, de hasta 1,5 cm de diámetro y sin estructura o macizos (facies Cmm). Los cuerpos presentan bases irregulares y techos relativamente planos. En las bases es común la presencia de intraclastos de composición pelítica de hasta 5 cm de diámetro (Fig. 5.4e). Cabe destacar que se distinguen dos tipos, uno donde los clastos presentan una disposición caótica (Fig. 5.4f) y otro con un arreglo granocreciente de los mismos. Estos niveles se encuentran cementados por sílice. Los depósitos de la AF2 comúnmente se encuentran pedogenizados conformando horizontes AC. Los mismos presentan colores rojizo claro (10R 6/8) a rosados (10R 8/4) con moteados rosados (5YR 7/4) y gris verdoso claro (Gley 1 10Y 8/1) y como pedorrasgos presentan rizolitos blancos silicificados (Fig. 5.4g). Esta AF se encuentra asociada a depósitos canalizados gravosos (AF3) y a los depósitos finos con pedogénesis (AF6) y fueron registrados únicamente en el Miembro. Las Plumas.

Interpretación: Estos depósitos conglomerádicos tabulares y sin estructura o macizos son interpretados como la depositación abrupta a partir de flujo de detritos no canalizados gravosos (Miall, 1996; Bridge, 2003; Bucher et al., 2021). La distribución caótica de los clastos indica que se trata de un flujo de detritos de tipo cohesivo (Bridge, 2003). La presencia de

bases irregulares e intraclastos pelíticos en la base, junto con un arreglo granocreciente indican la depositación a partir de corrientes hiperconcentradas más diluidas, y ligeramente erosivas (Smith, 1986). Los rasgos pedogenéticos indican el desarrollo de suelos, sugiriendo momentos de depositación nula o reducida luego de episodios de sedimentación episódica (Retallack, 2001). La presencia de flujos de detritos gravosos y no canalizados asociados a su vez a depósitos canalizados gravosos (AF3) y a depósitos finos con pedogénesis (AF6; ver más adelante) sugieren la acumulación dentro de un ambiente de abanico aluvial, posiblemente en la parte proximal del mismo (Nemec y Steel, 1984; Blair y McPherson, 1994; Galloway y Hobday, 1996; Villegas et al., 2017, 2019; Bucher et al., 2021).

5.1.3. Asociación de facies 3 (AF3): depósitos canalizados gravosos

Descripción: La AF3 está constituida por conglomerados clasto sostén, pobre a moderadamente seleccionados, sin estructura o macizos (facies Ccm) y con estratificación entrecruzada en artesa (facies Cct), y areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada en artesa (facies St) (Fig. 5.4b-c). Estas facies se disponen en cuerpos con geometría canalizada, con bases irregulares a ligeramente cóncavas. El espesor de estos cuerpos es de hasta 4 m y decenas de metros de extensión lateral, con geometría tipo *narrow ribbons* (con una relación ancho/espesor (W/T) menor a 5). Esta AF se encuentra en general intercalada con depósitos finos con pedogénesis (AF6) y con depósitos de flujo de detritos no canalizados gravosos (AF2) y es exclusiva del Miembro Las Plumas.

Interpretación: Estos cuerpos gravosos con geometría *narrow ribbon* (Gibling, 2006) sugieren la depositación por flujos diluidos unidireccionales dentro de canales fluviales (Miall, 1996; Bridge, 2003). La presencia de estructuras estratificadas en artesa indica la migración de formas de lecho de dunas tridimensionales (Miall, 1996; Bridge, 2003). Estos cuerpos son interpretados como canales fluviales permanentes y barras gravosas dentro de un ambiente de abanico aluvial, posiblemente en la parte proximal a media del abanico (Blair and McPherson 1994; Villegas et al., 2017, 2019; Bucher et al., 2021).

5.1.4. Asociación de facies 4 (AF4): depósitos canalizados arenosos

Descripción: La AF4 está caracterizada por conglomerados matriz sostén pobremente seleccionados sin estructura o macizos (Cmm) en la base, seguidos por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) y sin estructura o macizas (Sm) hacia el tope (Fig.

5.3a-b y Fig. 5.4d). Las bases son irregulares y erosivas con techos planos. Se presentan como cuerpos canalizados (entre 20 y 25 m de ancho y hasta 5 a 6 m de espesor) tipo *narrow ribbons* (con una relación ancho/espesor (W/T) menor a 5). Estos depósitos fueron registrados en el Miembro Cerro Castaño (Fig. 5.3b) y en el Miembro Las Plumas.

Interpretación: La geometría de los cuerpos, la naturaleza de las bases erosivas y la presencia de conglomerados en las bases son indicadores de depósitos de relleno de canal (Gibling, 2006). Los conglomerados sin estructura o macizos en la base son interpretados como depósitos de *lags* fluviales. La depositación ocurrió principalmente por flujos diluidos por migración de dunas tridimensionales (facies St) así como por flujos más concentrados donde no se generaron o preservaron formas de lecho (facies Sm). La estratificación entrecruzada en artesa es evidencia de depositación de flujos como dunas tridimensionales (e.g. Fisher et al., 2007). Se interpretan como canales fluviales de relativa alta sinuosidad, posiblemente asociados a sistemas fluviales meandrosos. Los cuerpos representan canales fluviales perennes dado la ausencia de exposición subaérea (Umazano et al., 2017).

5.1.5. Asociación de facies 5 (AF5): depósitos en manto no confinados

Descripción: La AF5 consiste en cuerpos tabulares con conglomerados tobáceos finos matriz sostén sin estructura o macizos (CTmm) en la base y areniscas tobáceas masivas (STm) areniscas masivas (Sm) (Fig. 5.2b-d). Como rasgos pedogenéticos es común la presencia de rizolitos y rasgos de bioturbación al tope de los cuerpos. Los cuerpos individuales presentan bases irregulares, cuya geometría tabular es en tipo manto (*sheet-like*) por sus dimensiones (0,20 a 1 m de espesor y continuidad lateral de más de 20 m) (Fig. 5.2d). Es común que estos cuerpos se presenten apilados formando paquetes de hasta 5 m de espesor. Estos depósitos se encuentran principalmente en el Miembro Puesto La Paloma y en forma subordinada en el Miembro Cerro Castaño (Fig. 5.3b).

Interpretación: La presencia de areniscas, mayormente tobáceas, dispuestas en cuerpos tabulares de gran continuidad lateral, y con bases suavemente erosivas sugiere procesos de movilización hídrica de depósitos piroclásticos mediante flujos no confinados (Umazano et al., 2008) y se interpretan como depositados por flujos no confinados tipo *sheet-flood* (North and Davidson, 2012). Las bases irregulares permiten caracterizar al flujo como turbulento y ligeramente erosivo. La composición tobácea de las facies indican una génesis a partir de la removilización de depósitos piroclásticos (Umazano et al., 2017). Las corrientes fueron generalmente diluidas y, con menor frecuencia, flujos de detritos. La presencia de rasgos

pedogenéticos indican evidencia de exposición subaérea y desarrollo de suelos (e.g. [Retallack, 2001](#); [Raigemborn et al., 2018b](#); [Varela et al., 2019](#); [Soares et al., 2020](#)).

5.1.6. Asociación de facies 6 (AF6): depósitos finos con pedogénesis

Descripción: La AF4 consiste de pelitas tobáceas masivas (facies FTm), pelitas masivas (facies Fm) y areniscas muy finas a finas masivas (facies Sm) ([Fig. 5.2b-f](#)). Se presentan como cuerpos tabulares, de bases planas, no erosivas, con espesores entre 0,20 y 0,80 m y más de 20 m de extensión lateral. Es muy común la presencia de rasgos pedogenéticos conformando perfiles de suelo ([Fig. 5.2e](#)). Estos depósitos se encuentran ampliamente distribuidos en todos los miembros de la Formación Cerro Barcino. En cada unidad la composición y tipo de pedorrasgos es distintiva y puede ser utilizada para diferenciar los tres miembros. En el Miembro Puesto La Paloma estos depósitos están dominados por pelitas tobáceas con colores gley verdosos ([Fig. 5.2e](#)); en el Miembro Cerro Castaño dominan las pelitas silicoclásticas con subordinada composición tobácea y dominan los colores rojizos y marrones ([Fig. 5.3b-c](#)); mientras que en el Miembro Las Plumas dominan las composiciones silicoclásticas con colores rojizos ([Fig. 5.4g](#)). En la sección 5.3 se describen en detalle los paleosuelos de cada uno de los miembros.

Interpretación: Las características de estos depósitos permiten interpretarlos como depósitos finos con desarrollo de paleosuelos. Las texturas de grano fino y la extensión lateral sugieren la depositación a partir de flujos no confinados de baja energía ([Basilici et al., 2016](#); [Soares et al., 2020](#)). Los rasgos pedogenéticos son evidencia repetida de exposición subaérea y desarrollo de paleosuelos (e.g. [Retallack, 2001](#); [Varela et al., 2018](#)). En el Miembro Puesto La Paloma esta AF se encuentra asociada a depósitos en manto no confinados (AF5) y se la interpreta como depósitos de desbordamiento dentro de un ambiente aluvial distal ([Fig. 5.2b-c](#)). En el Miembro Cerro Castaño esta AF se encuentra asociada a los depósitos canalizados arenosos (AF4) y se la interpreta como depósitos de desbordamiento dentro de un subambiente de planicie de inundación. En el Miembro Las Plumas, esta AF se encuentra asociada a los depósitos de flujo de detritos no canalizados gravosos (AF1) y a los depósitos canalizados gravosos (AF3) y se la interpreta como depósitos de desbordamiento dentro de un ambiente de abanico aluvial, posiblemente vinculado a pausas en la sedimentación.

5.2. PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN CERRO BARCINO

5.2.1. Pedotipo CCA-1 (CCA-P1) – Paleosuelos tipo Inceptisoles o Protosoles del Miembro Puesto La Paloma

Este pedotipo se encuentra dentro de los depósitos finos con pedogénesis (AF6) en la planicie de inundación del Miembro Puesto La Paloma (Fig. 5.5a-g). Se encuentra muy poco representado y el perfil representativo está compuesto por horizontes de tipo Bw conformando cornisas, producto de la erosión diferencial (Fig. 5.5a-b). Estos horizontes presentan un espesor promedio de 0,80 m de espesor, con una matriz compuesta por limos y areniscas muy finas, de coloración 7.5YR 6/6 (amarillo rojizo). El horizonte Bw presenta abundantes rizolitos, en algunos casos se preserva un núcleo color negro y moteados anaranjados (Fig. 5.5c). No fue posible identificar estructuras pedogenéticas ni otros pedorrasgos a esta escala de observación.

A microescala, presentan un esqueleto compuesto por granos de cuarzo, con texturas desde arena muy fina a mediana, feldespatos (plagioclasas más abundantes que feldespatos potásicos), con grado de alteración 1. También se observan abundantes trizas vítreas con grado de alteración 3. En menor medida se preservan clastos de micas y líticos volcánicos muy alterados (grado 3–4) (Stoops, 2003). La fracción fina se presenta moteada entre colores anaranjados a rojizos. La relación gruesos/finos (límite $g/f = 5 \mu m$) varía entre 2 y 5% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírica abierta. Los vacíos son abundantes y se caracterizan por cavidades y cámaras principalmente. La microestructura es masiva y la fábrica-b es punteada. Como pedorrasgos se observan revestimientos y rellenos. Los revestimientos, típicos, de coloración rojiza, compuestos por Fe (Fig. 5.5e-f). Los rellenos son sueltos continuos y discontinuos compuestos por ceolitas (Fig. 5.5f).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bw permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 5.5d; Tabla 5.2). La fracción menor a 2 mm de roca total se encuentra compuesta principalmente por cuarzo en proporción muy abundante (45–70%), feldespatos en proporción escasa (5–10%), clinoptilolita en proporción escasa (10–15%), analcima en proporción muy escasa (5–10%) y arcillas en proporción escasa (5–20%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por illita (90%) acompañada por esmectita (5%) y caolinita (5%).

Bajo microscopio electrónico de barrido, se pudo observar la morfología de las ceolitas presentes en los poros conformando revestimientos y rellenos. Las mismas se presentan como

Figura 5.5. Pedotipo CCA-1 (CCA-P1) – Paleosuelos tipo Inceptisoles o Protosoles del Miembro Puesto La Paloma

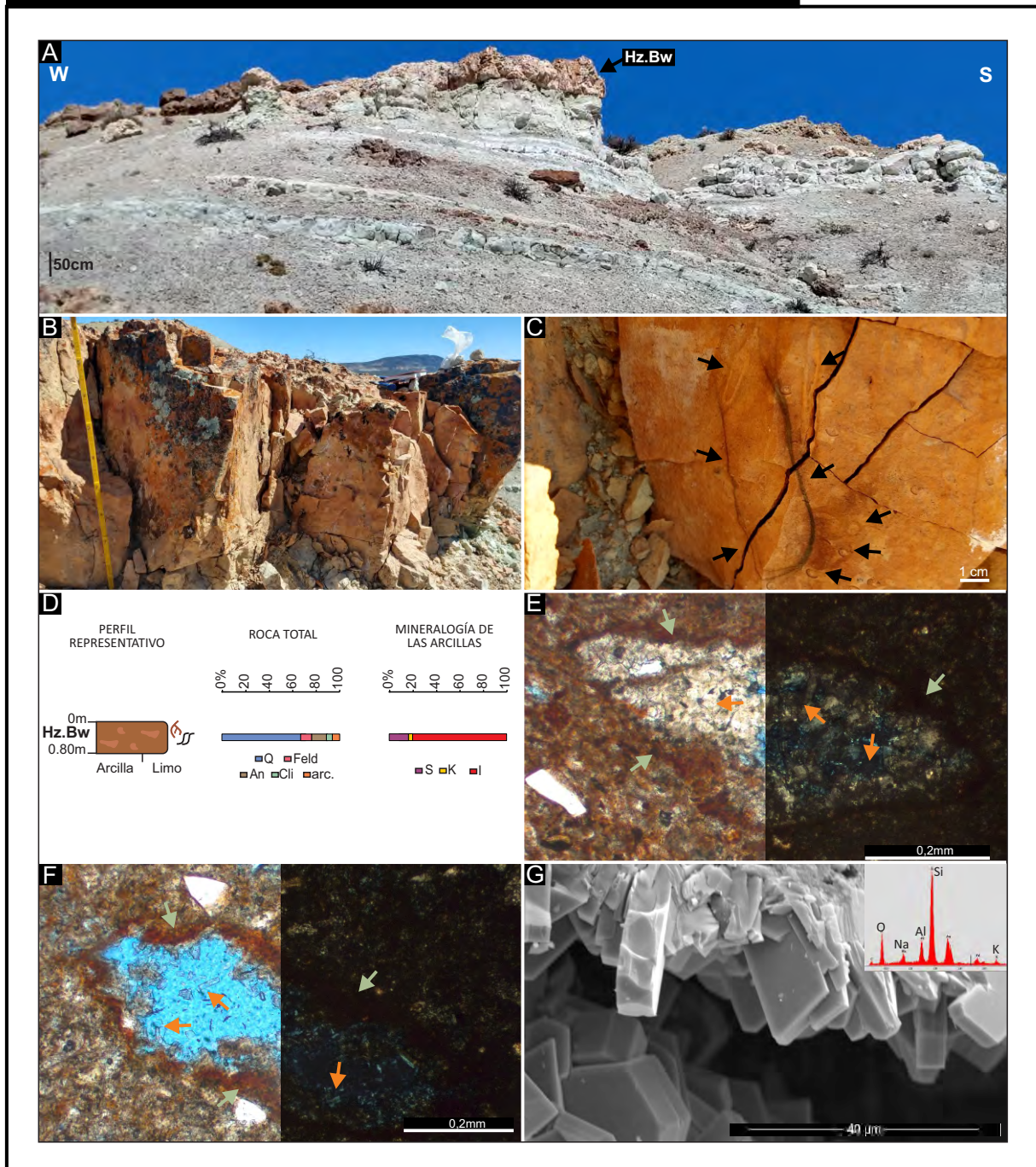


Figura 5.5: Pedotipo CCA-1. A: Vista general de los afloramientos. Al tope de la secuencia Horizonte Bw. B: Vista del Horizonte Bw en el campo. Notar metro como escala. C:Detalle a macro escala de bioturbaciones. D: Perfil representativo del pedotipo con el Horizonte Bw. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. E: Poro con relleno denso incompleto de ceolitas (flechas naranjas) y revestimiento típico de óxidos de Fe-Mn (flechas verdes). F: Cámara con relleno suelto discontinuo de ceolitas (flechas naranjas) y revestimiento típico de óxidos de Fe-Mn (flechas verdes). G: Fotografía tomada con microscopio electrónico de barrido. Se puede observar un poro con relleno de ceolitas.

cristales euhedrales, de morfología tabular. Los tamaños de los cristales varían entre 20 y 70 μm . Las mismas se encuentran creciendo de las paredes de los poros hacia adentro sin una orientación preferencial (Fig. 5.5g; Tabla 5.3). A partir del análisis de microsonda EDS se determinó un pico principal de Si, seguido por picos de O y Al y picos menores de Na y K (Fig. 5.5g; Tabla 5.3).

5.2.2. Pedotipo CCA-2 (CCA-P2) – Paleosuelos tipo Vertisoles cálcicos del Miembro Puesto La Paloma

Este pedotipo se encuentra dentro de los depósitos finos con pedogénesis (AF6) en la planicie de inundación del Miembro Puesto La Paloma (Fig. 5.6a-f). Se caracteriza por presentar horizontes apilados de tipo Bssk1-Bssk2 (Fig. 5.6d). Estos horizontes presentan una matriz compuesta por limos y areniscas muy finas, de coloraciones entre gris verdoso claro (5G 8/1 y 10Y 8/1) y gris verdoso (5G 6/1) y espesores que varían entre 40 y 60 cm. Se caracterizan por presentar agregados en cuña y en bloque (Fig. 5.6a) y moteados gris verdoso (5G 6/1) y anaranjados (10YR 8/4) (Fig. 5.6b). Como pedorrasgos son comunes los *slickensides* (Fig. 5.6a), los rizolitos de color rojizo (2.5YR 7/8) (Fig. 5.6c) y las trazas meniscadas atribuidas a *Taenidium* isp.

A microescala, el esqueleto de estos horizontes se compone de texturas muy finas, en general arena fina a muy fina, principalmente de granos de cuarzo y en menor medida feldespato (plagioclasas y feldespatos potásicos) con un grado de alteración entre 1 y 2 (Stoops, 2003), líticas, micas y cristales de ceolitas. El plasma presenta colores castaños a verdosos, por sectores impregnada con color marrón oscuro. La relación gruesos/finos (límite $g/f = 5 \mu\text{m}$) varía entre 2 y 5% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfirica abierta a doble espaciada. Los vacíos son poco abundantes y se presentan como canales, vacíos de empaquetamiento compuesto y vacíos planares. La fábrica-b es estriada reticular y grano estriada (Fig. 5.6e). Como microestructura se identifican agregados granulares con moderado a pobre desarrollo y parcial grado de acomodación. Como pedorrasgos se identificaron hiporevestimientos, revestimientos y rellenos, de los cuales se pudo determinar una historia relativa de sucesivos episodios: (1) hiporevestimientos de coloración verdosa posiblemente de ceolitas, los cuales impregnan parte de la masa basal (Fig. 5.6e-f); (2) revestimientos típicos de ceolitas (Fig. 5.6f); (3) rellenos de carbonato (Fig. 5.6e-f).

Figura 5.6. Pedotipo CCA-2 (CCA-P2) – Paleosuelos tipo Vertisoles cálcicos del Miembro Puesto La Paloma

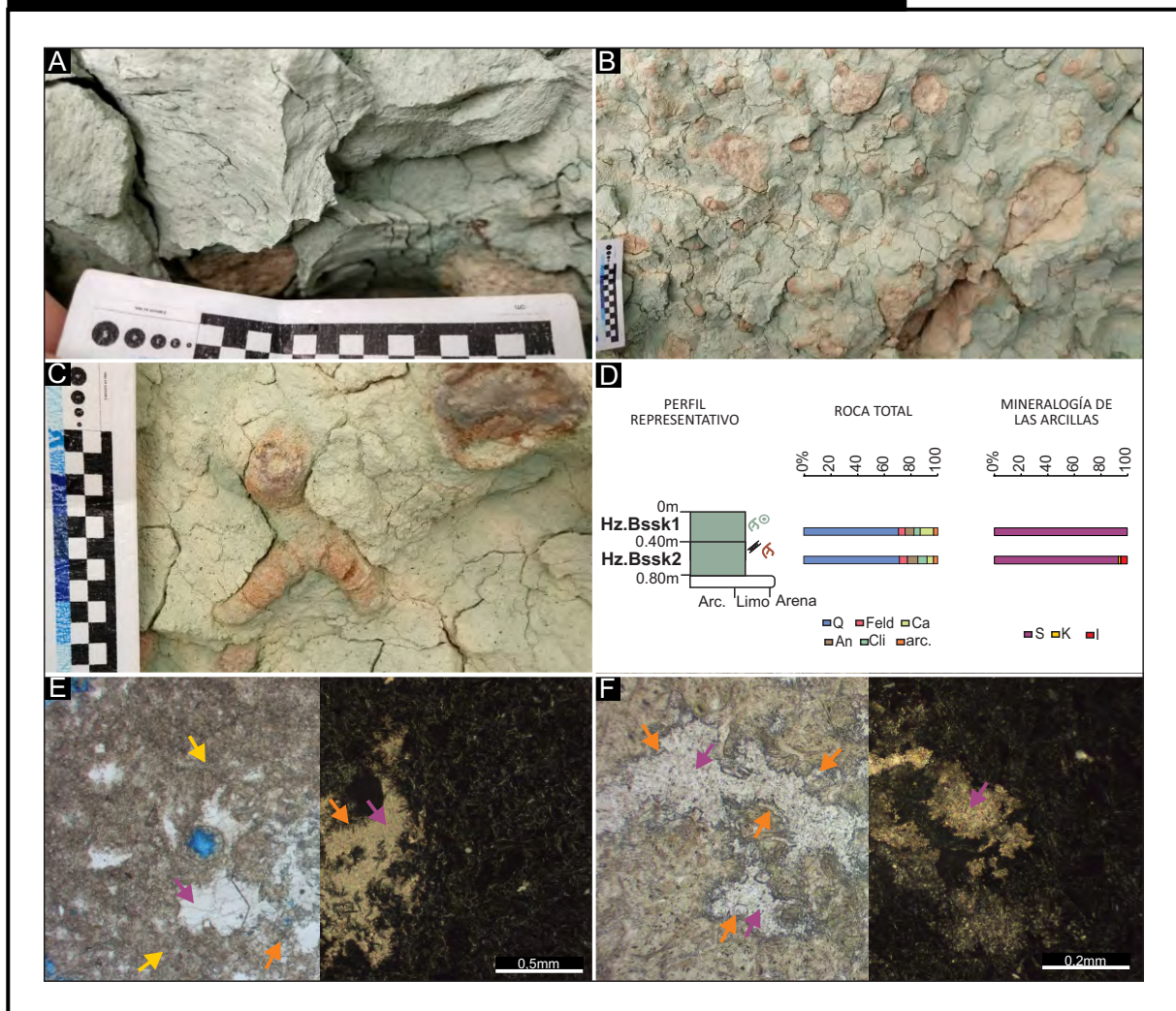


Figura 5.6: Pedotipo CCA-2. A: Detalle superficie de slickenside en horizonte Bssk. B: Vista del Horizonte Bssk con moteados y rizolitos. C: Detalle de rizolito. D: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes Bssk apilados. Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. E: Masa basal con fábrica-b estriada reticular. Las flechas amarillas indican cristales de ceolitas. Revestimiento típico de ceolitas en cavidad (flechas naranjas) y relleno denso completo de carbonatos (flecha violeta). F: Detalle revestimientos típicos de ceolitas (flechas naranjas) y relleno denso completo de carbonatos (flechas violetas).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes B_{ssk} permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 5.6d; Tabla 5.2). La fracción menor a 2 mm de roca total se encuentra compuesta principalmente por cuarzo en proporción muy abundante (70–75%), feldespatos en proporción escasa (5%), clinoptilolita en proporción nula a moderada (0–10%), analcima en proporción escasa (5–20%) y arcillas en proporción escasa (5%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (80–95%) y en menor medida por illita (5–10%) (Fig. 5.2d; Tabla 5.2).

5.2.3. Pedotipo CCA-3 (CCA-P3) – Paleosuelos tipo Inceptisoles cálcicos o Calcisoles del Miembro Puesto La Paloma

Este pedotipo se encuentra dentro de los depósitos finos con pedogénesis (AF6) en la planicie de inundación del Miembro Puesto La Paloma. Se caracteriza por presentar una sucesión de horizontes B_k-C y se localizan en la parte superior de la sucesión (Fig. 5.7a-f). Estos horizontes presentan una matriz compuesta por limos y areniscas muy finas, de coloración gris verdoso claro (10Y 8/1) (Fig. 5.7a). Se presentan como paleosuelos con rizoconcreciones y trazas fósiles indiferenciadas de composición carbonática. Las rizoconcreciones poseen unos pocos mm de diámetro y entre 3 y 4 cm de longitud y color anaranjado (Fig. 5.7b). Los horizontes B_k presentan entre 0,80 y 0,90 m de espesor y son masivos.

A microescala, la fracción gruesa de los horizontes B_k se compone de granos de cuarzo sin evidencias de alteración, feldespatos con bajo grado de alteración, trizas vítreas, fragmentos pumíceos, líticos volcánicos y sedimentarios con grado variable de alteración (bajo a moderado). También se observan minerales opacos, anfíboles e intraclastos. El plasma se compone de micritica de color marrón oscuro (Fig. 5.7d). La relación gruesos/finos (límite g/f = 5 μ m) varía entre 5 y 10% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfirica abierta a doble espaciada. La fábrica-b es calcítica-cristalítica. La microestructura es masiva y los vacíos son poco abundantes, caracterizados por cámaras, canales y cavidades de pequeño tamaño. Los pedorrasgos presentes son: revestimientos típicos de micrita y microsparita alrededor de cámaras y cavidades (Fig. 5.7d); rellenos sueltos continuos de microsparita y ceolitas en cavidades (Fig. 5.7d-f); abundantes nódulos de micrita (Fig. 5.7e); granos del esqueleto *floating* y *etched*; abundantes nódulos pequeños de óxidos de Fe-Mn, moderada a fuertemente impregnados, con formas ameboidales y dentríticas.

Figura 5.7. Pedotipo CCA-3 (CCA-P3) – Paleosuelos tipo Inceptisoles cálcicos o Calcisoles del Miembro Puesto La Paloma

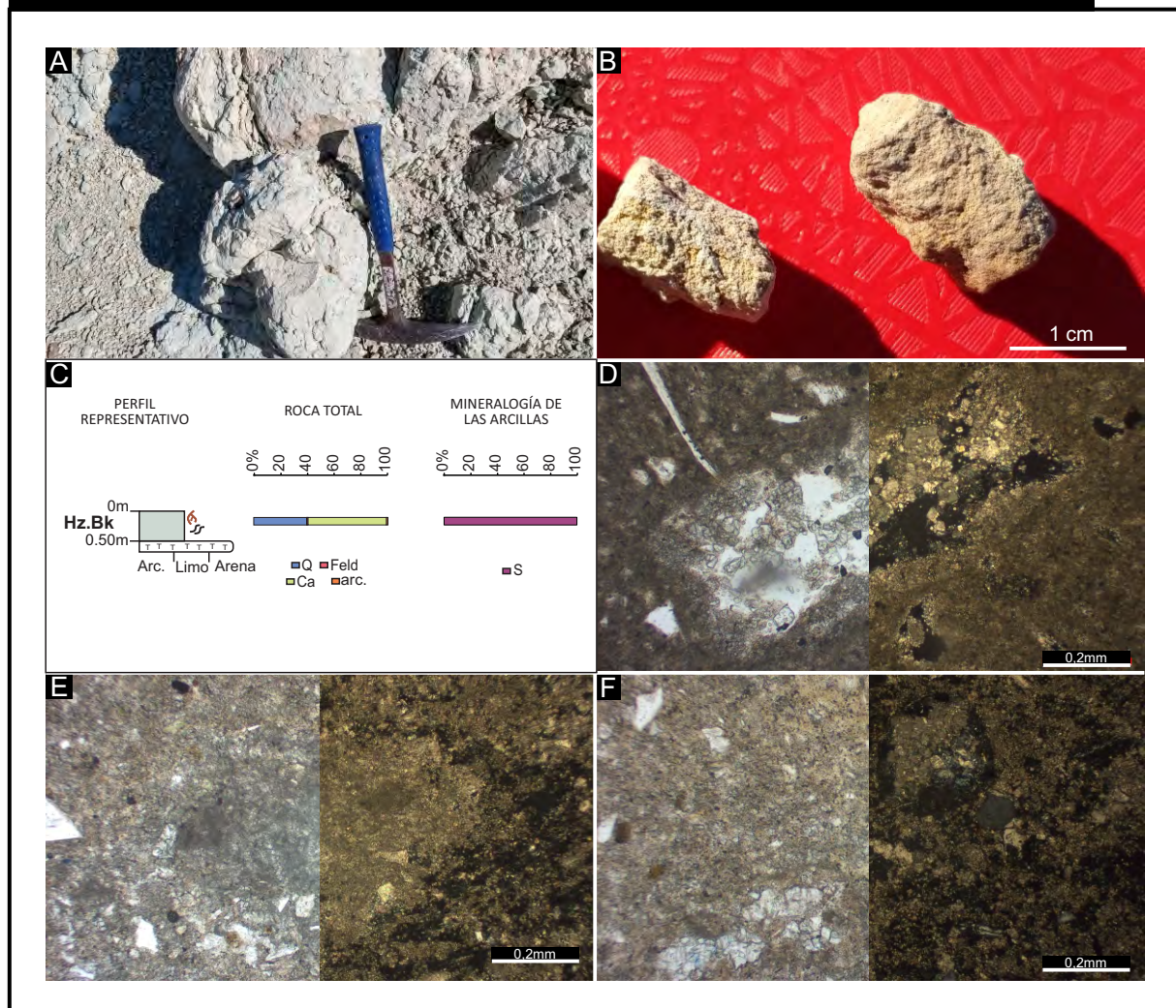


Figura 5.7: Pedotipo CCA-3. A: Horizonte Bk desarrollado sobre los depósitos finos con pedogénesis de la AF6. B: Detalle rizolitos. C: Perfil representativo del pedotipo con horizonte Bk. Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. D: Microfotografía donde se puede observar la masa basal micritica y una cavidad con relleno suelto continuo de microesparita. E: Microfotografía con nódulo micrito en el centro. F: Microfotografía con rellenos sueltos continos de esparita.

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bk permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 5.7c; Tabla 5.2). La fracción menor a 2 mm de roca total se encuentra compuesta principalmente por cuarzo en proporción abundante a muy abundante (30–70%), feldespatos en proporción nula a muy escasa (0–5%), calcita en proporción abundante a muy abundante (20–60%), analcima en proporción escasa (10%) y arcillas en proporción muy escasas (<5%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (100%) (Fig. 5.7c; Tabla 5.2).

5.2.4. Pedotipo CCA-4 (CCA-P4) – Paleosuelos tipo Inceptisoles cálcicos o Calcisoles del Miembro Cerro Castaño

Este pedotipo se encuentra dentro de los depósitos finos con pedogénesis (AF6) en la planicie de inundación del Miembro Cerro Castaño. Se caracteriza por presentar una sucesión de horizontes Bk apilados (Fig. 5.8a-j). Estos horizontes presentan una matriz compuesta por limos y areniscas muy finas, de coloraciones marrones (7.5YR 4/2), rosadas (7.5YR 8/3) y amarillo pálido (2.5Y 8/2). Cada uno de estos horizontes presenta espesores entre 0,40 y 0,80 m (Fig. 5.8a).

A macroescala, en general son masivos y no fue posible identificar agregados. Se observan nódulos y moteados de Fe-Mn de pocos mm de diámetro (Fig. 5.8b) y rizolitos calcínicos de hasta 6 cm de longitud (Fig. 5.8c). También se observan trazas fósiles meniscadas no identificadas, tipo *Taenidium* isp. de composición similar a la matriz del suelo, con formas redondeadas y paredes definidas.

El horizonte Bk, presenta un esqueleto compuesto por abundante cuarzo, feldespatos con alteración entre 1 y 3, abundantes trizas vítreas las cuales en general se encuentran alteradas y recristalizadas. El plasma presenta colores castaños anaranjado, compuesto por abundante micrita y arcillas. La relación gruesos/finos (límite $g/f = 5 \mu m$) varía entre 5 y 10% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírica abierta. Los vacíos se caracterizan por canales, cámaras y cavidades. No se observan microestructuras y la fábrica-b es grano y poroestriada. Como pedorrasgos se observan revestimientos y rellenos con el siguiente orden: (1) revestimiento típico de ceolitas fibrosas (Fig. 5.8e-g); (2) rellenos densos completos y sueltos continuos de microsparita (Fig. 5.8e-f); (3) relleno suelto discontinuo de ceolitas tabulares (Fig. 5.8g). También se observan nódulos de óxidos de Fe-Mn y de carbonatos. Los

Figura 5.8. Pedotipo CCA-4 (CCA-P4) – Paleosuelos tipo Inceptisoles cálcicos o Calcisoles del Miembro Cerro Castaño

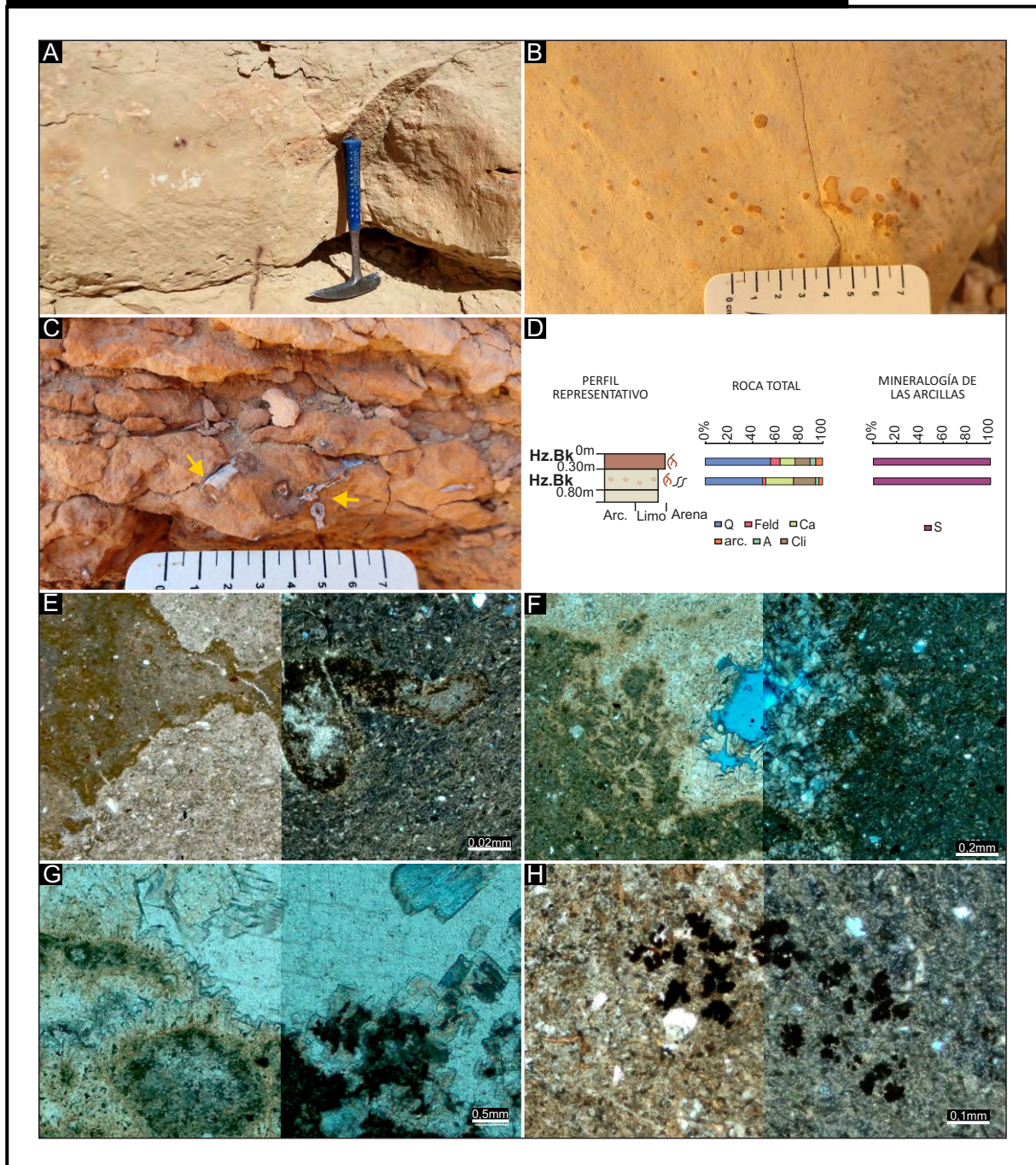


Figura 5.8: Pedotipo CCA-4. A: Horizonte Bk de aspecto masivo con moteados. B: Detalle de horizonte Bk con nódulos de Fe-Mn. C:Detalle de rizolitos carbonáticos (flechas amarillas). D: Perfil representativo del pedotipo con horizontes Bk. Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. E: Aspecto general de la masa basal con traza rellena de carbonato. F: Cámara con rellenos y revestimientos de ceolitas y carbonato. G: Revestimiento de ceolitas de hábito fibroso y relleno denso completo de carbonato. H: Nódulos de óxidos de Fe-Mn fuertemente impregnados.

primeros están moderada a fuertemente impregnados, de morfología agregada (Fig. 5.8h). Los segundos son principalmente micríticos y concéntricos (Fig. 5.8i).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bk permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 5.8d; Tabla 5.2). La fracción menor a 2 mm de roca total se encuentra compuesta principalmente por cuarzo en proporción muy abundante (40–65%), feldespatos en proporción muy escasa a escasa (5–10%), calcita en proporción escasa a moderada (10–25%), analcima en proporción moderada a escasa (5–25%) y arcillas en proporción escasa (<10%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (100%) (Fig. 5.8d; Tabla 5.2).

5.2.5. Pedotipo CCA-5 (CCA-P5) – Paleosuelos tipo Entisoles o Protosoles del Miembro Las Plumas

El pedotipo 5 se desarrolla sobre los depósitos de flujos canalizados gravosos y depósitos finos pedogenizados (AF2 y AF6). Se trata de horizontes AC de relativo poco desarrollo (Fig. 5.9a-j), los cuales en algunos casos se encuentran apilados. Texturalmente se desarrollan sobre sedimentos conglomerádicos (AF2) (Fig. 5.9a) o sobre areniscas de grano muy fino a limo (AF6) (Fig. 5.9b-e) y presentan una matriz de color marrón rojizo claro (5YR 6/4), rojo claro (10R 7/6), rosado (5YR 7/4) o blanco (10YR 8/1). Es común que se encuentren moteados con colores rojizos (2.5YR 4/6) a gris verdoso claro (Gley 1 10Y 8/1) (Fig. 5.9b, e). En general son masivos. Como pedorrasgos estos horizontes presentan rizolitos de composición silícea. Los mismos pueden ser desde milimétricos (Fig. 5.9d) hasta de 1 cm de diámetro (Fig. 5.9a). Varían entre colores rojo claro (2.5YR 6/8-2.5YR 7/6) a rojo (2.5YR 5/8) y es común la presencia de un halo gris rojizo oscuro (2.5YR 4/1) a gris verdoso claro (Gley 1 10Y 8/1) (Fig. 5.9c).

A microescala estos horizontes AC presentan un esqueleto compuesto por cuarzo, feldespatos (plagioclasas más abundantes que feldespatos k), líticos volcánicos y sedimentarios con distinto grado de alteración, trizas vítreas muy abundantes, las cuales se encuentran alteradas y recristalizadas principalmente a minerales arcillosos. En algunos niveles es común la presencia de cristales de ceolitas diseminados en la masa basal. El plasma presenta colores castaños. La distribución gruesos/finos (límite g/f = 5 μ m) varía entre 2 y 15% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírica desde abierta a doble espaciada. No se observan microestructuras, salvo en algún nivel donde se observa una

Figura 5.9. Pedotipo CCA-5 (CCA-P5) – Paleosuelos tipo Entisoles-Inceptisoles o Protosoles del Miembro Las Plumas

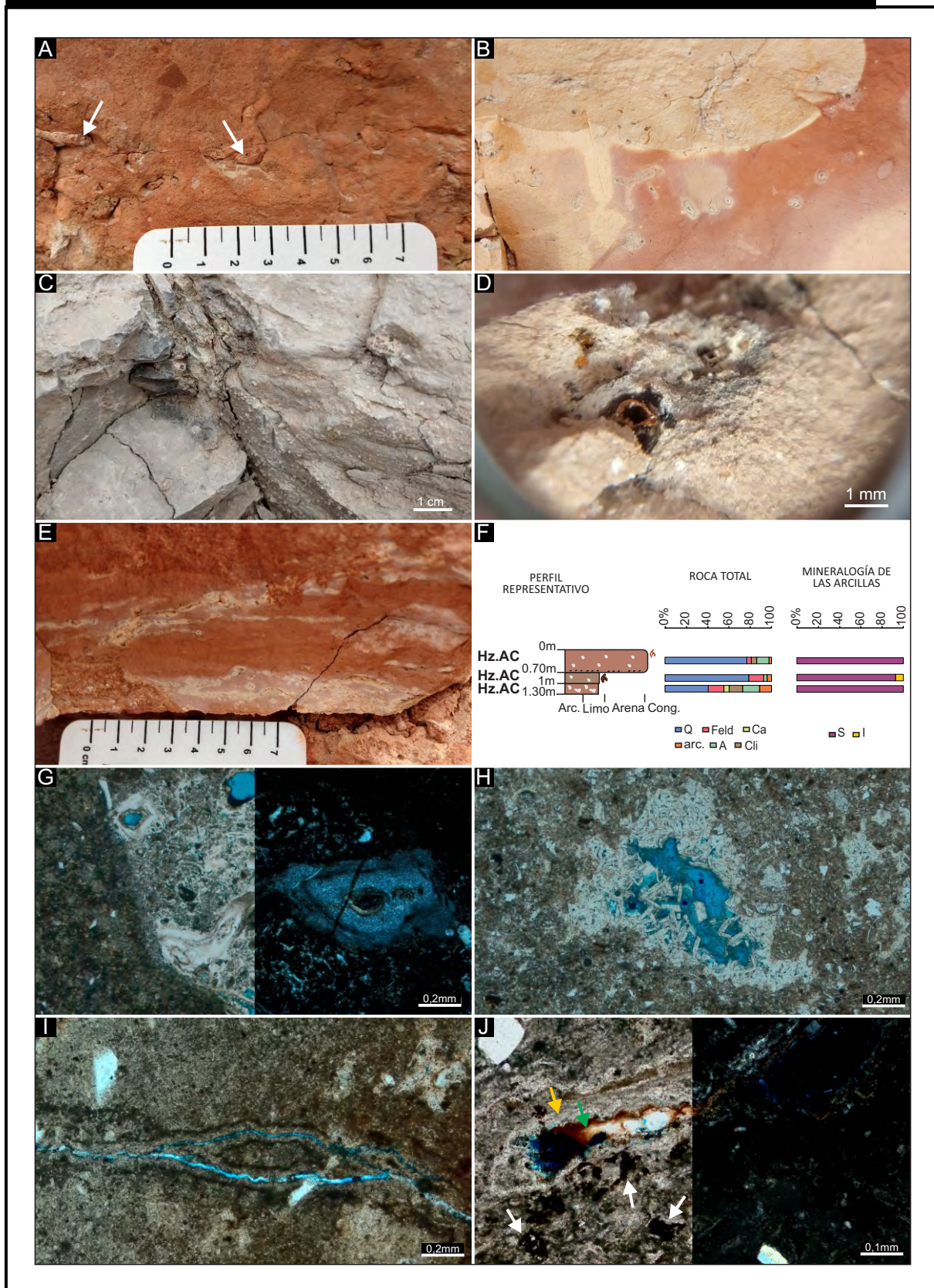


Figura 5.9: Pedotipo CCA-5. A: Horizonte AC sobre depósitos conglomerádicos de la AF2. Notar detalle rizolito silíceo (flecha blanca). B: Horizonte AC sobre depósitos finos de la AF6. Observar la matriz moteada con rizolitos silíceos milimétricos. C: Horizonte AC con rizolito silíceo en el centro y halo de Mn. D: Detalle de rizolito silíceo de la figura C. E: Horizonte AC con moteados y rizolitos silíceos alargados en sentido horizontal. F: Perfil representativo del pedotipo con sucesivos horizontes AC. Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. G: Rizolito con abundantes cavidades con revestimientos silíceos. H: Cámara con revestimiento de ceolitas. I: Canal con quasirevestimiento de óxidos de Fe-Mn. J: Canal con revestimiento silíceo (flecha amarilla) y relleno de óxidos de Fe-Mn (flecha verde). Nódulos fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn (fechas

incipiente estructuración en bloques. La fábrica-b en general no se observa, aunque en algunos casos es punteada a incipientemente estriada. Los vacíos se caracterizan por canales, cámaras y cavidades. Como pedorrasgos se observan revestimientos típicos y en capas de sílice y ceolitas en cámaras y cavidades (Fig. 5.9g-h). En algunos casos estos revestimientos llegan a obliterar por completo los vacíos por lo que se describen como rellenos densos completos (Fig. 5.9g). Algunos niveles presentan abundantes hiporevestimientos alrededor de canales, cámaras y cavidades (Fig. 5.9i) y nódulos fuertemente impregnados diseminados en la masa basal, de óxidos de Fe-Mn (Fig. 5.9j) y en menor medida, algunos niveles presentan rellenos sueltos continuos de óxidos de Fe-Mn (Fig. 5.9j).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes AC permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 5.9f; Tabla 5.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante a muy abundante (40–70%), feldespatos en proporción escasa (5–15%), analcima en proporción escasa a moderada (5–10%) y arcillas en proporción moderada (5–20%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (85–100%) y en menor medida por caolinita (0–15%).

5.3. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN

5.3.1. Pedotipo CCA-1 (CCA-P1) – Paleosuelos tipo Inceptisoles o Protosoles del Miembro Puesto La Paloma

A partir del análisis macromorfológico de estos paleosuelos, se puede inferir un escaso grado de desarrollo, caracterizados por la escasa horizonación y presencia de rizolitos y moteados como únicos rasgos pedogenéticos. Sin embargo a partir del refinamiento realizado a microescala, se interpreta un moderado grado de desarrollo, con desarrollo de horizontes Bw y la actuación de otros procesos pedogenéticos, como el hidromorfismo y la iluviación de ceolitas acompañando a la bioturbación.

El hidromorfismo se puede interpretar a partir de la presencia de revestimientos de óxidos de Fe y por los colores rojizos de la masa basal, los cuales indican que se trata de rasgos redoximórficos de tipo impregnativos, donde el Fe se acumuló como consecuencia de cambios en el estado de oxidación de este elemento. Al tratarse de colores rojizos se puede inferir que se trata de minerales como goethita (Lindbo et al., 2010). La formación de revestimientos de

Fe se genera cuando el suelo saturado es drenado, y los macroporos son en primera instancia rellenos con aire. Luego el hierro reducido (Fe^{+2}) en la matriz del suelo adyacente a los macroporos penetra hacia lugares con menores concentraciones de hierro, las cuales son debido a la precipitación de óxidos de hierro a mayores concentraciones de oxígeno disuelto en los poros. Como consecuencia el hierro se oxida (Fe^{+3}) formando revestimientos e hiporevestimientos de óxidos de hierro (Vepraskas et al., 1994; Lindbo et al., 2010).

La asociación mineralógica con ceolitas ricas en sodio (Na^+), como las clinoptilolitas, permiten inferir condiciones alcalinas (Ashley y Driese, 2000; Ming y Boettinger, 2001; Mees, 2018). Se interpreta un origen pedogenético para las ceolitas ya que al encontrarse relleno de poros sugiere su formación a partir de una solución durante exposición subaérea (Ranault, 1993 en Lindbo et al., 2010). Además a partir del análisis con microscopio electrónico de barrido se pudo observar la morfología cristalina de las ceolitas y su crecimiento a partir de las paredes de los poros, infiriendo un origen autigénico de las mismas dentro del ámbito de la pedogénesis. La naturaleza euhedral de los cristales indica la formación a partir de la solución del suelo (Spiers et al., 1984). Ciertos autores infieren la formación de ceolitas como revestimientos a partir de procesos de iluviación (Ashley y Driese, 2000; Driese y Ashley, 2016). El registro de estos procesos podría estar relacionado a cambios en las condiciones paleoambientales (Lindbo et al., 2010). Por lo tanto, se interpreta a la iluviación como el proceso pedogenético a partir del cual se generaron los rellenos de ceolitas en estos suelos.

La escasa presencia de arcillas a partir de la difracción de rayos X y la ausencia de las mismas formando parte de pedorrasgos permiten inferir que su origen no estaría vinculado al ámbito pedogenético sino que serían mayormente detríticas en su origen.

Finalmente, el proceso de bioturbación se pudo identificar tanto a macroescala con la presencia de rizolitos como a microescala con la presencia de cavidades y cámaras generadas posiblemente a partir de la acción de la mesofauna que habitaba ese suelo.

Bajo estas condiciones, la ponderación de los procesos pedogenéticos del pedotipo CCA-1, indica que, en orden decreciente de magnitud, fueron la iluviación de ceolitas, el hidromorfismo y la bioturbación. Este pedotipo es clasificado como paleosuelos similares a Inceptisoles modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Protosoles (Mack et al., 1993).

5.3.2. Pedotipo CCA-2 (CCA-P2) – Vertisoles cálcicos del Miembro Puesto La Paloma

Los rasgos macro y micromorfológicos como agregados cuneiformes, definidos por planos de *slickensides*, la fábrica-b estriada y los vacíos planares, junto a la esmectita como principal mineral de las arcillas, permiten inferir que el proceso de vertisolización dominó el desarrollo de este pedotipo. Los rasgos calcíticos como rellenos y revestimientos indican que la carbonatación también estuvo presente. De igual manera que en el pedotipo CCA-1, las ceolitas se interpretan como de origen pedogenético y su formación se relaciona con la iluviación de ceolitas a partir de la solución del suelo (Ashley y Driese, 2000). La bioturbación está asociada a la presencia de rizolitos y trazas meñiscadas.

Bajo estas condiciones, la ponderación de los procesos pedognéticos del pedotipo CCA-2, indica que, en orden decreciente de magnitud, fueron la vertisolización, la carbonatación, la iluviación de ceolitas y la bioturbación. Este pedotipo es clasificado como paleosuelos similares a Vertisoles cálcicos modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Vertisoles cálcicos (Mack et al., 1993)

5.3.3. Pedotipo CCA-3 (CCA-P3) – Inceptisoles cálcicos o Calcisoles del Miembro Puesto La Paloma

Este pedotipo presenta horizontes con moderado desarrollo (Bk-C), masivos y con pobre a moderado grado de alteración de sus componentes gruesos. Si bien estas características indican una modificación pedogenética limitada, la presencia de abundantes rasgos calcíticos tanto a macro- como microescala evidencian el proceso de carbonatación. En particular, rasgos asociados a micrita están asociados a procesos orgánicos, donde la precipitación del carbonato estuvo inducida por actividad biológica (e.g., Alonso-Zarza et al., 1998). Los nódulos micríticos y los granos de tipo flotando corroidos *floating* y *etched* por su parte, están asociados a fábricas de tipo alfa vinculados a procesos inorgánicos (Alonso-Zarza et al., 1998). La combinación de fábricas de tipo alfa y rasgos vinculados a procesos orgánicos es considerada como múltiples etapas de calcretización (e.g. Adamson et al., 2015; Raigemborn et al., 2018b). El proceso de bioturbación se encuentra evidenciado en conjunto con los rasgos calcíticos descritos como las rizoconcreciones y las trazas fósiles.

Bajo estas condiciones, la ponderación de los procesos pedognéticos del pedotipo CCA-3, indica que, en orden decreciente de magnitud, fueron la carbonatación y la bioturbación. Por lo tanto, este pedotipo es clasificado e interpretado como paleosuelos similares a Inceptisoles cálcicos modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Calcisoles (Mack et al., 1993).

5.3.4. Pedotipo CCA-4 (CCA-P4) – Paleosuelos tipo Inceptisoles cálcicos o Calcisoles del Miembro Cerro Castaño

Este pedotipo presenta horizonte con moderado desarrollo (Bk). La presencia de pedorrasgos calcícticos indica la evidencia del proceso de carbonatación.

Las rizoconcreciones junto con los rellenos denso completos a sueltos continuos de microesparita son fábricas de tipo beta y están asociados a procesos orgánicos, donde la precipitación del carbonato estuvo inducida por actividad biológica (e.g., [Alonso-Zarza et al., 1998](#)), mientras que los nódulos de micrita están asociados a fábricas de tipo alfa vinculados a procesos inorgánicos ([Alonso-Zarza et al., 1998](#)). La combinación de fábricas de tipo alfa y beta es considerada como múltiples etapas de calcretización, lo que sugiere la precipitación del carbonato inducido por raíces y microorganismos (e.g. [Adamson et al., 2015](#); [Raigemborn et al., 2018b](#)).

La presencia de nódulos y moteados de óxidos de Fe-Mn indican el proceso de hidromorfismo. El proceso de bioturbación se pudo identificar tanto a macroescala con la presencia de trazas fósiles como rizolitos y trazas no identificadas y a microescala con la presencia de cavidades y cámaras indicando la actividad biológica dentro del suelo. Al igual que en el Miembro Puesto La Paloma, en estos paleosuelos se observaron revestimientos de ceolitas, los cuales se interpretan como de origen pedogenético y su formación se relaciona con la iluviación de ceolitas a partir de la solución del suelo ([Ashley y Driese, 2000](#); [Ming y Boettinger, 2001](#); [Mees, 2018](#); [Driese y Ashley, 2016](#); [Mess, 2018](#)).

Bajo estas condiciones, la ponderación de los procesos pedogenéticos del pedotipo CCA-4, indica que, en orden decreciente de magnitud, fueron la carbonatación, la iluviación de ceolitas, el hidromorfismo y la bioturbación. Este pedotipo es clasificado e interpretado como paleosuelos similares a Inceptisoles cálcicos modernos ([Soil Taxonomy, 2015](#)) y como Calcisoles ([Mack et al., 1993](#)).

5.3.5. Pedotipo CCA-5 (CCA-P5) – Paleosuelos tipo Entisoles o Protosoles del Miembro Las Plumas

La composición silíceas de los rizolitos y la presencia de revestimientos típicos y en capas de sílice se interpretan como rasgos iluviales indicativos de procesos de silicificación (e.g., [Summerfield, 1983](#); [Thiry, 1981, 1991, 1999](#); [Bustillo y Bustillo, 2000](#); [Thiry et al., 2006](#); [Bustillo](#)

y Alonso-Zarza, 2007; Owen et al., 2008; Srivastava y Sauer, 2014; Bustillo et al., 2013; Sauer et al., 2015; Thiry y Milnes, 2017; Ulliyott y Nash, 2016; Taylor y Eggleton, 2017). Estos pedorrasgos se generan dentro del perfil de suelo como resultado de una sucesión de fases de disolución y recristalización de la sílice causada por múltiples episodios de infiltración y percolación de agua (e.g., Thiry, 1991, 1999; Thiry et al., 2006). De la misma manera se interpretan los revestimientos de ceolitas. La presencia de sílice y ceolitas indican suelos altamente alcalinos.

Los moteados a la macroescala junto con los pedorrasgos como nódulos fuertemente impregnados, hiporevestimientos y rellenos sueltos continuos de óxidos de Fe-Mn indican la presencia del hidromorfismo durante la formación de estos suelos, el cual a su vez permite inferir un nivel freático fluctuante.

La fábrica-b incipientemente estríada y la mineralogía esmectítica de las arcillas de este pedotipo indica que el proceso de vertisolización estuvo presente indicando al menos cierto grado de estacionalidad.

Los rizolitos junto con los vacíos del suelo caracterizados por canales, cámaras y cavidades son evidencia de bioturbación por parte de la biota del suelo.

Bajo estas condiciones, la ponderación de los procesos pedognéticos del pedotipo CCA-5, indica que, en orden decreciente de magnitud, fueron la silicificación, la iluviación de ceolitas, el hidromorfismo, la vertisolización y la bioturbación. A pesar de la variedad de procesos pedogénéticos intervinientes en la formación de este pedotipo, los horizontes alcanzan un grado de desarrollo pobre en términos generales, siendo horizontes AC, posiblemente vinculados a una falta de tiempo en el desarrollo de los mismos. Por lo tanto este pedotipo es clasificado e interpretado como paleosuelos similares a Entisoles modernos o bien una transición a Entisoles/Inceptisoles (*Soil Taxonomy*, 2015) y como Protosoles según la clasificación específica de paleosuelos de Mack et al. (1993).

5.4. SEDIMENTOLOGÍA Y PEDOGÉNESIS DE LA FORMACIÓN CERRO BARCINO

El Miembro Puesto La Paloma (53 m de espesor) incluye depósitos piroclásticos de caída (AF1), depósitos en manto no confinados (AF5) y depósitos finos con pedogénesis (AF6). Esta

unidad se depositó como un sistema aluvial no confinado distal con recurrente aporte volcánico. La caída de ceniza volcánica en forma de manto cubrió la topografía y, los depósitos resultantes (AF1) fueron retrabajados por depósitos en manto no confinados tipo *sheet-floods* (AF5). Los depósitos finos fueron interpretados como depósitos de desborde (AF6), estos últimos en general, fueron modificados posteriormente por procesos pedogenéticos. Asociado a estos depósitos se describieron paleosuelos, en orden estratigráfico vertical, de tipo Inceptisoles (CCA-P1), Vertisoles cálcicos (CCA-P2) e Inceptisoles cálcicos (CCA-P3).

Estos depósitos son similares a los descritos por [Umazano et al. \(2017\)](#) en varias localidades ubicadas al norte de la localidad de estudio. Allí, estos autores describen al Miembro Puesto La Paloma como depósitos fluviales no confinados y efímeros vinculados a alto aporte piroclástico. Mencionan la presencia de paleosuelos poco desarrollados en las facies fluviales, caracterizados por rasgos cálcicos e hidromórficos. En menor medida, también registraron depósitos de lagos someros con aguas alcalinas, los cuales fueron interpretados como charcos en las zonas más distales de las planicies de inundación, así como dunas eólicas transversales y zonas de interduna seca. [Umazano et al., \(2017\)](#) interpretan condiciones climáticas relativamente áridas para el momento de depositación del Miembro Puesto La Paloma.

El Miembro Cerro Castaño (36 m de espesor) incluye depósitos canalizados arenosos (AF-4), depósitos en manto no confinados (AF5) y depósitos finos con pedogénesis (AF6). La parte inferior de la unidad (~ 13 m de espesor) está caracterizada por depósitos canalizados arenosos (AF4) y depósitos en manto no confinados (AF5). Este intervalo representa un sistema fluvial canalizado afectado por caída de ceniza volcánica. Los canales fluviales fueron probablemente meandrosos de baja sinuosidad, de tipo monocanalizados. La carga sedimentaria de los canales fue mixta, dominada por fragmentos líticos de origen volcánico y piroclástico (abundante vidrio volcánico). En este intervalo las planicies de inundación fueron construidas principalmente por depósitos en manto no confinados tipo *sheet-flood* (AF5) y por depósitos finos con pedogénesis (AF6). En esta última AF es común el desarrollo de paleosuelos. La parte media de la unidad (~ 17 m de espesor) está dominada por depósitos finos con pedogénesis (AF6), los cuales se encuentran modificados por procesos pedogenéticos, acompañados por depósitos en manto no confinados (AF5). Los paleosuelos descritos en esta unidad se caracterizan por ser Inceptisoles cálcicos (CCA-P4). La parte

superior de la unidad (~ 6 m de espesor) vuelve a estar dominada por depósitos canalizados arenosos (AF4) y depósitos en manto no confinados (AF5).

Umazano et al., 2017 describe al Miembro Cerro Castaño como un sistema fluvial con variable aporte de ceniza volcánica y desarrollado bajo condiciones climáticas de mayor humedad respecto a la unidad inferior. Estos autores dividen al Miembro Cerro Castaño, de base a techo, en tres intervalos estratigráficos. Durante períodos de menor aporte piroclástico primario (secciones inferior y superior) los canales fluviales son permanentes y se desarrollaron en planicies de inundación vegetadas. Los patrones fluviales generalmente son meandrosos y, localmente, de baja sinuosidad. El principal mecanismo de construcción de las planicies de inundación fue a partir de depósitos tipo manto o *sheet-floods*. En menor medida se describen depósitos lacustres, flujos de detritos (*debris flow*) y caída de ceniza volcánica. Durante los momentos de mayor aporte piroclástico (sección media), los depósitos fluviales se transforman en efímeros y no confinados, acompañados por lagos y flujos de detritos (*debris-flow*).

El Miembro Las Plumas (42 m de espesor) incluye depósitos de flujo de detritos no canalizados gravosos (AF2), depósitos canalizados gravosos (AF3), depósitos canalizados arenosos (AF4) y depósitos finos con pedogénesis (AF6). Esta unidad se interpreta como un sistema de abanico aluvial, donde se infiere un sector medio a proximal (AF2 y AF3), con una secuencia vertical de facies granocreciente. Esto último permite interpretar una progradación del abanico. La presencia de cuerpos canalizados gravosos indica que dentro del sistema había canales fluviales permanentes y barras gravosas. Sin embargo, la presencia de depósitos finos con pedogénesis indica la periodicidad de los eventos y momentos de no depositación. Durante estos períodos se desarrollaron paleosuelos tipo Entisoles (CCA-P5).

El Miembro Las Plumas, se encuentra restringido al sector este de la cuenca y comprende cuerpos conglomerádicos y arenosos con diferentes geometrías intercalados con sedimentos tobáceos de grano fino tipo manto (*sheet-like*). La unidad registra depósitos de canales fluviales meandriformes y planicies de inundación tobáceas (Manassero et al., 2000; Foix et al., 2012; Carmona et al., 2016). Villegas et al. (2017) estudiaron al Miembro Las Plumas unos 7 km al noreste de la localidad de Las Plumas donde registraron 70 m de espesor. Estos autores la definen como la transición desde un sistema fluvial volcanoclástico labrado sobre un relieve volcánico jurásico, hacia un sistema de abanico aluvial y ríos asociados también influenciados

por volcanismo explosivo. Estos autores dividen a la unidad en tres secciones informales: una inferior constituida por conglomerados y brechas que conforman cuerpos aislados con geometría de canal, los cuales se intercalan con sedimentos ricos en piroclastos, de grano fino de mayor espesor. Se interpreta a esta sección como un sistema fluvial compuesto por fajas de canales y planicies de inundación pedogenizadas. Una sección media caracterizada por brechas y conglomerados con geometría de canal, amalgamados lateralmente, los cuales se intercalan con areniscas tobáceas de grano fino de poco espesor, la cual es interpretada como un sistema fluvial tipo entrelazado o *braided* somero. Y finalmente una sección superior compuesta principalmente por brechas y conglomerados clasto y matriz soportadas con cantidades menores de areniscas tobáceas tabulares.

5.5. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO (FORMACIÓN CERRO BARCINO)

5.5.1. Material parental

El material parental de la Formación Cerro Barcino corresponde a cenizas volcánicas que fueron aportadas desde centros volcánicos distales localizados cientos de kilómetros al oeste del área de depositación, posiblemente representados por el Grupo Divisadero ([Echaurren et al., 2016](#)).

A partir de los análisis mineralógicos y micromorfológicos realizados, el material parental se compone principalmente por granos de cuarzo, feldespatos, trizas vítreas y líticos volcánicos, con diferente grado de alteración.

El reconocimiento de ceolitas asociadas a los poros confirma su formación a partir de una solución durante un período de exposición subaérea ([Mees, 2018](#)), y se asocian a la meteorización en suelos alcalinos de climas semiáridos por la interacción de minerales con la solución del suelo a pH mayores a 9. El vidrio volcánico es el mayor precursor de las ceolitas en ambientes salino-alcalino ([Boles y Surdam, 1979](#); [Surdam y Sheppard, 1978](#)). La asociación mineralógica de esmectita, clinoptilolita y analcima es común en ambientes de lagos salinos–alcalinos ([Melchor et al., 2006](#); [Vizan et al., 2013](#)). La analcima en ambientes salinos–alcalinos

se forma como reemplazo de ceolitas previas, a medida que se incrementa la salinidad y alcalinidad del ambiente (Wilkin y Barnes, 1998).

Los carbonatos asociados a pedorrasgos como rellenos y revestimientos son interpretados como de origen pedogénético.

5.5.2. Topografía

Los paleosuelos del Miembro Puesto La Paloma y la sección inferior del Miembro Cerro Castaño, presentan rasgos calcíticos por lo que se puede inferir que se trata de paleosuelos moderados a bien drenados (Kraus y Hasiotis, 2006). En estos suelos los colores no son los típicos interpretados para este tipo de drenaje, ya que no presentan los típicos colores rojizos indicando hematita, ésto se debe posiblemente al tipo de material parental, donde el material volcániclastico generó grandes cantidades de vidrio volcánico en el sistema, lo que hizo que estos suelos tengan importante presencia de ceolitas y colores verdosos (Ming y Boettinger, 2001).

En el Miembro Las Plumas, la presencia de rasgos hidromórficos indica que se desarrollaron bajo condiciones de drenaje deficiente. En estas condiciones, el Fe y el Mn son movilizados en solución como iones en estado reducido, una vez que alcanzan ambientes oxidantes dentro del perfil del suelo, como los vacíos, el Fe y el Mn son localmente oxidados y precipitan de la solución dentro del perfil de suelo (Vepraskas et al., 2018). Los colores verdosos de los horizontes Bg sugieren además que la masa basal se encuentra empobrecida en óxidos, producto de la reducción y subsecuente movilización del Fe y el Mn. Esto puede interpretarse como un período de tiempo prolongado (semanas a meses) de saturación de agua en el perfil de estos paleosuelos (Vepraskas et al., 2018).

5.5.3. Tiempo

El tiempo de exposición subaérea está relacionado con el grado de desarrollo de los suelos. Tanto macro- como micropedorrasgos pueden ser utilizados como indicadores de desarrollo de paleosuelos (Birkeland, 1999; Retallack, 2001).

Tanto en el Miembro Puesto La Paloma como en el Miembro Cerro Castaño se observan nódulos micritos y rizolitos calcíticos, los cuales pueden ser asignados al estadio nodular de

Esteban y Klappa (1983), al estadio II y II–III, de Gile et al. (1966), y Machette (1985), y al estadio 3 de Alonso-Zarza et al. (1998). Estos paleosuelos presentan un desarrollo pobre a moderado y se asocian a un tiempo relativamente bajo a moderado (8000–75000 años) siguiendo a Birkeland (1999).

Los Entisoles del Miembro Las Plumas se desarrollaron bajo un tiempo relativamente bajo (10^1 – 10^2 años) siguiendo a Birkeland (1999). En este miembro, el contexto sedimentológico y continuo aporte sedimentario no posibilitaron mayor desarrollo de estos paleosuelos.

5.5.4. Organismos

La Formación Cerro Barcino bioturbación por fauna y flora. Las trazas de raíces o rizolitos (sensu Klappa, 1980) están principalmente compuestos por sílice y en menor medida por calcita y se encuentran en general de manera individual. También se identificaron algunas trazas meñiscadas atribuibles a *Taenidium* isp. vinculadas a la fauna que habitaba esos suelos.

5.5.5. Clima

Los rasgos macro y micromorfológicos así como la mineralogía de las arcillas brindan información acerca de las condiciones climáticas que tuvieron lugar al momento de formación de un paleosuelo (Sheldon y Tabor, 2009). Para estimar las condiciones climáticas se procederá entonces a analizar cada uno de los miembros de la Formación Cerro Barcino.

El Miembro Puesto La Paloma se encuentra caracterizado por tres pedotipos, en sentido estratigráfico vertical, Inceptisoles, Vertisoles cálcicos e Inceptisoles cálcicos. Estos pedotipos se encuentran caracterizados por procesos de iluviación de ceolitas, la cual implica para su formación la disponibilidad de agua, ya que su formación responde a un período de precipitación, desecación y meteorización, para finalmente la formación de revestimientos de ceolitas (Ashley y Driese, 2000). Los rasgos redoximórficos y vérticos indican períodos de humedecimiento y secado del suelo, y condiciones de estacionalidad. Asimismo, la mineralogía de las arcillas dominada por esmectita sugiere estacionalidad de las precipitaciones y condiciones relativamente templadas a cálidas. Por su parte, los carbonatos y suelos cálcicos son típicos de climas con régimen semiárido–subhúmedo (Nordt et al., 2006), y teniendo en cuenta su rol como indicador de estacionalidad, los rasgos calcícticos son interpretados como

indicativos de estacionalidad de las precipitaciones (Tabor y Myers, 2015; Raigemborn et al., 2018b). Por lo tanto para el Miembro Puesto La Paloma, se interpretan condiciones templadas subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones (Bull, 1991; Zhang et al., 2019).

En las localidades de Tres Cerros y La Juanita, ubicadas al norte de la localidad de estudio, se definieron paleosuelos apilados con rasgos calcíticos e hidromórficos, los cuales fueron interpretados como correspondientes a un clima estacional (Krause et al., 2014) en coincidencia con lo interpretado en el presente trabajo. Estos autores además incluyeron datos geoquímicos, los cuales permitieron inferir condiciones de meteorización baja a partir del CIA y valores de precipitación media anual entre 200 y 700 mm/año (Krause et al., 2014). Posteriormente, otros autores interpretaron un clima semiárido a partir de la observación de carbonatos, los cuales fueron asociados a la precipitación de los mismos en lagos salinos (Umazano et al., 2017).

El Miembro Cerro Castaño se caracteriza por Inceptisoles calcíticos, donde el principal proceso pedogenético que tuvo lugar durante su formación fue la carbonatación, acompañada por la iluviación de ceolitas, hidromorfismo y bioturbación. Estos procesos permiten inferir condiciones estacionales y no se observan cambios significativos en cuanto al tipo de paleosuelo respecto a los observados al tope del Miembro Puesto La Paloma. Sin embargo, si hay diferencias sedimentológicas entre ambas unidades las cuales permiten hacer inferencias sobre el contexto paleoclimático, ya que el sistema pasó a estar conformado por canales fluviales permanentes implicando necesariamente condiciones relativamente más húmedas que para el Miembro Puesto La Paloma. Por lo tanto, se infieren condiciones templadas subhúmedas con estacionalidad en la distribución de las precipitaciones (Bull, 1991; Zhang et al., 2019). Estas interpretaciones coinciden con las interpretadas por Umazano et al. (2017) donde establece condiciones de mayor humedad para el momento de depositación del Miembro Cerro Castaño.

El Miembro Las Plumas se encuentra caracterizado por Entisoles donde los paleosuelos se encuentran apilados con horizontes de tipo AC de poco desarrollo. Dado que los Entisoles modernos pueden formarse bajo diferentes climas (Retallack, 2001), y el bajo grado de desarrollo de estos paleosuelos restringe las interpretaciones paleoclimáticas, es posible que en este pedotipo, el tiempo y la dinámica propia del sistema de abanico aluvial hayan tenido un rol protagónico en su desarrollo. Sin embargo, los rasgos de este pedotipo (iluviación de

ceolitas, sílice, incipientes rasgos vérticos y rasgos hidromórficos) sugieren condiciones subhúmedas y estacionalidad de las precipitaciones (Bull, 1991; Zhang et al., 2019).

Interpretaciones previas, basadas en evidencias paleoflorísticas, por Iglesias et al., 2011, infieren condiciones húmedas y cálidas para la unidad.

En resumen, los paleosuelos de la Formación Cerro Barcino se condicen con condiciones climáticas templadas subhúmedas con una estacionalidad marcada en la distribución de las precipitaciones para toda la unidad.

Tabla 5.2. Análisis de difracción de rayos X

Unidad	Pedotipo	Horizonte	Roca total (abundancia relativa en %)						Mineralogía de las arcillas (abundancia)				
			Q	F	Ca	An	Cli	Arc	S	I/S	I	K	
FORMACIÓN CERRO BARCINO	MIEMBRO LAS PLUMAS	CCA-P5	AC	60	15			20	5	85			15
		CCA-P5	AC	70	15			10	5	100			
		CCA-P5	AC	65	5		5	15	10	100			
		CCA-P5	AC	60	10		5	20	5	100			
		CCA-P5	AC	60	5		5	25	5	100			
		CCA-P5	AC	55	5		5	30	5	95			5
		CCA-P5	AC	70	5	5	5	10	5	100			
		CCA-P5	AC	70	5		5	15	5	95			5
		CCA-P5	AC	45	15	5	10	5	20	95			5
	MIEMBRO CERRO CASTAÑO	CCA-P4	Bk	65	5	10	5	10	5	95			5
		CCA-P4	Bk	65	5		25		5	100			
		CCA-P4	Bk	65	5		35		5	100			
		CCA-P4	Bk	60	10		5	20	5	100			
		CCA-P4	Bk	45	10	15	10	15	5	100			
		CCA-P4	Bk	40	5	25	20	5	5	100			
		CCA-P4	Bk	45	15		10	20	10	100			
		CCA-P4	Bk	65	5		5	20	5	95			5
	MIEMBRO PUESTO LA PALOMA	CCA-P3	Bk	30	5	60		10	5	95			5
		CCA-P3	Bk	55	5	20	15		5	100			
		CCA-P3	Bk	70		20	5		5	100			
		CCA-P2	Bssk	75	5	5	20		5	90		10	
		CCA-P2	Bssk	70	5	5	5	10	5	95		5	
		CCA-P2	Bssk	75	5		5	10	5	90		5	5
		CCA-P1	Bw	45	10		10	15	20	10		90	
		CCA-P1	Bw	75	5		5	10	5			100	
		CCA-P1	Bw	70	10		5	10	5	5		90	5

Tabla 5.2: Análisis de difracción de rayos X para horizontes de suelo de la Formación Cerro Barcino en la Cuenca de Cañadón Asfalto (Cuarzo (Q); Feldspatos (F); Calcita (Ca); Analcima (An); Clinoptilolita (Cli); Arcillas (Arc); Esmeclita (E); Interestratificados Illita/Esmeclita (I/S); Illita (I); Caolinita (K)).

Tabla 5.3. Análisis MEB y EDS de la Cuenca de Cañadón Asfalto

Unidad	Pedotipo	Pedorasgo/ Horizonte	Mineral	Morfología	Tamaños	Composición bajo EDS	Referencias
MIEMBRO PUESTO LA PALOMA	CCA-P1	Revestimiento Hz. Bw	Clinoptilolita	Revestimiento de clinoptilolita en poco. Cristales euhedrales de morfología tabular. Los cristales crecen desde la pared del poro hacia el interior	20 - 70 µm	Pico alto de Si; a continuación O y Al; Picos minoritarios Na y K	Fig. 5.5g

Tabla 5.3: Análisis MEB y EDS para horizontes de suelo de la Formación Cerro Barcino en la Cuenca de Cañadón Asfalto.



06

CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

INTRODUCCIÓN	131
6.1. SEDIMENTOLOGÍA	131
6.1.1. Sedimentología de la Formación Bajo Barreal	131
6.1.2. Sedimentología de la Formación Laguna Palacios	132
6.1.2.1. Asociación de facies 1 (AF1) – Depósitos aluviales proximales	133
6.1.2.2. Asociación de facies 2 (AF2) – Depósitos aluviales medio- distales	136
6.1.2.3. Asociación de facies 3 (AF3) – Depósitos de caída de ceniza	141
6.2. PALEOSUELOS	142
6.2.1. Los paleosuelos de la Formación Bajo Barreal	142
6.2.1.1. Pedotipo CGSJ-1 (CGSJ-P1) – Alfisoles vérticos	142
6.2.1.2. Pedotipo CGSJ-2 (CGSJ-P2) – Vertisoles	143
6.2.1.3. Pedotipo CGSJ-3 (CGSJ-P3) – Ultisoles	148
6.2.1.4. Pedotipo CGSJ-4 (CGSJ-P4) – Inceptisoles hidromórficos	151
6.2.2. Los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios	153
6.2.2.1. Pedotipo CGSJ-5 (CGSJ-P5) – Entisoles	153
6.2.2.2. Pedotipo CGSJ-5a (CGSJ-P5a) – Entisoles cálcicos	154
6.2.2.3. Pedotipo CGSJ-5b (CGSJ-P5b) – Entisoles síliceos	155
6.2.2.4. Pedotipo CGSJ-6 (CGSJ-P6) – Alfisoles	160



06

CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

6.3. TENDENCIAS VERTICALES EN LAS ARCILLAS DE LA FORMACIÓN BAJO BARREAL	162
6.4. CLIMOFUNCIONES PARA LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS	165
6.5. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN	167
6.5.1. Pedotipo <i>CGSJ-1 (CGSJ-P1)</i> – Alfisoles vérticos	167
6.5.2. Pedotipo <i>CGSJ-2 (CGSJ-P2)</i> – Vertisoles	168
6.5.3. Pedotipo <i>CGSJ-3 (CGSJ-P3)</i> – Ultisoles	169
6.5.4. Pedotipo <i>CGSJ-4 (CGSJ-P4)</i> – Inceptisoles hidromórficos	171
6.5.5. Pedotipo <i>CGSJ-5a (CGSJ-P5a)</i> – Entisoles cálcicos	171
6.5.6. Pedotipo <i>CGSJ-5b (CGSJ-P5b)</i> – Entisoles sílceos	172
6.5.7. Pedotipo <i>CGSJ-6 (CGSJ-P6)</i> – Alfisoles	174
6.6. POLIGÉNESIS EN LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS	175
6.7. RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PEDOGÉNESIS	178
6.7.1. Reconstrucción paleoambiental y pedogénesis de la Formación Bajo Barreal	178
6.7.2. Reconstrucción paleoambiental y pedogénesis de la Formación Laguna Palacios	178





06

CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE



6.8. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

	<i>180</i>
6.8.1. Material parental	<i>181</i>
6.8.2. Topografía	<i>182</i>
6.8.3. Tiempo	<i>183</i>
6.8.4. Organismos	<i>184</i>
6.8.5. Clima	<i>185</i>



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analizarán los paleosuelos de la Cuenca del Golfo San Jorge. Como se mencionó en el capítulo 2, estos paleosuelos corresponden a la Formación Bajo Barreal, en la localidad de Cerro Ballena y a la Formación Laguna Palacios, en la localidad de Punta España (Fig. 3.2). Para la Formación Bajo Barreal se realizó el relevamiento de los paleosuelos y se obtuvieron perfiles paleopedológicos de detalle sobre la base del perfil sedimentológico realizado previamente por Paredes et al. (2018, 2019, 2022; Fig. 6.1; Tabla 6.1). Por su parte, para la Formación Laguna Palacios se realizó el relevamiento de toda la unidad aflorante y se obtuvo un perfil sedimentológico-paleopedológico de detalle (Fig. 6.2–Fig. 6.4; Tabla 6.2).

6.1. SEDIMENTOLOGÍA

6.1.1. SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN BAJO BARREAL

La Formación Bajo Barreal fue estudiada en detalle por Paredes et al. (2018) en el Cerro Ballena, quienes determinaron un total de 17 facies sedimentarias, las cuales fueron agrupadas en 12 Asociaciones de Facies (AFs). En la tabla 6.1 se encuentra una breve descripción de las AFs (modificado de Paredes et al., 2018).

En el Cerro Ballena, la Formación Bajo Barreal constituye el flanco oeste de un anticlinal. Trabajos previos (Figari et al., 1998) dividen a la unidad en tres intervalos estratigráficos, divididos por discontinuidades, denominados secciones A, B y C en orden ascendente. Posteriormente, los trabajos de Paredes y colaboradores (Paredes et al., 2018, 2019, 2022) se focalizaron en las secciones A y B, y es donde posteriormente se realizó el relevamiento de paleosuelos para la presente tesis.

Los depósitos aluviales de la Sección A (*sensu* Figari et al., 1998) están asociados a ríos perennes y multiepisódicos o *multistorey*, con geometrías tipo cinta o *narrow sheet*, y dominados por canales de baja sinuosidad con barras de acreción río abajo, con pocos canales fijos. Los depósitos de planicie de inundación proximales se preservan por debajo y en los

márgenes de los cuerpos de canal. La ausencia de niveles conteniendo paleosuelos bien desarrollados sugiere que la movilidad de los canales era alta o que la agradación de las planicies fue relativamente alta. Los cuerpos de canal se encuentran físicamente aislados o con baja conectividad (Bridge et al., 2000), y separados de los canales suprayacentes por varias a decenas de metros de los depósitos finos, sugiriendo altas tasas de creación de espacio de acomodación respecto al aporte sedimentario (alto *A/S ratio*, Martinsen et al., 1999; Paredes et al., 2018).

Los depósitos aluviales de la Sección B están caracterizados por canales en manto con geometrías tipo *sheet-like* con alta interconectividad, emplazados en depósitos de planicie de inundación de composición tobácea. Las estimaciones paleohidráulicas indican un aumento en la descarga, en la profundidad del flujo y en el espesor de los ríos de la Sección B, los cuales exhiben una mayor proporción de facies conglomerádicas indicando flujos de mayor energía (Paredes et al., 2018). Los cuerpos de canal amalgamados de la sección B son interpretados como formados durante períodos de menor acumulación relativa a la tasa de avulsión (Bridge y Leeder, 1979; Shanley y McCabe, 1994), y puede ser considerado como un sistema de baja acomodación caracterizado por una elevada conectividad de los canales (Martinsen et al., 1999). Paredes et al. (2018) interpretan a la Sección B como ríos anastomosados desarrollados bajo un clima húmedo con una alta variación en la distribución de las precipitaciones (Nanson y Knighton, 1996; Paredes et al., 2018).

6.1.2. SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS

Para realizar una caracterización sedimentológica de la Formación Laguna Palacios se realizó en una primera instancia el análisis de facies de la unidad. Se definieron un total de 6 facies sedimentarias, las cuales se encuentran detalladas en la Tabla 6.2. A continuación se describirán las asociaciones de facies (AFs) que caracterizan a toda la unidad (Fig. 6.3 y 6.4). En la localidad de Punta España, la Formación Laguna Palacios se encuentra limitada en la base por la Formación Castillo y en su techo por el Grupo Río Chico. Si bien en los antedecentes y la Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados (Panza et al., 2001) ubican a los afloramientos de la Formación Laguna Palacios por sobre depósitos de la Formación Bajo Barreal, los trabajos de campo realizados en la presente tesis permiten inferir que la unidad que se encuentra por debajo es la Formación Castillo. Esto se basó en las características

sedimentarias de ambas unidades y el reconocimiento de la Formación Bajo Barreal en otros sitios.

6.1.2.1. Asociación de facies 1 (AF1) – Depósitos aluviales proximales

Descripción: Se compone de facies de lapillitas tobáceas (facies LTmm) y facies de tobas lapillíticas (TLmn).

En su conjunto esta AFs conforma cuerpos tabulares con espesores entre 0,50 y 3 m de potencia y continuidad lateral de más de 100 m (Fig. 6.3a-b). Presentan bases irregulares y erosivas (Fig. 6.3c). Son macizos, sin evidencias de estructuras mecánicas primarias. Es la asociación de facies más abundante (~ 45-50%), se dispone a lo largo de toda la sucesión y aumenta su % y amalgamación hacia el tope de la unidad.

Internamente se identifican cuerpos tabulares con espesores variables entre 0,30 y 2 m de potencia y continuidad lateral de más de 100 m, los cuales a su vez presentan bases irregulares y superficies erosivas.

En algunos casos, los cuerpos individuales (facies LTmm) se componen de lapillitas tobáceas, intraformacionales, mal seleccionadas, en una matriz chonito-tobácea volcániclastica de coloración marrón (paraconglomerado; Fig. 6.3d). Los clastos individuales que componen estas lapillitas tobáceas se caracterizan por tener geometrías subredondeadas, entre 5 y 10 mm de diámetro, de igual composición a la matriz. Presentan un arreglo caótico de los clastos. A microescala se identifican clastos de distinto tamaño (entre 0,05 a 10 mm), los cuales están compuestos por cuarzo, plagioclasas, trizas vítreas y fragmentos pumíceos inmersos en una matriz chonito-tobácea, de coloración marrón. Estos clastos presentan una cementación de arcilla mezclada con óxidos de Fe. A su vez, la matriz que une estos clastos es similar a la matriz chonito-tobácea que se encuentra dentro de los clastos, se diferencia por presentar un color marrón más claro que el del interior de los clastos (Fig. 6.3f-g). Estas facies poseen sobreimpuesta la evidencia de pedogénesis como rizolitos silíceos (Fig. 6.3e). Además es muy común el desarrollo de vetillas de sílice rellenando fracturas.

En otros casos, los cuerpos individuales se caracterizan por ser tobas lapillíticas (facies TLmn), pobremente seleccionadas, matriz sostén. Los clastos individuales que componen estas tobas lapillíticas se caracterizan por tener geometrías subredondeadas a subangulosas, entre 0,5 y 5 mm de diámetro, compuestos principalmente por líticos de composición chonítica. En general son macizos, pero en ocasiones presentan una gradación normal de los clastos. La

Figura 6.1. Perfil sedimentológico-paleopedológico de la Formación Bajo Barreal

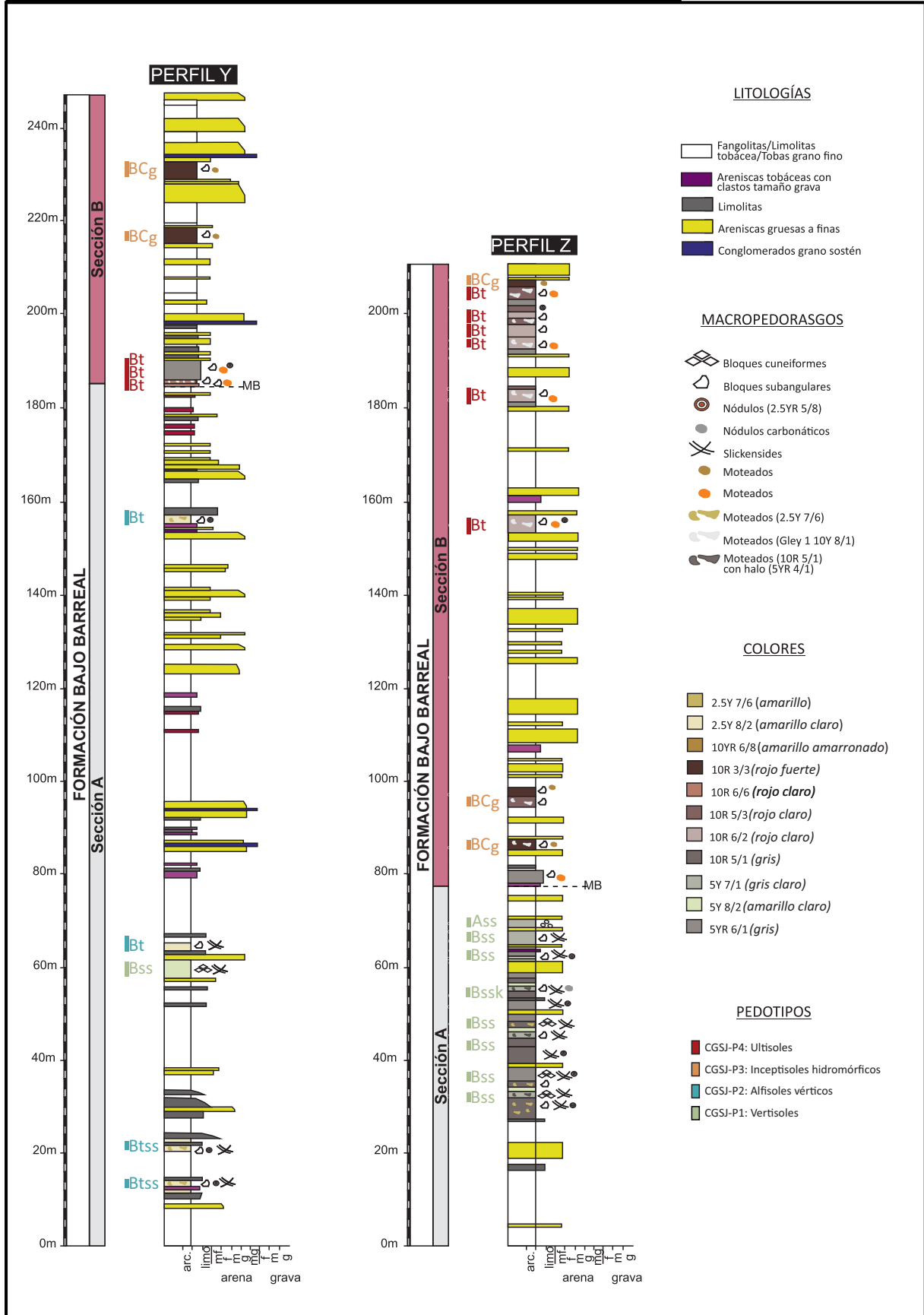


Figura 6.1: Sección esquemática mostrando la distribución vertical de las asociaciones de facies sedimentarias y de los paleosuelos de la Formación Bajo Barreal. Modificado de Paredes et al. (2018). Para ver la ubicación del perfil ver Fig. 3.2.

Tabla 6.1: Asociaciones de facies de la Formación Bajo Barreal

Asociación de facies	Litología	Estructuras Sedimentarias	Geometría	Dimensiones	Límites	Interpretación
Canal	Conglomerado tobáceo en la base; areniscas	Estratificación entrecruzada en artesa y planar; laminación plana-paralela; laminación ondulítica; macizo	Cuerpos individuales aislados dentro de sucesiones de grano fino o apilados vertical y lateralmente separados por superficies eorivas	Ancho < 629 m; espesor < 8,5 m	Base: plana o erosiva; Techo: gradual a intercalado con pelitas	Cuerpos canalizados con bases erosivas, simples o multistorey; geometrías variables entre narrow ribbon a broad sheet. Flujos unidireccionales con transporte de carga de fondo, con una disminución en la velocidad del flujo y un cambio de carga de fondo a carga suspendida como mecanismo de transporte dominante
Cuerpos de acreción lateral simple y complejo	Conglomerado tobáceo en la base; areniscas	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo, en artesa y planar; laminación plana-paralela; macizo		Espesor < 2,3 m		Formas de acreción lateral. Las capas conglomerádicas intercaladas, así como la presencia de trazas fósiles en el tope, indican variaciones en la descarga durante la depositación
Cuerpos de acreción lateral	Areniscas con capas de conglomerado tobáceo en la base; areniscas al tope	Estratificación entrecruzada en artesa; laminación plana-paralela; laminación ondulítica; macizo	Sets lenticulares. Comúnmente se apilan 3 a 5 cuerpos individuales.	Ancho: 15–20 m; espesor < 2,5 m		Se asocian a point bars
Cuerpos arenosos	Areniscas	Estratificación entrecruzada en artesa; laminación ondulítica	Mantos tabulares o ligeramente lenticulares	Espesor: 0,5–2 m		Canales de baja sinuosidad
Arenas en manto laminadas	Areniscas	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo; laminación plana-paralelo; laminación ondulítica; macizo	Geometría en manto	Espesor: 0,3–0,6 m; ancho: pocos metros a decenas de metros		Transporte bajo alto régimen de flujo
Erosional scour fill	Conglomerado tobáceo; areniscas	Estratificación entrecruzada en artesa; laminación plana-paralelo; laminación ondulítica; macizo				Scour fills desarrollados dentro del piso del canal y sobre los topes y bancos de las barras
Hollow	Areniscas	Laminación horizontal	Geometría lenticular	Espesor: decenas de centímetros; Ancho < 4 m		Corte y relleno de los scour hollows en la confluencia de los canales
Canales abandonados	Pelita tobácea; areniscas	Macizo; laminación horizontal		Ancho: 5–25 m; espesor: 1,2–3,5 m		Inundaciones en la planicie
Canales de explayamiento	Conglomerado tobáceo; areniscas	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo; laminación plana-paralelo; laminación ondulítica; macizo		Ancho: 2–15 m; espesor: 0,4–1 m		Canales de explayamiento durante eventos de inundación o alta descarga
Lóbulos de explayamiento	Areniscas	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo y en artesa; laminación plana-paralelo; laminación ondulítica; macizo	Geometría en manto	Espesor: 0,5–1 m; ancho < 130 m	Base: erosiva; techo cóncavo hacia arriba	Lobulos de explayamiento en respuesta a inundaciones de desborde intermitentes
Albardón	Areniscas	Estratificación entrecruzada en artesa; laminación ondulítica; macizo	Geometría en manto a lenticular	Ancho: 30–70 m; espesor: 1–5 m		Cuerpos tipo "wedge-shaped" (wings sensu Friend, 1983)
Finos de la planicie	Limolita/arcillita; pelita tobácea; toba vítrea	Macizo; laminación horizontal				Decantación a partir de flujos no confinados durante eventos de menor inundación o en lagos temporarios de las planicies de inundación. Paleosuelos

Tabla 6.1: Asociaciones de facies (AFs) de la Formación Bajo Barreal. Modificado de [Paredes et al. \(2018\)](#).

matriz es chonito-tobácea y de composición volcanoclástica. El tamaño máximo de los de los clastos es de 6 cm (Fig. 6.3c).

Interpretación: Los depósitos tabulares lapillíticos (facies LTmm) representan la redepositación de depósitos piroclásticos por flujos de detritos cohesivos no canalizados a débilmente canalizados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996; Bucher et al., 2018; Coronel et al., 2020; López et al., 2022).

La composición de los clastos de las facies de lapillitas tobáceas de igual composición son interpretados como conglomerados intraformacionales o como homeoconglomerados (Spalletti y Mazzoni, 1977). La observación microscópica de los clastos, el color más intenso que la matriz circundante, los bordes netos y la cementación, permite interpretarlos como pedorelictos correspondientes a un ciclo sedimentario–pedogenético anterior, que luego fueron transportados y redepositados como un nuevo depósito (Cleveland, 2007; Srivastava et al., 2010).

El arreglo granodecreciente de los clastos de las facies de tobas lapillíticas podrían indicar la depositación a partir de corrientes hiperconcentradas mas diluidas, y ligeramente erosivas (Smith, 1986).

Las evidencias pedogenéticas como rizolitos indican períodos de exposición subaérea y no depositación (Retallak, 2001).

La exclusiva participación de flujos gravitacionales de detritos cohesivos no canalizados gravosos podría ser indicador de un ambiente aluvial proximal (Blair y McPherson 1994; Bucher et al., 2018), para la depositación de esta asociación de facies. Se interpretan además pulsos de sedimentación separados temporalmente por períodos lo suficientemente prolongados para permitir la colonización del sustrato por parte de la vegetación desarrollando una incipiente pedogénesis.

6.1.2.2. Asociación de facies 2 (AF2) – Depósitos aluviales medio-distales

Descripción: Esta asociación de facies posee espesores de hasta 10 m. Se compone casi exclusivamente de chonitas tobáceas macizas o sin estructura (facies CHTm) y de chonitas macizas o sin estructura (facies CHm). Es muy común la evidencia de procesos pedogenéticos sobreimpuestos (Figuras 6.3h-i). La AF2 se distribuye uniformemente en toda la unidad y ocupa entre un 30 y 40%.

Figura 6.2. Perfil sedimentológico-paleopedológico de la Formación Laguna Palacios

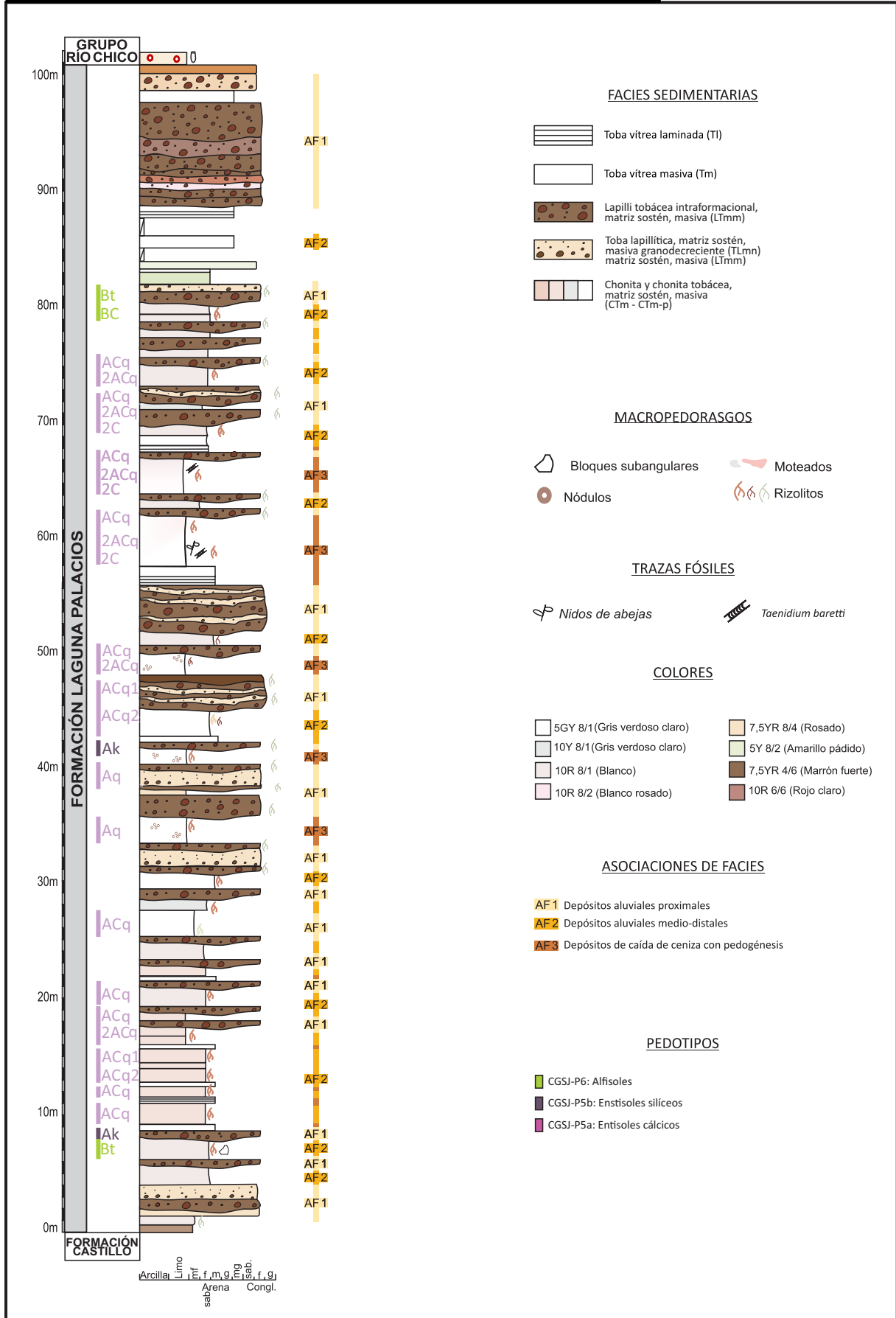


Figura 6.2: Sección esquemática mostrando la distribución vertical de las asociaciones de facies sedimentarias y de los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios en la localidad de Punta España. Para ver la ubicación del perfil ver Fig. 3.2.

Figura 6.3. Sedimentología de la Formación Laguna Palacios

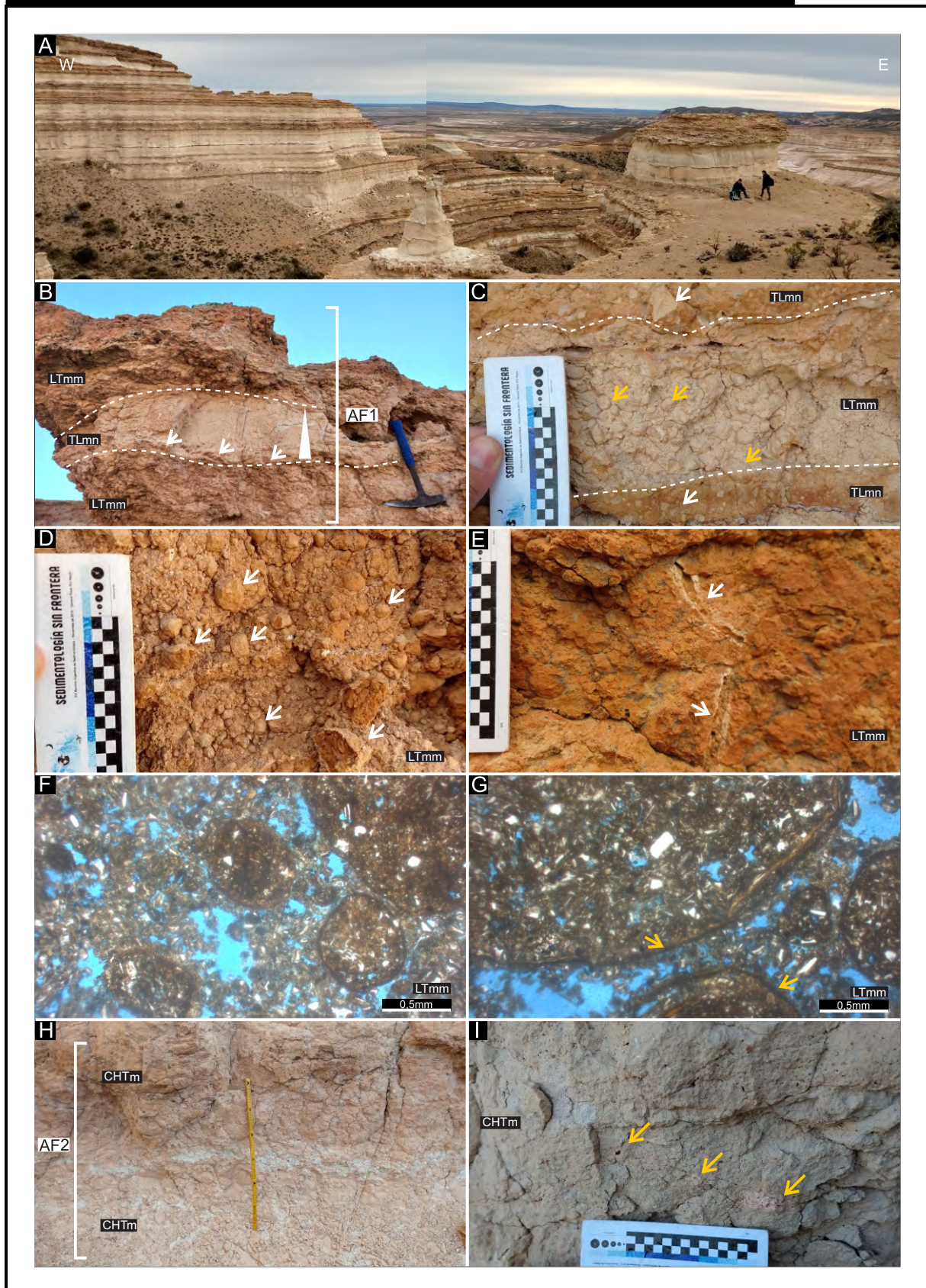


Figura 6.3: Sedimentología de la Formación Laguna Palacios. A: Vista general de los afloramientos en la localidad de Punta España. B: Depósitos aluviales proximales de la AF1. Notar arreglo granodecreciente de la facies TLmn, las flechas blancas indican clastos de mayor tamaño en la base. C: Detalle del arreglo de las facies TLmn (flechas blancas) y LTmm (flechas amarillas). D: Detalle de los clastos de la facies LTmm (indicados con flechas blancas). E: Rizolitos en la facies LTmm (flechas blancas). F: Clastos de la facies LTmm (sn x5). G: Clastos de la facies LTmm, las flechas amarillas indican la cementación de arcilla con óxidos de Fe (sn x5). H: Depósitos aluviales medio-distales de la AF2. I: Detalle de la facies CHTm, las flechas amarillas indican rizolitos silíceos.

Figura 6.4. Sedimentología de la Formación Laguna Palacios

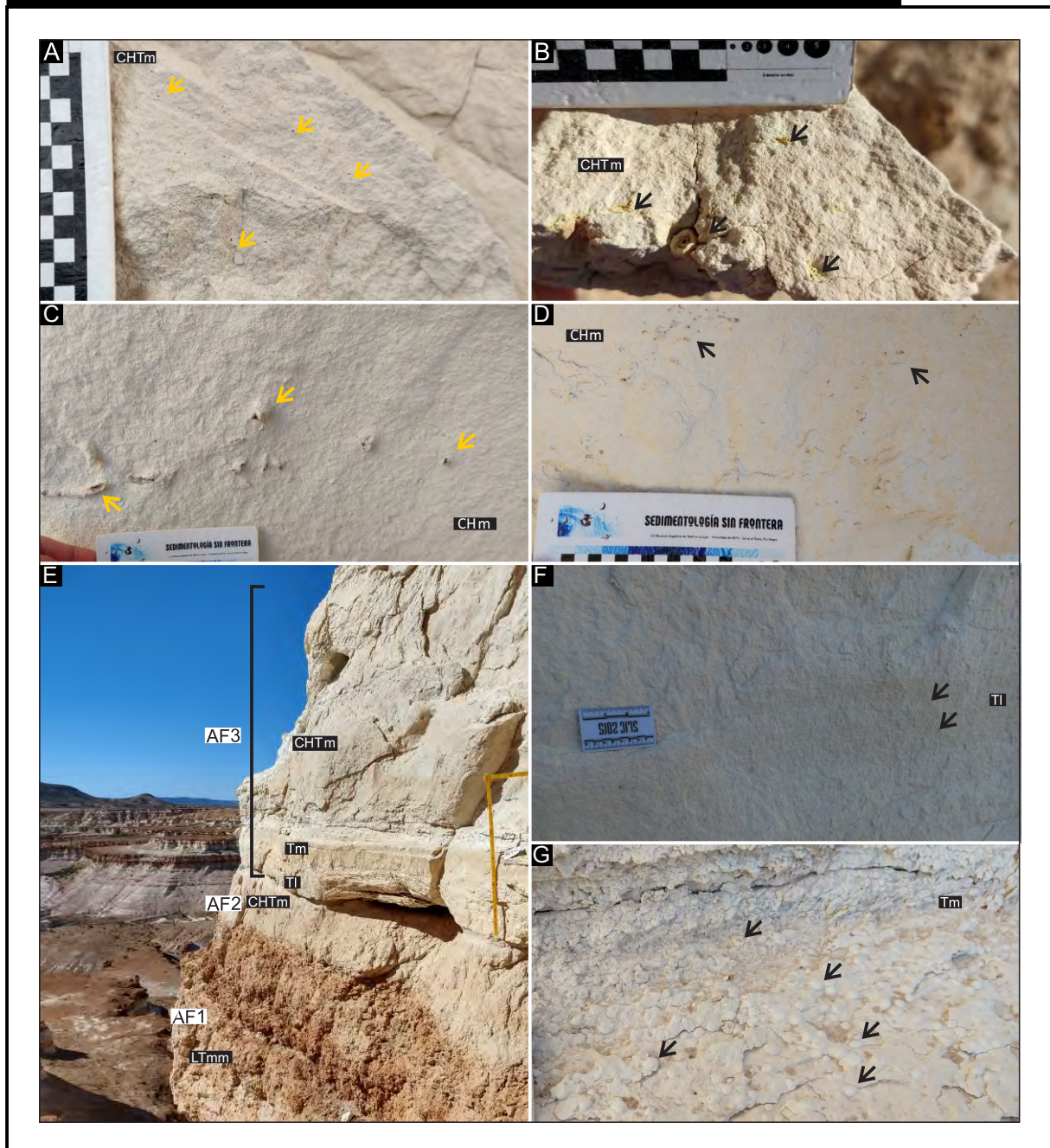


Figura 6.4: Sedimentología de la Formación Laguna Palacios. A: Detalle litología de la facies CHTm. Las flechas amarillas indican cristaloclastos. B: Detalle rizoconcreciones silíceas en facies CHTm indicados con flechas negras. C: Rizolitos silíceos (flechas amarillas) en facies CHTm. D: Detalle nódulos agregados (flechas negras) en facies PTm. E: Apilamiento vertical de las Asociaciones de Facies 1, 2 y 3. G: Detalle laminación plana-paralela de la facies Tl (flechas negras). G: Detalle lapilli acrecional en facies Tm (flechas negras).

Tabla 6.2: Facies sedimentarias de la Formación Laguna Palacios

Código de facies	Litología	Estructura sedimentaria	Pedregos asociados	Interpretación
Tm	Toba vítrea, de grano fino a medio, bien seleccionada. Niveles lapilli acrecional	Masivo		Eventos de caída de ceniza volcánica subaérea
Tl	Toba, bien seleccionada. Niveles lapilli acrecional	Laminación plana-paralela		Decantación subaérea discontinua de ceniza volcánica
LTmm	Lapilli tobácea, matriz sostén, de composición chonita-tobácea volcanoclástica pobremente seleccionado	Masivo	Rizolitos, trazas fósiles	Depósitos gravitacionales no canalizados. Flujos de detritos hiperconcentrados. Depósitos piroclásticos redepositados. Exposición subaérea y pedogénesis
TLmn	Toba lapillítica, matriz sostén, de composición chonita-tobácea volcanoclástica, pobremente seleccionado	Masivo, granodecreciente		Depósitos gravitacionales no canalizados. Flujos de detritos hiperconcentrados más diluidos. Depósitos piroclásticos redepositados.
CHTm	Chonita tobácea, de grano muy fino a fino, matriz sostén y mal seleccionado	Masivo	En ocasiones, presenta bloques angulares a subangulares, moteados, rizolitos, trazas fósiles	Depósitos gravitacionales arenosos no canalizados. Depósitos piroclásticos redepositados. Posterior exposición subaérea y pedogénesis
CHm	Chonita	Masivo	Bloques angulares a subangulares, rizolitos, nódulos	Depósitos piroclásticos redepositados. Exposición subaérea y pedogénesis. Paleosuelos

Tabla 6.2: Facies sedimentarias de la Formación Laguna Palacios.

Las chonitas tobáceas y chonitas se encuentran dispuestas en cuerpos tabulares de 0,20 a 2 m de espesor y continuidad lateral de decenas de metros, con bases irregulares o planas.

Internamente, las chonitas tobáceas son macizas o sin estructura, mal seleccionadas y matriz sostén. La matriz de composición chonítica en general ocupa el 60 y 90% (Fig. 6.3h–6.4a).

En esta asociación de facies es muy común la identificación de rasgos pedogenéticos tales como bloques angulares a subangulares, moteados y trazas fósiles caracterizadas por rizolitos silíceos con una abundancia entre moderada a muy abundante (Fig. 6.3i–Fig. 6.4b-d) y trazas de invertebrados como *Taenidium baretti* y nidos de abeja *Celicalichnus* isp. (Genise et al., 2002).

Interpretación: Los principales procesos depositacionales de esta asociación de facies pueden inferirse como depósitos gravitacionales arenosos no canalizados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996), evidenciados por los depósitos tabulares matriz sostén y mal seleccionados.

Los rasgos pedogenéticos sobreimpuestos permiten interpretar períodos de no depositación y exposición subaérea durante la cual se desarrollaron niveles de paleosuelos. Por su parte la presencia de trazas meniscadas asignadas a *Taenidium baretti* son diagnósticas de la icnofacies de *Scoyenia* y el sustrato puede ser interpretado como depositado en un ambiente de baja energía (Buatois y Mángano, 2002). Los nidos de abeja encontrados son similares a los descritos por Genise et al. (2002) para la Formación Laguna Palacios en una localidad ubicada en el Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, y fueron asignados a nidos producidos por abejas de la familia *Halictinae*.

El dominio de flujos gravitacionales arenosos no canalizados junto con el desarrollo incipiente a moderado de paleosuelos sugiere un ambiente depositacional de abanico aluvial medio a distal (Blair y McPherson 1994) con pulsos de depositación separados por intervalos temporales de estabilidad que permitieron el desarrollo de paleosuelos.

6.1.2.3. Asociación de facies 3 (AF3) – Depósitos de caída de ceniza

Descripción: Esta asociación de facies se compone de tobas vítreas, de grano fino a medio, bien seleccionadas, macizas o sin estructura (facies Tm) o con laminación plana-paralela (facies Tl) (Figuras 6.4e-g). Es la AF menos frecuente (~ 15%) y se concentra casi exclusivamente en la sección media de la unidad. Esta AFs se presenta en cuerpos tabulares, con espesores entre 0,5 y 5 m y decenas de metros de continuidad lateral. Las capas individuales de toba tienen

bases planas y no erosivas, con espesores que varían entre 0,10 y 0,40 m. La facies Tm contiene niveles de lapilli acrecional (Fig. 6.4g), los cuales se componen de un núcleo rodeado por múltiples capas de material de grano fino.

Interpretación: Las capas de tobas masivas, sin evidencias de erosión en la base y ausencia de estratificación son en general interpretadas como el producto de la sedimentación en suspensión de cenizas volcánicas (Cas y Wright, 1987; Umazano et al., 2012). A su vez cada capa de toba masiva (Tm) registra un evento de caída de ceniza volcánica mientras que las tobas con laminación plana–paralela sugiere una variabilidad temporal en la intensidad de la erupción (Umazano et al., 2012). Los niveles con lapilli acrecional permiten interpretar un volcanismo freatomagmático o la agregación de ceniza en la tropósfera (Umazano et al., 2012).

6.2. PALEOSUELOS

6.2.1. LOS PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN BAJO BARREAL

6.2.1.1. Pedotipo CGSJ-1 (CGSJ-P1) – Paleosuelos tipo Alfisoles vérticos

Este pedotipo (Fig.6.5a-h–Fig.6.6a-h) se encuentra desarrollado sobre los sedimentos finos de la planicie de inundación (Paredes et al., 2018; Tabla 6.1) y caracteriza a la sección A de la Formación Bajo Barreal. Se trata de horizontes de tipo Bt y Btss, con espesores que varían entre 0,20 y 0,5 m. Estos horizontes presentan una matriz compuesta por arcillitas y limolitas, de coloración amarilla pálida (2.5Y 8/2) con moteados amarillos (2.5YR 7/6). Se caracterizan por presentar agregados en bloques angulares a subangulares (Fig. 6.5b-c). Como pedorrasgos es común la presencia de *slickensides* y nódulos de entre 2 y 3 mm color rojo débil (10R 4/3).

A microescala, el esqueleto de estos horizontes se compone de texturas arena fina a muy fina integradas principalmente de granos de cuarzo y en menor medida feldespatos y líticos con un grado de alteración entre 1 y 2 (Stoops, 2003). El plasma presenta colores castaños, por sectores impregnado por óxidos de Fe-Mn con un color marrón oscuro. La relación gruesos/finos (límite g/f = 3,1 μ m) varía entre 2 y 5% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírica abierta a doble espaciada. Los vacíos se caracterizan por vacíos de empaquetamiento compuesto y vacíos planares junto con canales, cámaras y cavidades. La

fábrica-b es estriada reticular y grano estriada (Fig. 6.5e-f). Como microestructura se identifican agregados cuneiformes y en bloques con moderado a pobre desarrollo y parcial grado de acomodación. Como pedorrasgos se identificaron hiporevestimientos de óxidos de Fe-Mn alrededor de canales. También se identificaron revestimientos típicos y en capas (Fig. 6.5e-g) y rellenos sueltos continuos de arcilla iluvial. En algunos casos se encontraron fracturados por vacíos planares. Se identificaron nódulos moderadamente impregnados de óxidos de Fe-Mn, fracturados por vacíos planares (Fig. 6.5h) y nódulos fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn diseminados en la masa basal (Fig. 6.5g).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Btss permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 6.5c–Fig. 6.6a-b; Tabla 6.3). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (60–90%), feldespato en proporción escasa a moderada (5–20%) y arcillas en proporción moderada (15%) (Fig. 6.6a; Tabla 6.3). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmetita (100%) (Fig. 6.6b; Tabla 6.3).

Bajo microscopio electrónico de barrido (Fig. 6.6c-h; Tabla 6.5) se pudo observar en detalle a los revestimientos y rellenos presentes en los horizontes Btss. Se pudo identificar la presencia de vacíos planares fracturando los revestimientos (Fig. 6.6c). Las esmetitas que conforman los pedorrasgos presentan morfologías típicas tanto en “copos de maíz” (*curled flakes*; Fig. 6.6d) como en “panal de abejas” (*honey comb*; Fig. 6.6e). Los tamaños de las esmetitas varían entre 1 y 4 μm . La composición de las esmetitas fue corroborada bajo EDS donde los picos principales fueron los de Si, O y Al con picos menores de Na y Mg (Fig. 6.6f; Tabla 6.5).

6.2.1.2. Pedotipo CGSJ-2 (CGSJ-P2) – Paleosuelos tipo Vertisoles

Este pedotipo (Fig. 6.7a-i) se encuentra dentro de los depósitos finos de la planicie de inundación de la Sección A de la Formación Bajo Barreal. Se caracteriza por presentar una secuencia de horizontes Ass-Bss. También se definió un horizonte Bssk asociado al perfil tipo (Fig. 6.7e). Estos horizontes presentan una matriz compuesta por arcillitas y limolitas, de coloración amarillo pálido (5Y 8/2), gris claro (5Y 7/1), gris (5YR 6/1) y verde (5Y 7/2) con moteados amarillentos (2.5Y 7/6), gris verdoso claro (Gley 1 10Y 8/1) y grises (10R 5/1) con halo gris oscuro (5YR 4/1), los espesores varían entre 0,20 y 0,90 m.

Figura 6.5. Pedotipo CGSJ-1 (CGSJ-P1) – Paleosuelos tipo Alfisoles vérticos de la Formación Bajo Barreal

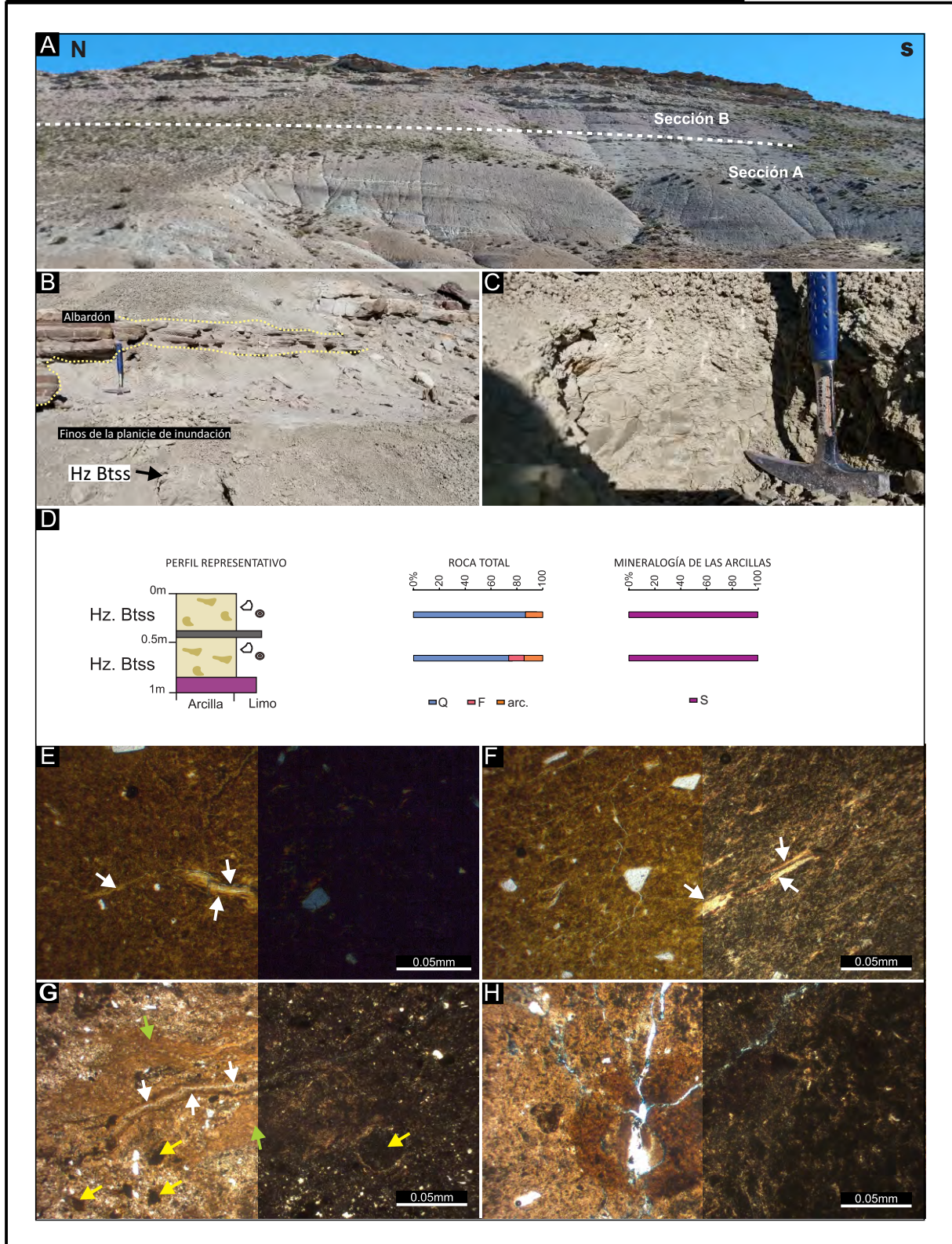


Figura 6.5: Pedotipo CGSJ-1 (CGSJ-P1). A: Vista general de los afloramientos de la Formación Bajo Barreal en el Cerro Ballena. Abajo la sección inferior y por arriba la sección superior separados por línea punteada blanca B: Depósitos de albardón (Paredes et al., 2018) y por debajo depósitos de finos de la planicie con desarrollo de horizontes Btss. C: Detalle horizonte Btss con bloques angulares. D: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes Btss (ver referencia en Fig. 6.2). Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. E: Revestimiento típico de arcilla iluvial alrededor de un canal (flechas blancas (izq: sn x5; der: cn x5)). F: Fábrica-b estriada total. Revestimientos típicos de arcilla (flechas blancas). Notar vacíos planares sobreimpuestos (zq: sn x5; der: cn x5). G: Canal con hiporevestimiento de arcilla teñida con óxidos de Fe (flechas verdes) y revestimientos de óxidos de Fe-Mn (flechas blancas). Nódulos fuertemente impregnados de Fe (flechas amarillas) y fábrica-b estriada reticular (zq: sn x5; der: cn x5). H: Nódulo de óxidos de Fe moderadamente bien impregnado, fracturado por vacíos planares. A la izquierda fábrica-b estriada reticular (zq: sn x5; der: cn x5).

Figura 6.6. Pedotipo CGSJ-1 (CGSJ-P1) – Paleosuelos tipo Alfisoles vérticos de la Formación Bajo Barreal

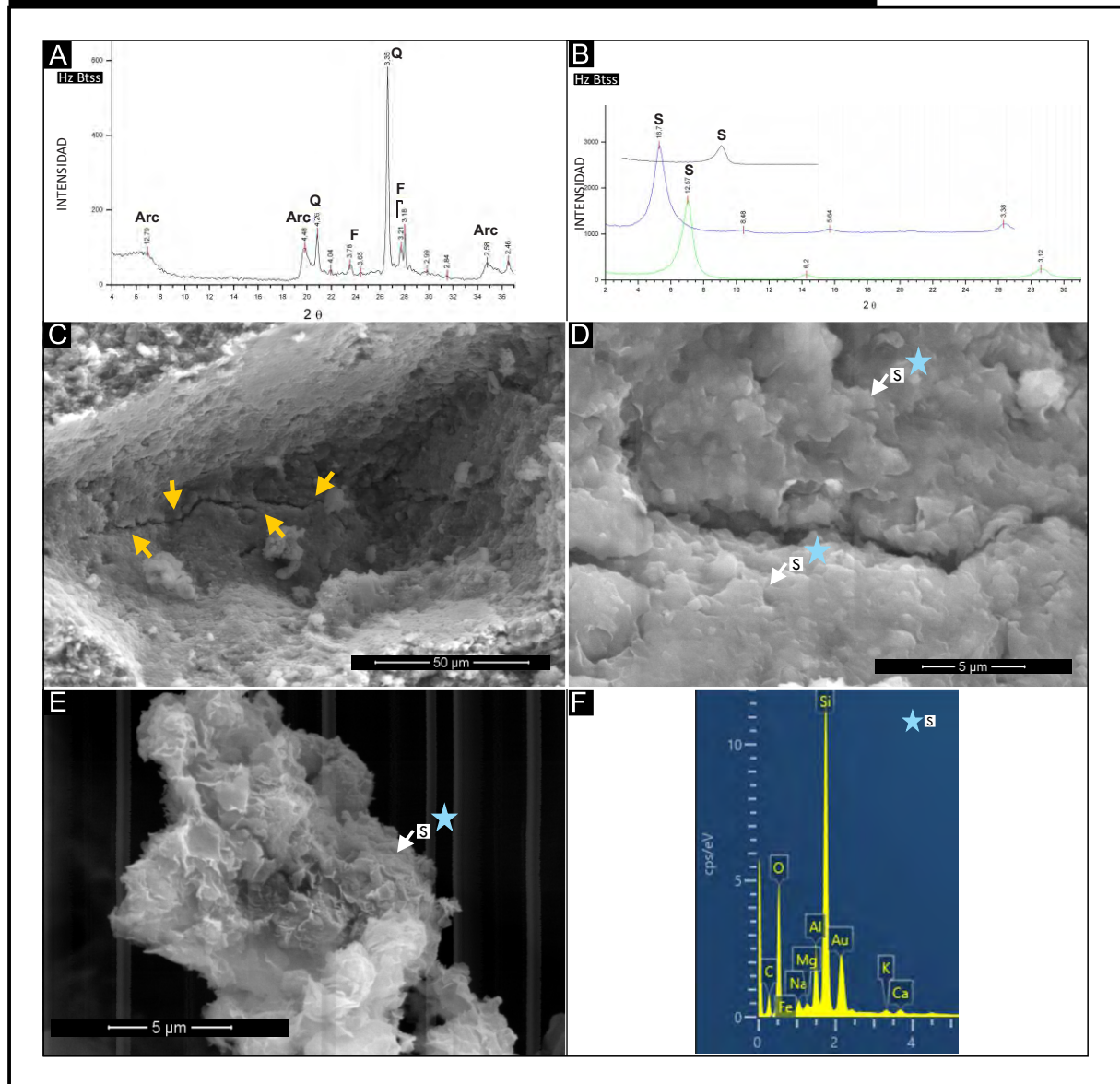


Figura 6.6: Pedotipo CGSJ-1 (CGSJ-P1). A: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizonte Btss. B: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Btss. C: Detalle revestimiento de arcillas fracturado (flechas amarillas) bajo microscopio electrónico de barrido. D: Detalle morfología de revestimiento de esmectita en la pared de un poro. E: Detalle morfología de relleno de esmectita dentro de un poro. F: Composición de esmectita corroborada bajo EDS.

Los horizontes Ass presentan estructura granular y *slickensides*. A microescala, presentan un esqueleto compuesto por texturas muy finas, limo grueso a arena muy fina, integradas principalmente por granos de cuarzo y en menor medida por feldespatos, con un grado de alteración entre 2 y 3 (Stoops, 2003). El plasma presenta un color castaño a anaranjado. La relación gruesos/finos (límite $g/f = 3,0 \mu m$) varía entre 2 y 5% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírico abierto a doble espaciado. Los vacíos son principalmente de tipo planares y de empaquetamiento compuesto definiendo una microestructura granular con moderado desarrollo y parcial grado de acomodación (Fig. 6.7f). Asimismo, se observan canales, cámaras y cavidades. La fábrica-b es estriada reticular y grano estriada. También se observa la acomodación preferencial de las arcillas alrededor de los agregados de suelo. Como pedorrasgos estos horizontes presentan hiporevestimientos de óxidos de Fe abundantes.

Los horizontes Bss presentan agregados en bloques subangulares y cuneiformes (Fig. 6.7a) y como pedorrasgos se observan abundantes *slickensides* en las paredes de los agregados (Fig. 6.7b), junto a motas amarillentas a anaranjadas y nódulos milimétricos de óxidos de Fe en color rojizo (2.5YR 5/8). A microescala, se componen de texturas muy finas, en general limo y arena muy fina, compuestos principalmente por granos de cuarzo. En algunos horizontes se identificaron granos de feldespatos, con grado de alteración 3 (Stoops, 2003). El tamaño de grano dificulta la identificación de otras mineralogías. El plasma presenta colores anaranjados a rojizos, por sectores se presentan zonas con impregnación de óxidos de Fe que generan moteados marrón rojizo intenso. La relación g/f (límite = $3,9 \mu m$) varía entre 2 y 10% de componentes gruesos con un patrón de distribución g/f porfírica abierta a doble espaciada. Los vacíos planares y de empaquetamiento compuesto son muy abundantes y definen una microestructura en bloques angulares a subangulares con moderado a fuerte desarrollo y parcial grado de acomodación (Fig. 6.7g). En menor medida se identifican canales, cámaras y cavidades. La fábrica-b es estriada reticular. Como pedorrasgos se identificaron muy abundantes hiporevestimientos de óxidos de Fe-Mn y nódulos ameboidales, típicos, de óxidos de Fe-Mn, fuertemente impregnados (Fig. 6.7h). En menor medida se observaron revestimientos y rellenos de arcilla teñida en óxidos de Fe-Mn y rellenos sueltos discontinuos de masa basal.

El horizonte Bssk es muy similar al horizonte Bss descrito anteriormente caracterizándose por presentar además presenta nódulos calcíticos de 1 cm de diámetro (Fig.

Figura 6.7. Pedotipo CGSJ-2 (CGSJ-P2) – Paleosuelos tipo Vertisoles de la Formación Bajo Barreal

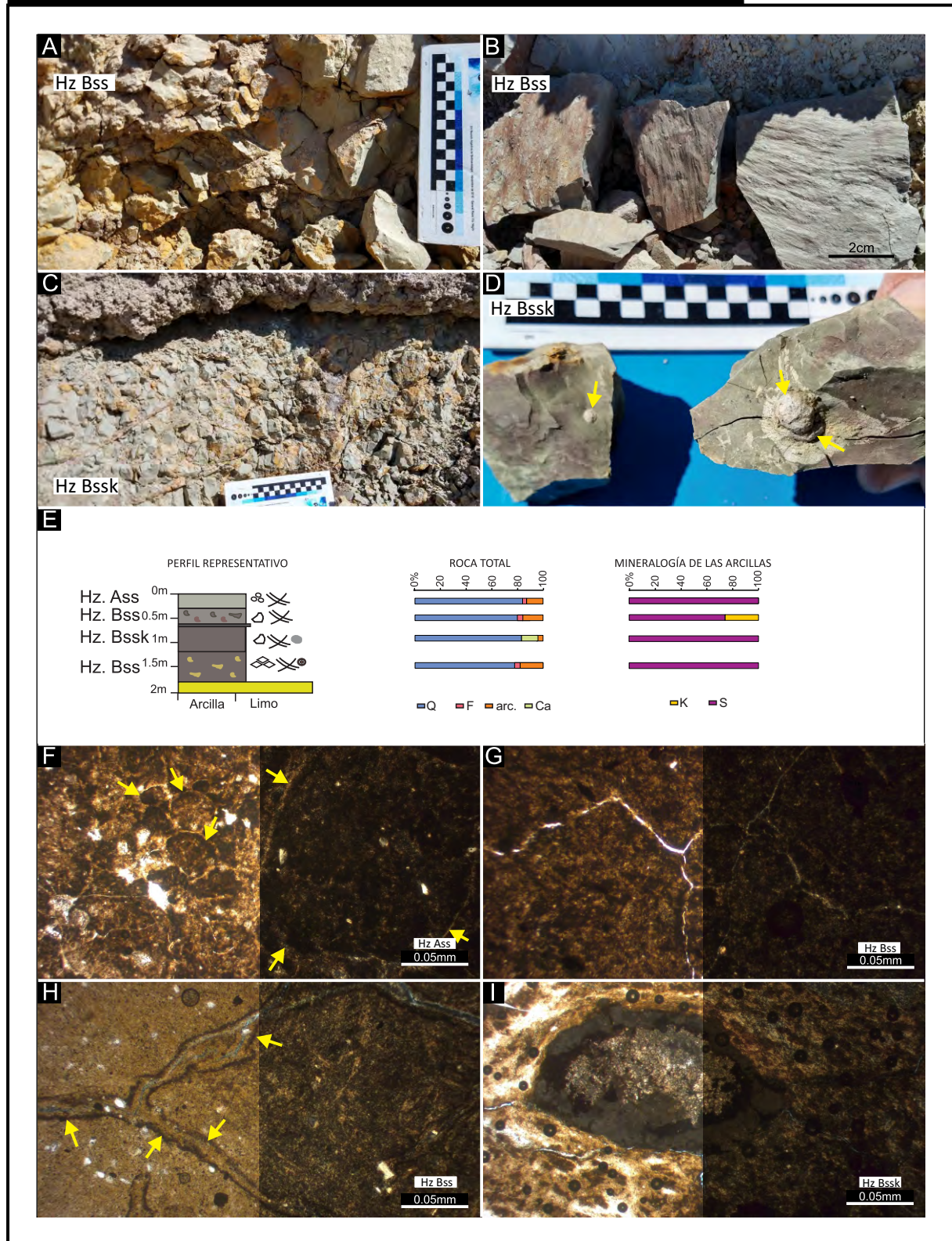


Figura 6.7: Pedotipo CGSJ-2 (CGSJ-P2). A: Horizonte Bss. B: Detalle de los agregados angulares a cuneiformes con superficies de deslizamiento (slickensides) en horizonte Bss. C: Horizonte Bssk con abundantes moteados. D: Detalle de los agregados subangulares con nódulos carbonáticos en horizonte Bssk (flechas amarillas). E: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes Ass, Bss y Bssk. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas con difracción de rayos X. F: Agregados granulares en horizonte Ass (izq: sn x10; der: cn x10). G: Vacíos planares y de empaquetamiento compuesto definiendo bloques angulares en horizonte Bss (izq: sn x10; der: cn x10). H: Vacíos de empaquetamiento compuesto. Las flechas amarillas indican hiporevestimientos de óxidos de Fe en los vacíos. A la izquierda notar fábrica-b estríada reticular en horizonte Bss (izq: sn x10; der: cn x10). I: Nódulo carbonático con núcleo microesparfítico y halo micrítico. Notar porosidad circungranular y fábrica-b estríada cruzada en horizonte Bssk (izq: sn x10; der: cn x10).

6.7c-d). A microescala se diferencia del horizonte Bss por presentar nódulos micríticos y microesparíticos abundantes rodeados por un revestimiento de óxidos de Fe-Mn (Fig. 6.7i).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Ass, Bss y Bssk permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 6.7e; Tabla 6.3). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (70–80%), feldespato en proporción escasa (>10%) y arcillas en proporción escasa (5–15%). En el horizonte Bssk se identificó la presencia de calcita en proporción escasa (15%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmetita (80–100%). En algunos horizontes se identificó la presencia de caolinita en proporción moderada (20%).

6.2.1.3. Pedotipo CGSJ-3 (CGSJ-P3) – Paleosuelos tipo Ultisoles

Este pedotipo (Fig. 6.8a-h–Fig. 6.9a-h) se encuentra desarrollado sobre el *marker bed* (Paredes et al., 2018) y en la sección superior de la Formación Bajo Barreal. Se trata de horizontes tipo Bt, donde en el caso del perfil desarrollado sobre el *marker bed* (*sensu* Paredes et al., 2018) se trata de un perfil con horizontes Bt cumulares: Bt1-Bt2-Bt3 (Fig. 6.8c). En otros casos se desarrollan como horizontes Bt en los finos de la planicie de inundación entre depósitos arenosos. Los horizontes presentan una matriz compuesta por arcillitas y limolitas, de coloración gris (5YR 6/1) a rojiza clara o débil (10R 6/6, 10 5/3, 10R 6/2) y bordó (10R 3/3) con moteados gris verdoso claro (Gley 1 8/1) y gris oscuro (10R 5/1) y espesores entre 20 y 50 cm. Se caracterizan por presentar bloques angulares a subangulares (Fig. 6.8a-b). Como pedorrasgos es común el desarrollo de motas amarillentas a anaranjadas y nódulos milimétricos de óxidos de Fe en color rojizo (2.5YR 5/8) (Fig. 6.8a-b).

A microescala, los horizontes Bt se componen de texturas muy finas, en general limo grueso, integradas principalmente por granos de cuarzo y en menor medida por líticos totalmente alterados con grado de alteración 4 (Stoops, 2003). El plasma presenta colores castaños anaranjados. La relación gruesos/finos (límite g/f = 3,9 μm) varía entre 2 y 5% de la fracción gruesa. Vacíos de empaquetamiento compuesto definen una microestructura en bloques subangulares de moderado desarrollo y parcial grado de acomodación. Además se observaron abundantes canales, cámaras y cavidades. La fábrica-b es incipientemente estriada a punteada. Como pedorrasgos se identificaron abundantes revestimientos: (1) revestimientos típicos y rellenos denso incompletos de arcilla caolinítica límpida (Fig. 6.8d-h); (2) revestimientos típicos y en capas de arcilla caolinítica con limo (Fig. 6.8h); (3) revestimientos

Figura 6.8. Pedotipo CGSJ-3 (CGSJ-P3) – Paleosuelos tipo Ultisoles de la Fm. Bajo Barreal

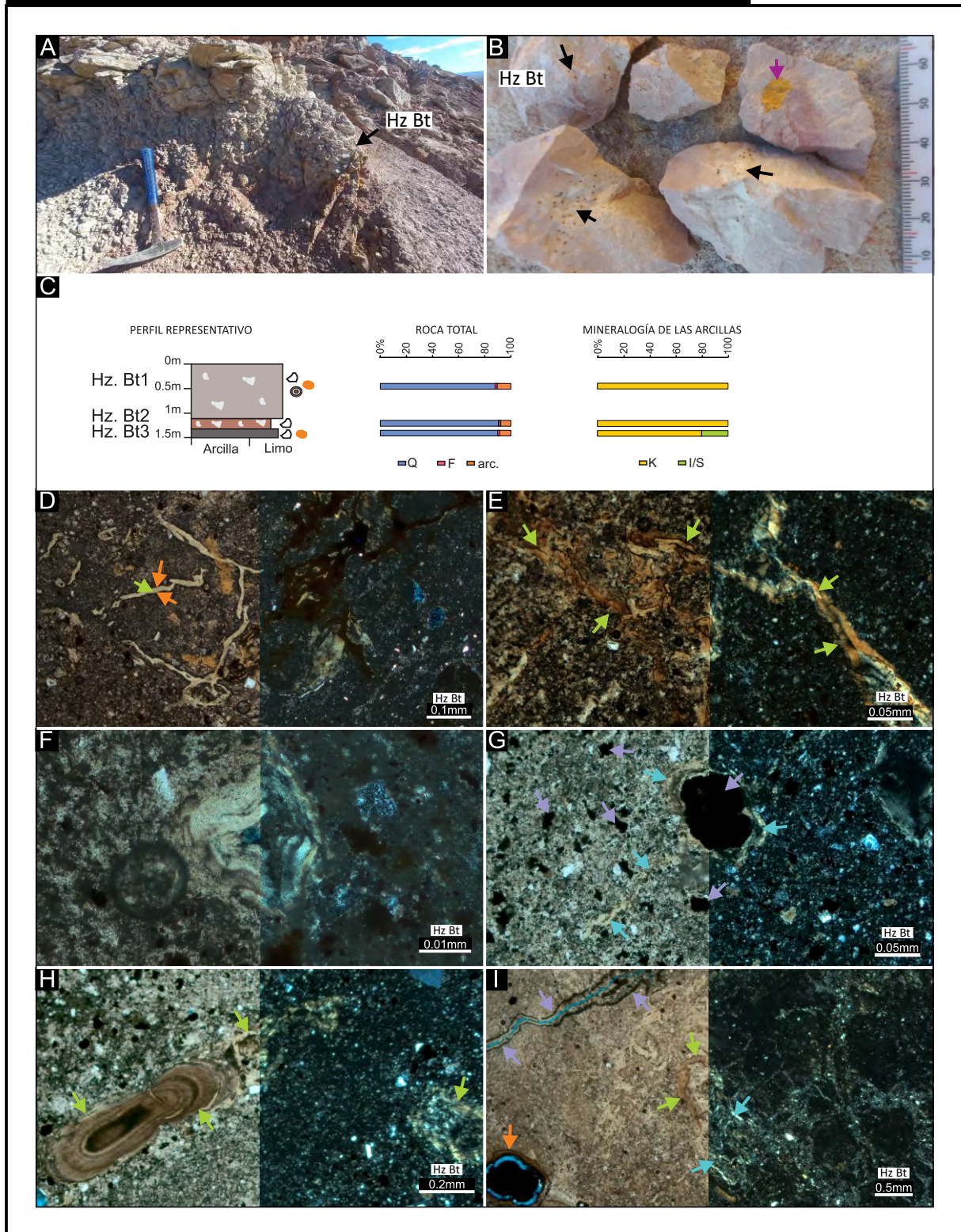


Figura 6.8: Pedotipo CGSJ-3 (CGSJ-P3). A: Horizonte Bt con bloques angulares. Piqueta de escala. B: Detalle de bloques en horizonte Bt. Se observan nódulos de óxidos de Fe (flechas negras) y motas amarillas (flecha violeta). C: Perfil representativo con los horizontes Bt apilados. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas con difracción de rayos X. D: Canales con relleno denso completo de arcilla caolinítica (flechas verdes) y revestimientos de óxidos de Fe (flechas naranjas) (izq: sn x5; der: cn x5). E: Revestimientos en capas de arcilla y de arcilla teñida con óxidos de Fe (flechas verdes) en canales (izq: sn x10; der: cn x10). F: Detalle cámara con revestimiento laminado de arcilla caolinítica y de arcilla teñida con óxidos de Fe (izq: sn x20; der: cn x20). G: Nódulos de óxidos de Fe-Mn (flechas lilas). Notar el nódulo central con revestimiento de arcilla (flecha celeste) (izq: sn x10; der: cn x10). H: Relleno denso completo laminado de arcilla y de arcilla teñida con óxidos de Fe-Mn (flechas verdes) (izq: sn x2,5; der: cn x2,5). I: Hiporevestimientos de óxidos de Fe (flecha lila). Nódulo fuertemente impregnado de óxidos de Fe-Mn (flecha naranja). Revestimiento de caolinita (flecha celeste) y revestimiento de arcilla teñida con óxidos de Fe (flecha verde) (izq: sn x10; der: cn x10).

Figura 6.9. Pedotipo CGSJ-3 (CGSJ-P3) – Paleosuelos tipo Ultisoles de la Fm. Bajo Barreal

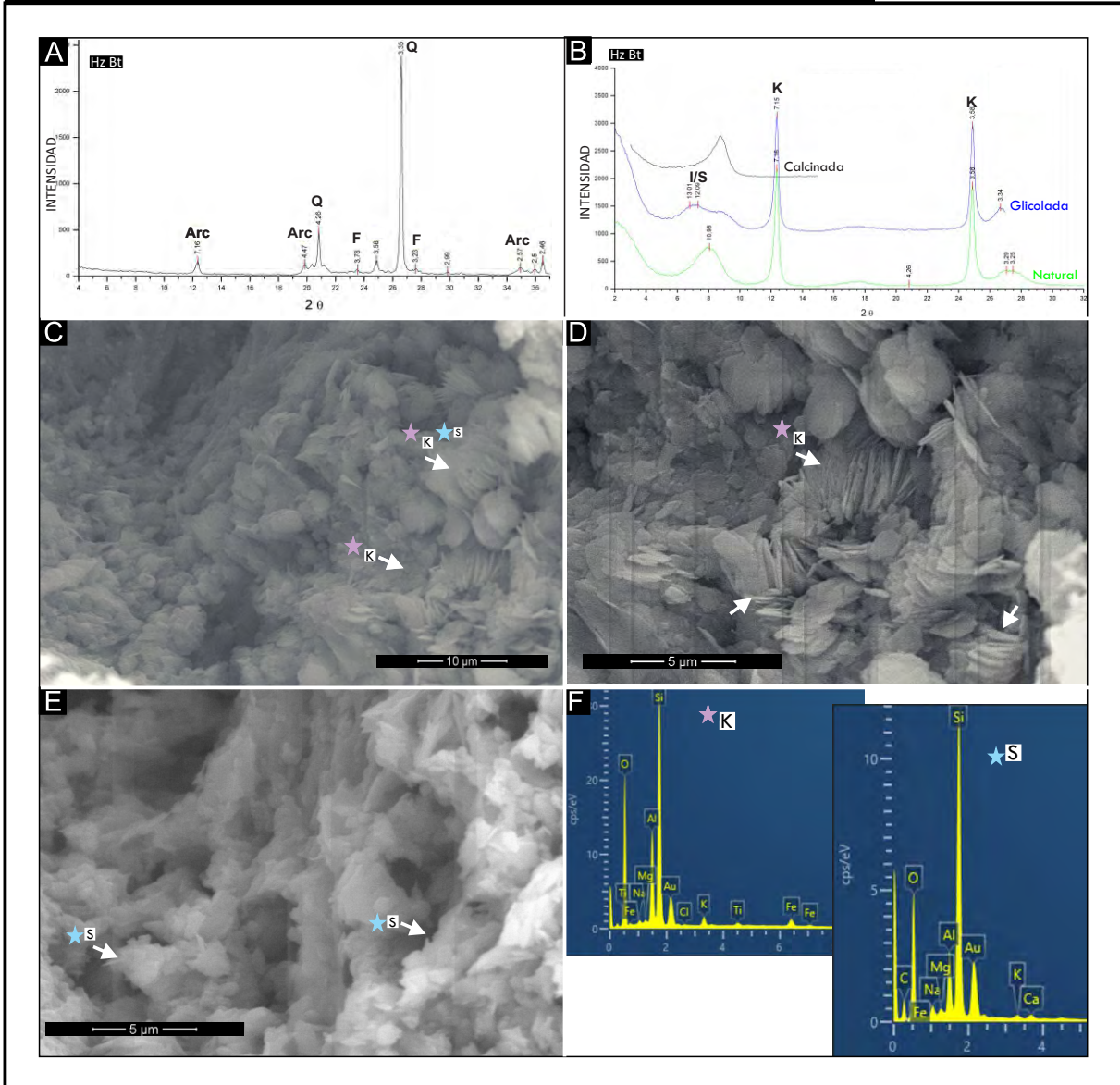


Figura 6.9: Pedotipo CGSJ-3 (CGSJ-P3). A: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizonte Bt. B: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Bt. C-D: Revestimiento compuesto por caolinita con típica morfología tipo “hojas de libro” (book-like). E: Revestimiento compuesto por esmectita con morfología tipo “copos de maíz” (curls flakes). F: Composición de caolinita y esmectita corroborada bajo EDS.

típicos, laminados y en capas de arcilla teñida con óxidos de Fe (Fig. 6.8d-h); (4) revestimientos típicos de óxidos de Fe (Fig. 6.8i). Los revestimientos se encuentran alrededor de canales, cámaras, cavidades, vacíos de empaquetamiento compuesto y de nódulos (Fig. 6.8g). También se observan nódulos de óxidos de Fe-Mn fuertemente impregnados diseminados en la masa basal (Fig. 6.8f-g, i) e hiporevestimientos de óxidos de Fe-Mn alrededor de canales y cámaras (Fig. 6.8d-e,i).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bt permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 6.8c; Tabla 6.3). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (85–90%), feldespato en proporción muy escasa (<5%) y arcillas en proporción escasa (5–15%) (Fig. 6.9a; Tabla 6.3). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por caolinita (90–100%) y en menor medida por esmectita (<10%) (Fig. 6.9b; Tabla 6.3).

Bajo microscopio electrónico de barrido (Fig. 6.9c-f; Tabla 6.5) se observaron revestimientos de arcillas en vacíos del horizonte Bt. Como arcillas se observaron principalmente revestimientos de caolinitas y en menor medida revestimientos de esmectitas. Las caolinitas se presentan como placas apiladas con una morfología tipo “hojas de libro” (*book-like*) con una textura vermicular (Fig. 6.9c-d; Tabla 6.5). Los tamaños se encuentran entre 1 y 3 μm . Bajo EDS se confirma su composición caolinítica, ya que presenta un pico abundante de Si, y en menor medida un pico de Al. También se observa un pico débil de Fe (Fig. 6.9f; Tabla 6.5). El pico de Fe bajo EDS confirma un origen pedogenético para las mismas (Raigemborn et al., 2014). Por su parte los revestimientos de esmectita presentan una morfología tipo “copos de maíz” (*curled flake*) con tamaños que varían entre 2 y 4 μm (Fig. 6.9e; Tabla 6.5). Bajo EDS se confirma su composición esmectítica, con picos de Si y Al, seguido por picos menores de Na y Mg (Fig. 6.9f; Tabla 6.5)

6.2.1.4. Pedotipo CGSJ-4 (CGSJ-P4) – Paleosuelos tipo Inceptisoles hidromórficos o Protosoles gleicos

Este pedotipo (Fig. 6.10a-g) se desarrolla en los depósitos finos de planicie de inundación en la sección B de la Formación Bajo Barreal. Se caracterizan por horizontes BCg separados por depósitos asociados a lóbulos de explayamiento o de albardones, los cuales presentan espesores variables entre 30 y 60 cm (Fig. 6.10c). La matriz se compone de arcillitas y limolitas, de color rojo fuerte (10R 3/3) con moteados gris oscuro (Gley 1 4/N), gris verdoso oscuro (Gley

Figura 6.10. Pedotipo CGSJ-4 (CGSJ-P4) – Paleosuelos tipo Inceptisoles hidromórficos de la Fm. Bajo Barreal

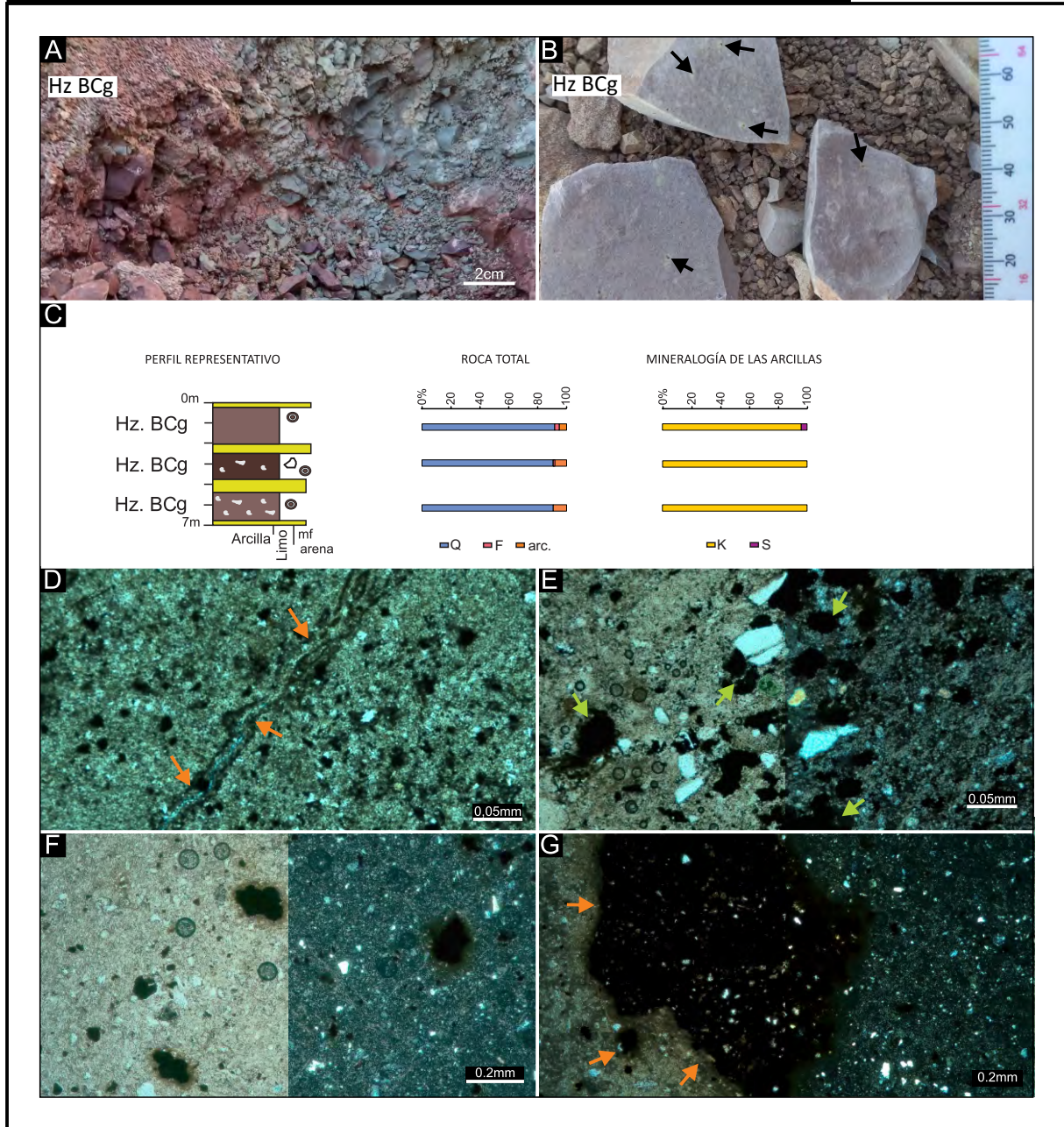


Figura 6.10: Pedotipo CGSJ-4 (CGSJ-P4). A: Horizonte BCg con desarrollo de incipiente estructura en bloques subangulares. B: Detalle agregados. Las flechas negras indican nódulos mm de óxidos de Fe-Mn con halo de empobrecimiento. C: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes BCg separados por depósitos sin pedogénesis. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas con difracción de rayos X. D: Canal con hiporevestimientos de óxidos de Fe (flechas naranjas). E: Masa basal con granos de arena muy fina con bajo grado de alteración. Nódulos de óxidos de Fe-Mn diseminados (flechas verdes). F-G: Detalle nódulos de óxidos de Fe-Mn fuertemente impregnados con halo de empobrecimiento (flechas naranjas).

1 4/10Y) y amarillentos (2.5Y 7/6). Presentan agregados en bloques subangulares a masivos y como pedorrasgos presentan motas anaranjadas a amarillas (Fig. 6.10a-b). A microescala, el esqueleto de estos horizontes se compone de texturas finas en general y en algunos casos llegan a texturas arena fina, y dominan los granos de cuarzo y en menor medida feldespatos y líticos, principalmente volcánicos, con grado de alteración entre 2 y 3 (Stoops, 2003). El plasma presenta colores castaño amarillentos claros y por zonas moteados anaranjados a rojizos evidenciando una mayor impregnación en óxidos de Fe. La relación gruesos/finos (límite g/f = $3,9 \mu\text{m}$) varía entre 2 y 10% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírica abierta a doble espaciada. Los vacíos son poco abundantes y se presentan como canales, cámaras y cavidades. La fábrica-b es indiferenciada a incipiente estriada. El pedorrasgo más abundante en estos horizontes son los nódulos de óxidos de Fe, los cuales se encuentran diseminados en toda la masa basal (Fig. 6.10d-g). Los mismos se presentan con morfología típicas a agregadas, desde moderada a fuertemente impregnados. En algunos casos presentan un halo de empobrecimiento en óxidos de Fe alrededor. También es común el desarrollo de hiporevestimientos de óxidos de Fe alrededor de canales y cavidades (Fig. 6.10d).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes BCg permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 6.10c; Tabla 6.3). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante a muy abundante (70–90%), feldespato en proporción escasa (<5%) y arcillas en proporción escasa (5–15%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por caolinita (90–100%) y en menor medida por esmectita (<5%).

6.2.2. LOS PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS

6.2.2.1. Pedotipo CGSJ-5 (CGSJ-P5) – Paleosuelos tipo Entisoles de la Formación Laguna Palacios

Este pedotipo (Fig. 6.11–6.13) es el más abundante y representativo de la unidad, y se encuentra a lo largo de toda la sucesión. Los perfiles de estos paleosuelos se encuentran en general truncados por superficies erosivas. Se desarrollan sobre facies de lapillis tobáceas macizas (facies LTmm), chonitas tobáceas macizas (facies CHTm) y chonitas macizas (CHm). Los perfiles están caracterizados por las siguientes sucesiones de horizontes: Ak; Aq-AC; ACq; y ACq-2ACq-2C.

La caracterización macro y micromorfológica de estos horizontes permitió diferenciar la predominancia de rasgos calcícticos o síliceos. Por lo tanto, el pedotipo 1 se subdividió en pedotipo CGSJ-5a (Fig. 6.11) y pedotipo CGSJ-5b (Fig. 6.12–6.13).

6.2.2.2. Pedotipo CGSJ-5a (CGSJ-P5a) – Paleosuelos tipo Entisoles cálcicos de la Formación Laguna Palacios

Este pedotipo (Fig. 6.11a-g) ocupa menos de un 10% de los paleosuelos presentes y se caracteriza por un horizonte Ak desarrollado sobre facies de lapilli tobácea maciza (facies LTmm). La matriz se caracteriza por una granulometría de lapilli tobácea con una matriz chonito-tobácea de color marrón fuerte (7,5 YR 4/6) y espesor entre 0,90 y 1 m (Fig. 6.11a). Tanto el contacto inferior como superior son erosivos. Como pedorrasgos se preservan abundantes rizoconcreciones carbonáticas, las mismas poseen entre 5 y 8 cm de longitud y hasta 1 cm de diámetro (Fig. 6.11b).

A microescala, se caracterizan por un esqueleto volcánico compuesto por granos de cuarzo, feldspatos, trizas vítreas y fragmentos pumíceos dispuestos en una matriz de color marrón. La relación gruesos/finos (límite $g/f = 3,1 \mu m$) tiene alrededor de 10% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírica abierta. Los vacíos o poros del suelo se encuentran representados por cámaras y pequeñas cavidades. La fábrica-b se encuentra enmascarada siendo de tipo indiferenciada. Como pedorrasgos, se observan rasgos calcícticos como estructuras alveolar-septal (Fig. 6.11e) y revestimientos de micrita (Fig. 6.11e). Además es muy común la presencia de pedorelictos en todo el horizonte, los mismos tienen tamaño variable (entre 0,05 y 10 mm) y se caracterizan por tener un color marrón más oscuro que la masa basal, tienen bordes netos y una cementación de arcilla y de arcilla con óxidos de Fe alrededor (Fig. 6.11d).

El análisis por difracción de rayos X de los horizontes Ak permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 6.11c; Tabla 6.3). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante (40%), ópalo CT en proporción abundante (35%), feldspato en proporción moderada (15%) y arcillas en proporción escasa (10%) (Fig. 6.11f; Tabla 6.3). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmetita (70%) y en menor medida por interestratificados illita/esmetita (20%) y caolinita (<5%) (Fig. 6.11g; Tabla 6.3).

6.2.2.3. Pedotipo CGSJ-5b (CGSJ-P5b) – Paleosuelos tipo Entisoles síliceos de la Formación Laguna Palacios

Este pedotipo (Fig. 6.12-6.13) es el más abundante de toda la sucesión (75%) y se desarrolla tanto sobre lapillitas tobáceas (facies LTmm) y sobre chonitas tobáceas (facies CTm) y chonitas (facies Cm) y se compone principalmente de horizontes tipo ACq de escaso desarrollo. Es el pedotipo más representativo y abundante de la sucesión y las secuencias de horizontes registradas son: Aq-AC; ACq; ACq1-ACq2; ACq-2ACq-2C (Fig. 6.12a-c). Es común el desarrollo de horizontes apilados y en general se encuentran delimitados por discontinuidades litológicas (Fig. 6.12a-b).

En general, los horizontes Aq, AC y ACq se caracterizan por una matriz desde lapillítica tobácea a chonítica, volcanoclástica, de colores marrones (7,5YR 4/6) y rosados (10R 8/4) a blanco rosados (5YR 8/2), y espesores que varían entre los 0,30 y 1,50 m. En general son masivos y es común la presencia de rizolitos síliceos (Fig. 6.12f–6.13.d-f), trazas fósiles de invertebrados (*Taenidium baretii* (Fig. 6.12g) y nidos de abejas *Hialictinae* (Fig. 6.6h) y en menor medida nódulos de óxidos de Fe-Mn (Fig. 6.12g). Los rizolitos se caracterizan por presentar tamaños variables con diámetros entre 1 y 3 mm y hasta 2 cm y longitudes entre 1 y 5 cm y hasta 50 cm (Fig. 6.12e). En ocasiones presentan un núcleo síliceo conformando rizoconcreciones (Fig. 6.12d-e) y en otras se preserva el rizotúbulo (Fig. 6.12f). Presentan colores rojizo oscuro (10R 3/2) a rojo pálido (10R 6/3). Los nódulos de óxidos de Fe son de pequeño tamaño, entre 1 y 2 mm de diámetro y en general se encuentran agrupados conformando morfologías agregadas, son de color rojo claro (10R 4/3) con halo rojo pálido alrededor (10R 6/3) (Fig. 6.12f). La diferenciación a escala de campo entre horizontes Aq, ACq y C se basó principalmente en la abundancia de rizolitos, siendo muy abundantes (horizontes Aq), abundantes a moderados (horizontes ACq) y escasos (Horizontes C). A su vez en los horizontes ACq se identificó la presencia de trazas fósiles de invertebrados.

A microescala, el esqueleto está compuesto principalmente por granos de cuarzo engolfados, trizas vítreas, fragmentos pumíceos y en menor medida feldespatos potásicos y líticos volcánicos. En términos generales el grado de alteración de los componentes es grado 0 a 1 (Stoops, 2003). La matriz presenta colores marrones a castaño muy oscuro. La relación gruesos/finos (límite g/f = 3,1 μ m) varía entre 2 y 10% de la fracción gruesa con un patrón de

Figura 6.11. Pedotipo CGSJ-5 (CGSJ-P5a) – Paleosuelos tipo Entisoles cálcicos de la Formación Laguna Palacios

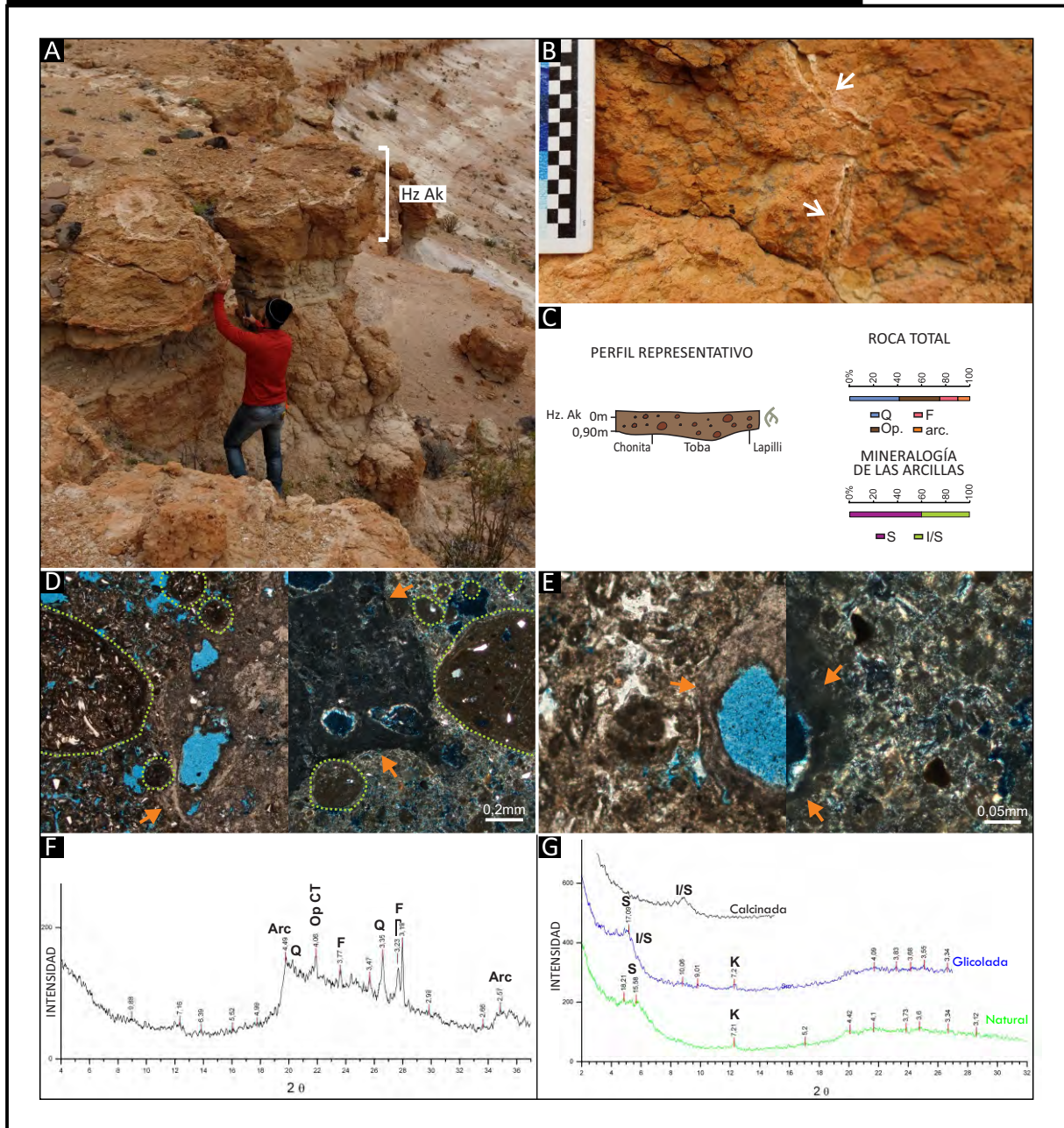


Figura 6.11: Pedotipo CGSJ-5a (CGSJ-P5a). A: Vista general del pedotipo, donde se pueden observar la cornizas generadas por un horizonte Ak. B: Detalle rizoconcreción carbonática en horizonte Ak (flechas blancas). C: Perfil representativo del pedotipo con el horizonte Ak (ver referencias en Fig. 6.1). Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. D: Aspecto general de un horizonte Ak. Las flechas naranjas indican la estructura alveolar septal, mientras que las líneas punteadas verdes indican pedorelictos de un horizonte de un ciclo pedogenético previo (izq: sn x10; der: cn x10). E: Revestimiento micritico indicado con flechas naranjas (izq: sn x5; der: cn x5). F: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en el horizonte Ak. G: Difractograma representativo en muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Ak.

distribución g/f porfírica abierta. Los vacíos o poros del suelo se encuentran representados por canales, cámaras y pequeñas cavidades. La fábrica-b se encuentra enmascarada por óxidos de Fe-Mn siendo de tipo indiferenciada. Como pedorrasgos, se distinguen revestimientos de sílice y de materia orgánica alrededor de los vacíos (Fig. 6.13a-c). Los mismos se encuentran laminados (Fig. 6.13b) y en capas (Fig. 6.13c). También se identificaron pedorelictos de color marrón más oscuro que la masa basal y bordes netos (Fig. 6.13d). En menor medida se identificaron nódulos ameboidales de Fe-Mn moderadamente impregnados.

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes ACq permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 6.12c; Tabla 6.3). Los mismos se encuentran compuestos por ópalo CT en proporción abundante a muy abundante (25–60%), cuarzo en proporción moderada a muy abundante (20–55%), feldespato en proporción escasa a abundante (10–45%) y arcillas en proporción escasa (5–15%) (Fig. 6.13e; Tabla 6.3). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmetita como principal argilomineral (70–100%), acompañado de cantidades variables de interestratificados de illita/esmetita (0–15%) y caolinita (<5%) (Fig. 6.13f; Tabla 6.3).

La geoquímica de los horizontes ACq analizados arrojó valores promedio de radio Al/bases $\sim 1,25$; el CIA-K ~ 71 ; y el PWI ~ 45 (Fig. 6.12c; Tabla 6.4).

Bajo microscopio electrónico de barrido se analizó la masa basal de un horizonte ACq (Fig. 6.13g-h; Tabla 6.5) y un rizotúbulo de sílice (Fig. 6.13i-j; Tabla 6.5). En la masa basal del horizonte ACq se puede observar el esqueleto compuesto por ópalo CT y abundante vidrio volcánico. El ópalo CT se identifica como capas concéntricas conformando esferoides, los cuales poseen una morfología externa tipo botroidal. Su tamaño es variado entre 10 y 70 μm . Su composición silíceo queda confirmada por EDS donde el pico principal es el Si acompañado de O (Fig. 6.13g; Tabla 6.5). El vidrio volcánico se presenta como trizas vítreas, con típicas morfologías en “y”, con tamaños variables entre 30 y 150 μm . Es posible observar sectores donde comienza a alterarse a esmetita. Bajo EDS se confirma su composición silíceo donde el pico principal es el Si acompañado por O (Fig. 6.13h; Tabla 6.5). Dentro de los minerales de las arcillas se identificó esmetita y caolinita. La esmetita es la más común y se presenta con una morfología tipo *curled flakes* (“copos de maíz”), con tamaños que no superan los 10 μm (Fig. 6.13g; Tabla 6.5) mientras que la caolinita es muy poco abundante y se la reconoce por una morfología similar a placas pseudohexagonales, con tamaños entre 2 y 8 μm (Fig. 6.13g; Tabla 6.5). Por otra parte, también se analizó un rizotúbulo (Fig. 6.13i-j; Tabla 6.5), allí se pudieron

Figura 6.12. Pedotipo CGSJ-5b (CGSJ-P5b) – Paleosuelos tipo Entisoles síliceos de la Formación Laguna Palacios

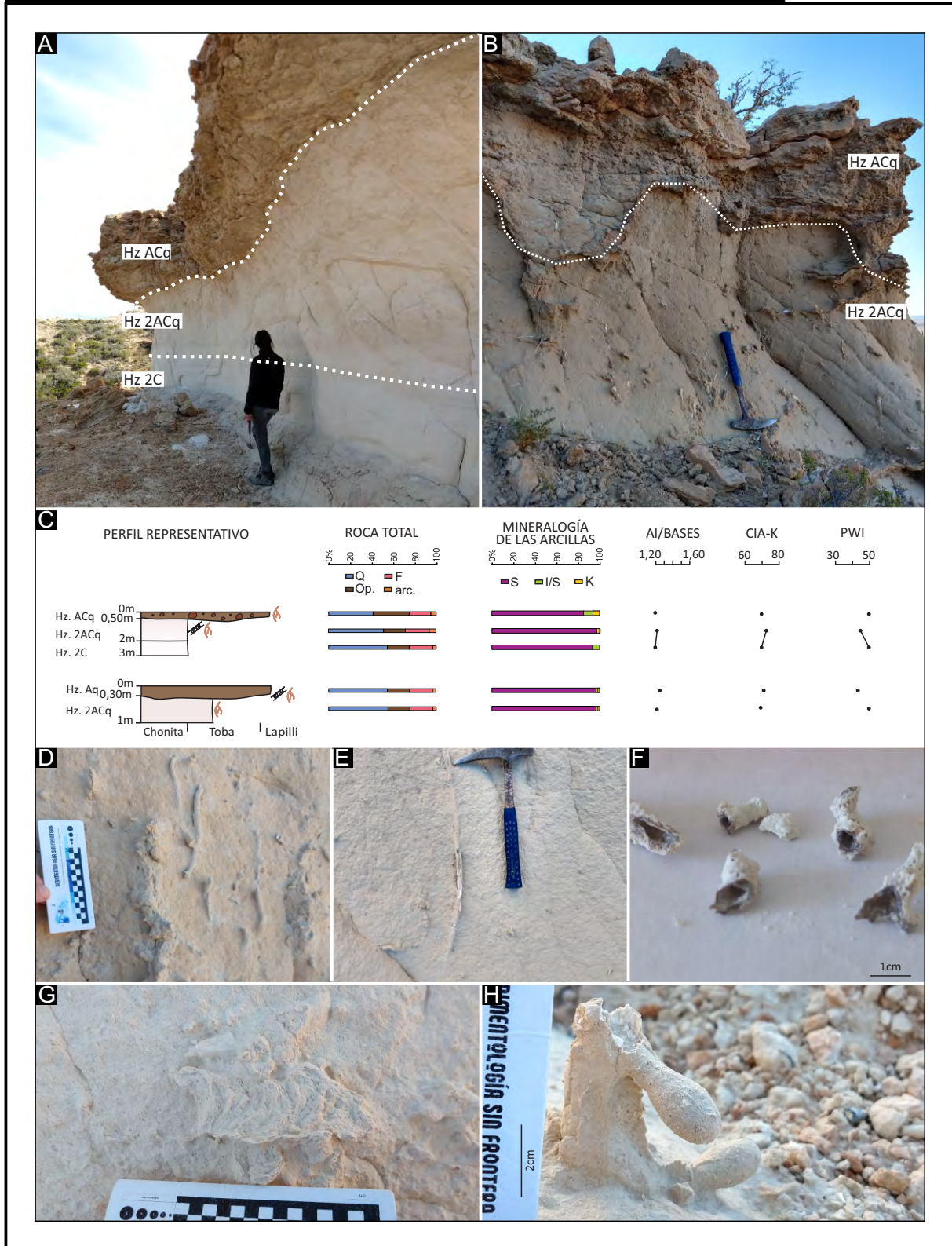


Figura 6.12: Pedotipo CGSJ-5b (CGSJ-P5b). A-B: Vista general del pedotipo. C: Perfil representativo del pedotipo (ver referencias en Fig. 6.1). D: Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. D-F: Diferentes tipos de rizolitos síliceos encontrados. G: Traza fósil: *Taenidium barretti*. H: Traza fósil: nido de abejas Hialictinae (Genise et al., 2002).

Figura 6.13. Pedotipo CGSJ-5b (CGSJ-P5b) – Paleosuelos tipo Entisoles síliceos de la Formación Laguna Palacios

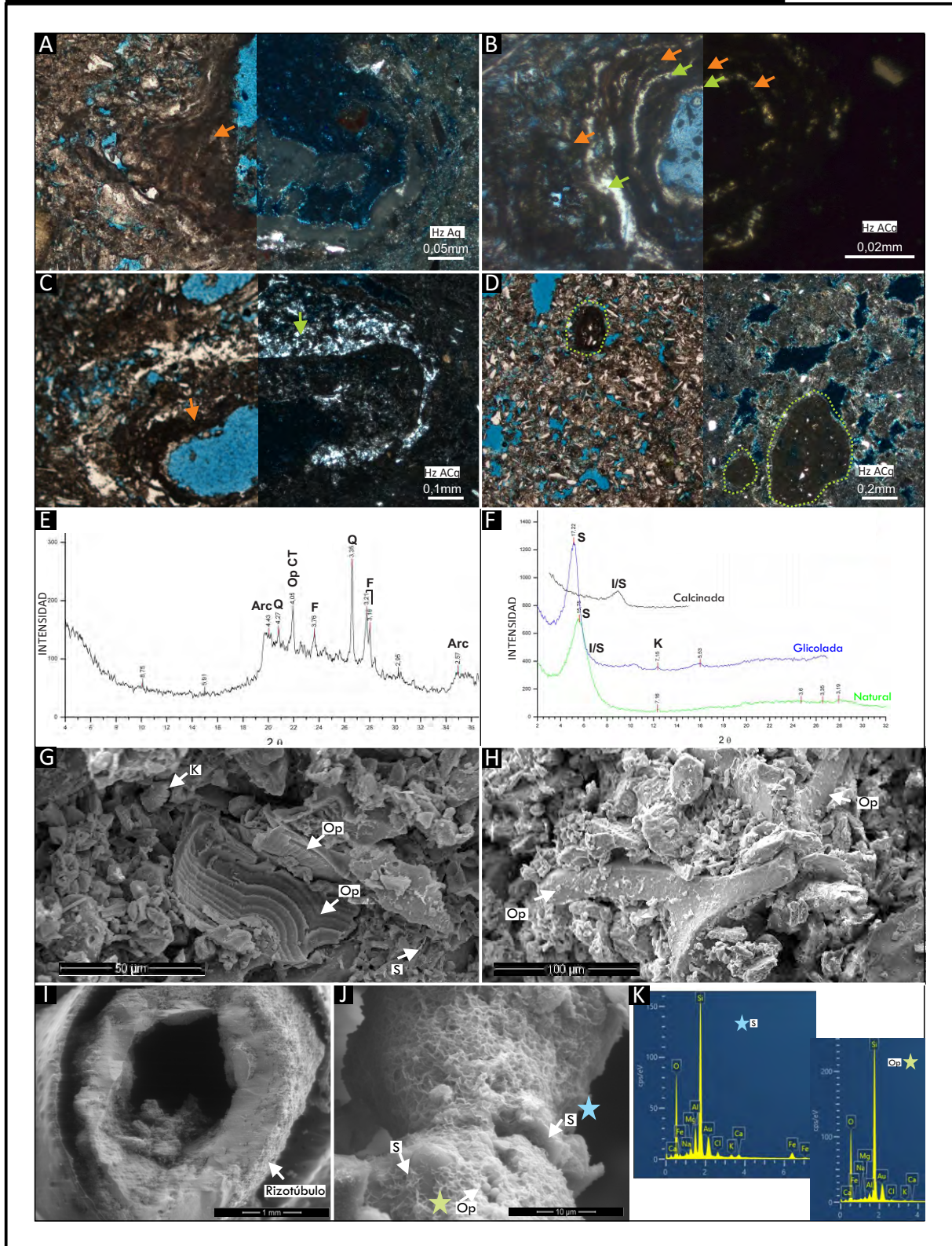


Figura 6.13: Pedotipo CGSJ-5b (CGSJ-P5b). A: Revestimiento creciente de materia orgánica en horizonte Aq (sn x10). B: Detalle rizolito silíceo con revestimiento laminado de materia orgánica y sílice en horizonte ACq (izq: sn x10; der: cn x10). C: Revestimiento en capa de sílice y materia orgánica en horizonte ACq (izq: sn x5; der: cn x5). D: Pedorelictos en la masa basal (indicados con línea verde) en horizonte ACq (sn x2,5). E: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizonte ACq. F: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte ACq. G: Detalle granos del esqueleto y arcillas bajo microscopio electrónico de barrido. En el centro fragmento de ópalo CT, abajo a la derecha esmectitas con morfología tipo *flakes* creciendo sobre otros granos, arriba a la izquierda caolinita pedogenética. H: Detalle trizas vítreas comenzando a alterarse a esmectita bajo microscopio electrónico de barrido. I: Rizotúbulo bajo microscopio electrónico de barrido. J: Detalle pared del rizotúbulo compuesto por ópalo y esmectitas con morfología tipo panal de abeja (*honey comb*). K: Composición de las esmectitas y el ópalo confirmando la composición silíceo del rizotúbulo.

observar las composiciones que lo componen en detalle. La pared del rizotúbulo se encuentra compuesto por amorfos de sílice y arcillas de tipo esmectitas. Los amorfos de la sílice de componen de microesferas de ópalo, con tamaño promedio de 2 μm , las cuales se encuentran entrecrecidas con esmectitas, las cuales presentan morfología tipo panal de abejas (*honey comb*) con tamaños promedio entre 2 y 4 μm (Fig. 6.13i-k; Tabla 6.5).

6.2.2.4. Pedotipo CGSJ-6 (CGSJ-P6) – Paleosuelos tipo Alfisoles de la Formación Laguna Palacios

Este pedotipo (Fig. 6.14a-i) es poco frecuente (~ 11 %) se caracteriza por una sucesión de horizontes: Bt-BC (Fig. 6.14c). El perfil Bt-BC se desarrolla sobre facies de lapillitas tobáceas (facies LTmm) y sobre chonitas tobáceas (facies CHTm) y se caracteriza por espesores variables entre 0,50 y 0,70 m con bloques angulares bien desarrollados y dominan los colores rojo pálido (10R 6/3). En general se encuentra delimitado por superficies erosivas. Como pedorrasgos en estos horizontes se identificaron rizolitos síliceos (Fig. 6.14b).

A microescala, el esqueleto de todos los horizontes está compuesto principalmente por granos de cuarzo, trizas vítreas, fragmentos pumíceos y en menor medida feldespatos potásicos y líticos volcánicos. En términos generales el grado de alteración de los componentes es 0 a 1 (Stoops, 2003). La matriz presenta colores marrones a castaño muy oscuro. La relación gruesos/finos (límite g/f = 3,1 μm) varía entre 2 a 10% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfírica abierta. Los vacíos o poros del suelo son muy abundantes y se encuentran representados por canales, cámaras y cavidades.

Los horizontes Bt se diferencian también por la gran cantidad de revestimientos síliceos y arcillosos que se observaron a microescala. Se caracterizan por tener vacíos de empaquetamiento compuesto delimitando una microestructura en bloques con grado de pedalidad moderado y buen grado de acomodación (Fig. 6.14d). Es posible establecer una cronología relativa de eventos: revestimientos crecientes de sílice alrededor de cámaras y cavidades (Fig. 6.14e-f); y luego revestimientos microlaminados de arcilla limpia (Fig. 6.14e-f). Los horizontes BC presentan una notable disminución en la proporción de rasgos de arcilla iluvial. Estos revestimientos de arcilla se caracterizan por ser típicos a crecientes (Fig. 6.14g).

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bt y BC permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes. Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (50–60%), ópalo CT en proporción

Figura 6.14. Pedotipo CGSJ-6 (CGSJ-P6) – Paleosuelos tipo Alfisoles de la Formación Laguna Palacios

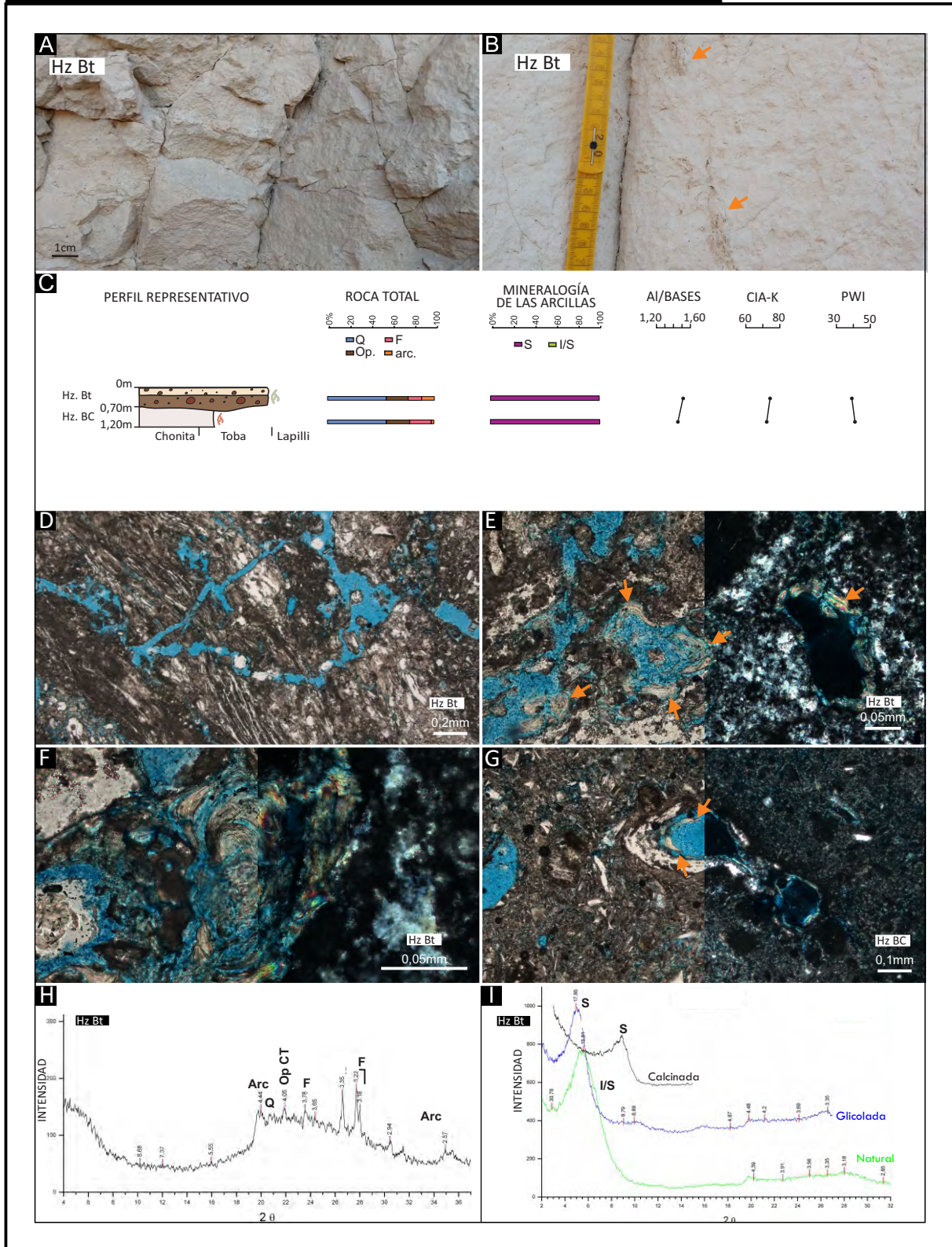


Figura 6.14: Pedotipo CGSJ-6 (CGSJ-P6). A: Agregados en bloques angulares a subangulares en horizonte Bt. B: Detalle rizolitos silíceos en horizonte Bt. C: Perfil representativo del pedotipo con las secuencias de horizontes Bt-BC (ver referencias en Fig. 6.1). Detalle de mineralogía de roca total y de arcillas a partir de difracción de rayos X. Índices moleculares calculados a partir de geoquímica. D: Desarrollo de microestructura en bloques en horizonte Bw (sn x2,5). E: Revestimientos silíceos y revestimientos microlaminados de arcilla limpia (flechas naranjas) en horizonte Bt (izq: sn x10; der: cn x10). F: Detalle revestimiento microlaminado de arcilla limpia en horizonte Bt (cn x20). G: Revestimientos silíceos y revestimiento creciente de arcilla limpia (flechas naranjas) en horizonte BC (izq: sn x5; der: sn x5). H: Difractograma representativo de muestra no orientada (roca total) en horizonte Bt. I: Difractograma representativo de muestra orientada (fracción arcilla) en horizonte Bt.

escasa a moderada (10–25%), feldespato en proporción escasa a moderada (10–25%) y arcillas en proporción moderada (5–20%) (Fig. 6.14h; Tabla 6.3). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmetita (90–100%), acompañado de cantidades menores de interstratificados de illita/esmectita (0–10%) (Fig. 6.14i; Tabla 6.3).

La geoquímica de los horizontes arrojaron los siguientes valores: para el horizonte Bt una relación Al/bases $\sim 1,50$, CIA-K ~ 74 y PWI ~ 35 ; y para el horizonte BC una relación Al/bases $\sim 1,29$, CIA-K ~ 72 y PWI ~ 42 (Fig. 6.14c; Tabla 6.4).

6.3. TENDENCIAS VERTICALES EN LAS ARCILLAS DE LA FORMACIÓN BAJO BARREAL

En la Formación Bajo Barreal fue posible establecer variaciones composicionales de las arcillas en sentido estratigráfico vertical (Fig. 6.15). Para poder observar estos cambios composicionales se graficaron los porcentajes de roca total y de arcillas obtenidos a partir de la difracción de rayos X (Fig. 6.15). Así pudo observarse un incremento significativo en la proporción de caolinita acompañado por una disminución en el contenido de esmectita de base a techo de la sucesión. De esta manera, los Alfisoles vérticos del CGSJ-P1 y los Vertisoles del CGSJ-P2 desarrollados en la Sección A de la Formación Bajo Barreal, se encuentran dominados por esmectita, mientras que, los Ultisoles del CGSJ-P3 y los Inceptisoles hidromórficos del CGSJ-P4 desarrollados en el *marker bed* y en la Sección B de la Formación Bajo Barreal, se encuentran dominados por caolinita.

El registro de minerales de las arcillas en sucesiones sedimentarias terrestres afectadas por condiciones diagenéticas tempranas constituyen una herramienta importante para registrar la interacción entre los factores de control, como el paleoclima (e.g., Raigemborn et al., 2014).

Además, durante la exposición subaérea, los minerales de las arcillas son modificados por los procesos pedogenéticos, debido a que estos minerales pueden alcanzar un estado cercano al equilibrio con el ambiente, por lo que pueden representar el clima que imperaba al momento de la formación del perfil de suelo (Thiry, 1999).

Los minerales de las arcillas en una cuenca sedimentaria pueden tener un origen detrítico o autigénico. Se denominan minerales detríticos a aquellos minerales de las arcillas que se

Figura 6.15. Perfil integrado con DRX para la Formación Bajo Barreal

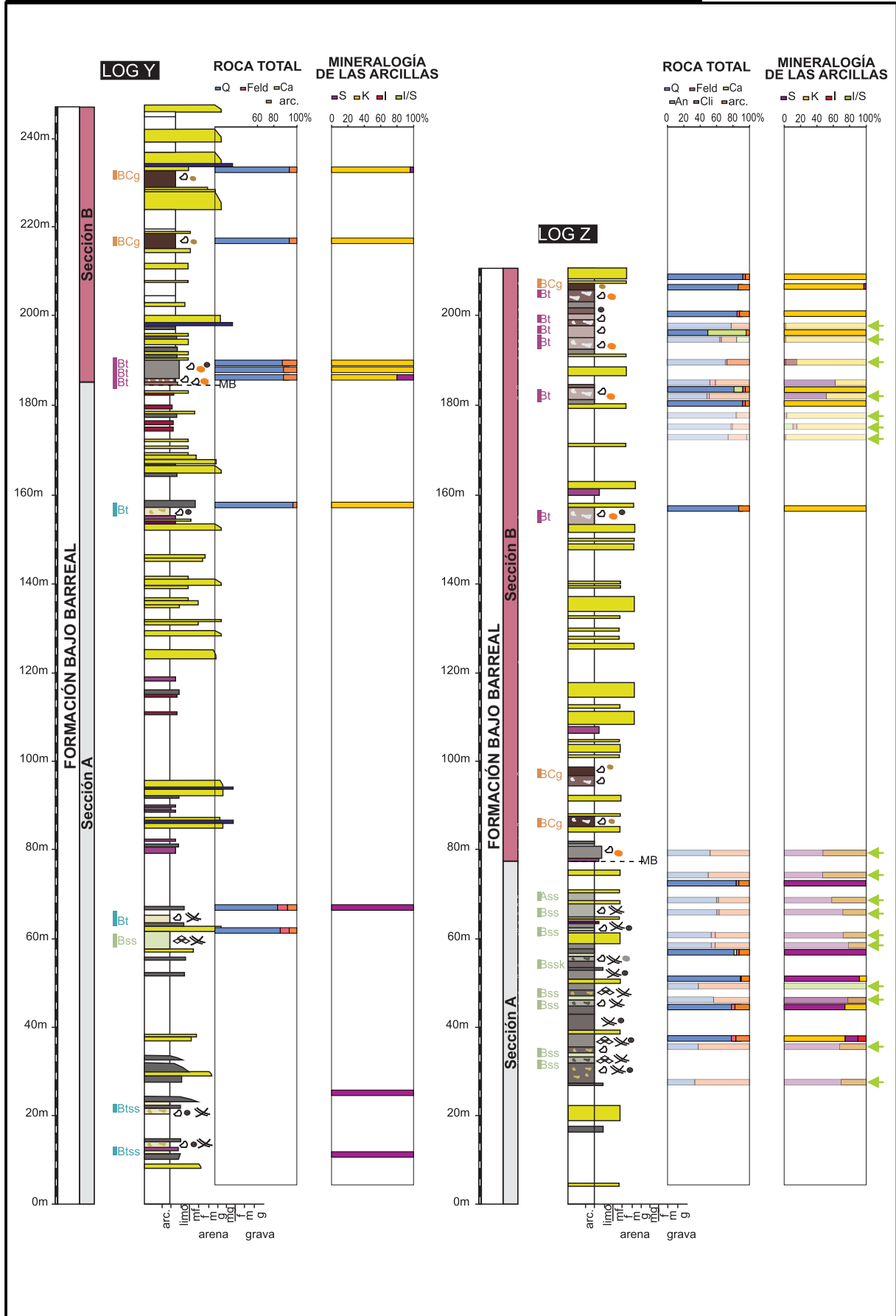


Figura 6.15: Perfil estratigráfico para los paleosuelos de la Formación Bajo Barreal en el Cerro Ballena. Se incluye la composición de la roca total y de las arcillas obtenidas a partir de difracción de rayos X. El perfil sedimentológico es el modificado de Paredes et al. (2018). Las flechas verdes corresponden datos obtenidos previamente por Paredes et al. (2020).

generaron por una fuente externa y fueron transportados a la cuenca. En cambio, los minerales autigénicos son aquellos formados o regenerados *in situ* (Wilson y Pittman, 1977).

Los afloramientos de la Formación Bajo Barreal en el Cerro Ballena se encuentran afectados por una diagénesis temprana (Paredes et al., 2019). La unidad estuvo afectada por un volcanismo explosivo que aportó materiales volcánoclasticos lábiles a la cuenca, los cuales pudieron ser fácilmente transformados en minerales de las arcillas (Do Campo et al., 2010; Raigemborn et al., 2014). Como se mencionó anteriormente, la unidad se caracteriza minerales de las arcillas del grupo de las esmectitas y las caolinitas. La esmectita se puede formar por alteración del vidrio volcánico o material volcánoclastico bajo una amplia variedad de procesos autigénicos y condiciones climáticas. La presencia de esmectitas en la Formación Bajo Barreal conformando revestimientos en las cámaras, canales y cavidades de horizontes de suelo, indicaría un origen autigénico de las mismas formadas dentro del ámbito de la pedogénesis.

Este origen queda confirmado al estudiarlas bajo microscopio electrónico de barrido, donde la morfología tipo panal de abejas confirma un origen autigénico (Raigemborn et al., 2014). La caolinita es producto de la meteorización *in situ* de minerales de las arcillas como la esmectita, la mica, los feldspatos y materiales volcánicos bajo condiciones cálidas y húmedas (e.g. Raigemborn et al., 2014). En la sucesión analizada, los minerales de la caolinita se encuentran principalmente en horizontes de suelo dentro del *marker bed* y en la Sección B. Las caolinitas se encuentran conformando revestimientos y rellenos asociados a cámaras, canales y cavidades dentro de horizontes de suelo. Además, bajo microscopio electrónico de barrido, las mismas presentan morfologías tipo fibrosas y en forma de libro dentro de cavidades de suelo. Por lo tanto es posible también interpretar un origen pedogenético para las mismas (Do Campo et al., 2010; Raigemborn et al., 2014).

Una vez establecido el origen autigénico de las arcillas encontradas en la Formación Bajo Barreal, es posible asociar los cambios en sentido estratigráfico vertical de las mismas con cambios en las condiciones paleoclimáticas. En condiciones climáticas cálidos y húmedos, la meteorización química domina y como resultado genera esmectita y/o caolinita, mientras que bajo condiciones áridas, la meteorización física predomina y se producen como resultado cloritas e illitas. Además, la esmectita se forma en suelos pobremente drenados bajo condiciones climáticas templadas y estaciones alternantes húmedas y secas. Por su parte, la caolinita se desarrolla en zonas cálidas a tropicales con altas tasas de precipitación y alta tasa de meteorización química (e.g. Thiry, 1999).

Como se mencionó anteriormente, los Alfisoles vérticos del CGSJ-P1 y los Vertisoles del CGSJ-P2 desarrollados en la Sección A de la Formación Bajo Barreal, estuvieron dominados por esmectita, por lo que se pueden inferir condiciones templadas y húmedas con estacionalidad en la distribución de las precipitaciones. Mientras que, los Ultisoles del CGSJ-P3 y los Inceptisoles hidromórficos del CGSJ-P4 desarrollados en el *marker bed* y en la Sección B de la Formación Bajo Barreal, estuvieron dominados por caolinita, por lo que se pueden inferir condiciones cálidas a tropicales y húmedas.

Por lo tanto, se puede inferir un cambio en las condiciones climáticas de la Formación Bajo Barreal, desde templadas y húmedas con estacionalidad en las precipitaciones para la Sección A, a cálidas a tropicales y húmedas para la Sección B.

Estas interpretaciones corroboran lo establecido en trabajos previos (Paredes et al., 2020; 2022), donde los autores realizan análisis de perfiles de rayos gamma espectral y de difracción de rayos X (Fig. 6.15). En estos trabajos la fracción arcilla queda conformada mayormente por esmectita y caolinita; donde en la parte basal domina la esmectita (67–68%), mientras que el contenido de caolinita se incrementa hacia la parte superior de la sección A hasta superar el 50%. Para la Sección B domina la caolinita. Paredes et al., 2020; 2022 interpretan estas tendencias verticales como el control climático asociado a una tendencia hacia condiciones más cálidas y húmedas.

6.4. CLIMOFUNCIONES PARA LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS

Los datos geoquímicos de los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios fueron usados para obtener climofunciones (Fig. 6.16). La influencia de las condiciones climáticas en las propiedades químicas de los suelos hace posible el uso de parámetros químicos de los paleosuelos para estimar tanto paleoprecipitaciones como paleotemperaturas. En el caso de los Entisoles del CGSJ-P5, el escaso desarrollo de los horizontes, hace que no sea posible el uso de climofunciones. Sin embargo para los Alfisoles del CGSJ-P6, con horizontes Bt y BC, al presentar evidencias de rasgos iluviales es posible aplicar climofunciones. Para las estimaciones de *MAT* se utilizó el *proxy* *PWI* y para las estimaciones de *MAP* se utilizó el *proxy* *CIA-K*.

Figura 6.16. Climofunciones y tendencias verticales para la Formación Laguna Palacios

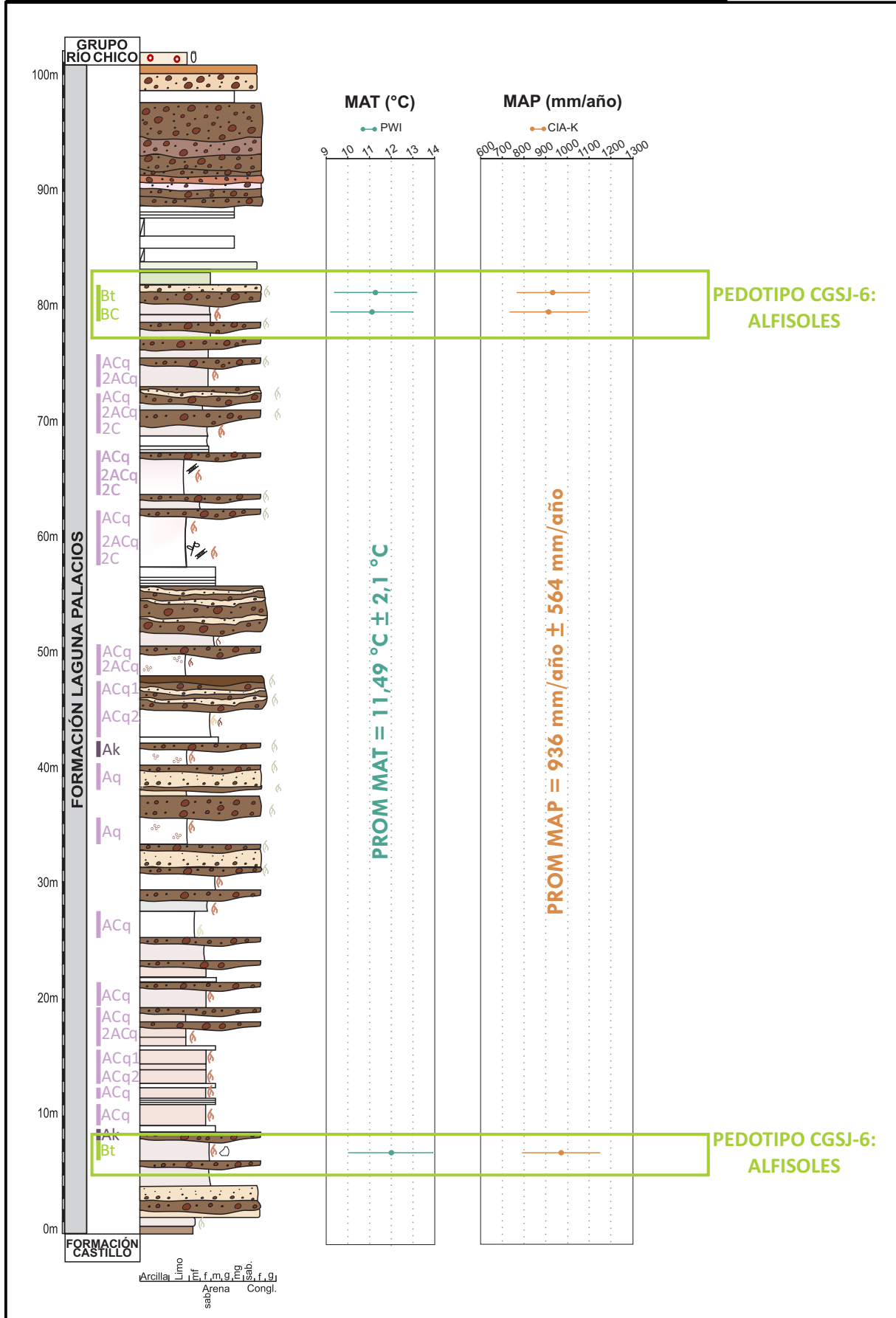


Figura 6.16: Perfil estratigráfico para los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios en Punta España. Se incluyen las climofunciones de temperatura media anual (MAT) y precipitación media anual (MAP) a partir de geoquímica de los horizontes Bt y BC de los Alfisoles del CGSJ-P6.

Las temperaturas medias anuales estimadas para los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios utilizando el *proxy* PWI muestran un promedio de $11,49^{\circ}\text{C} \pm 2,1^{\circ}\text{C}$, con valores entre $11,66 \pm 2,1^{\circ}\text{C}$ y $12,06 \pm 2,1^{\circ}\text{C}$ (Gallagher y Sheldon, 2013) (Fig. 6.16).

Las precipitaciones medias anuales estimadas para los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios utilizando el *proxy* CIA-K varían entre 911 ± 564 mm/año y 968 ± 564 mm/año con un promedio de 936 ± 564 mm/año (Sheldon et al., 2002; Lukens et al., 2019) (Fig. 6.16).

6.5. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN

6.5.1 . Pedotipo CGSJ-1 (CGSJ-P1) – Paleosuelos tipo Alfisoles vérticos de la Formación Bajo Barreal

La argiluviación es el proceso dominante en el desarrollo de estos paleosuelos, donde los horizontes Bt y Btss poseen un enriquecimiento en arcilla iluvial, evidenciado por los revestimientos típicos y laminados de arcilla en las paredes de los canales. La formación de revestimientos de arcilla en horizontes B está relacionada con procesos de eluviación e iluviación de arcillas y en general se atribuyen a la traslocación vertical de arcillas suspendidas en el agua del suelo (Kühn et al., 2018). Este proceso puede subdividirse en tres estadios favorecidos por la alternancia entre condiciones húmedas y secas (Kühn et al., 2010). El primer estadio es la dispersión de las arcillas. Luego se debe producir el transporte hacia horizontes inferiores, donde la percolación del agua de suelo, con las partículas arcillosas en suspensión, se genera a través de los poros e infiltra, hacia horizontes secos como flujo laminar a través de las paredes de los poros. Debido a la succión preferencial por los microporos respecto a los macroporos, el agua es absorbida en materiales no saturados. Por lo tanto, las partículas de arcilla no pueden entrar a los macroporos y se crea entonces una película de arcillas en las paredes de los macroporos. Finalmente, el último estadio es la depositación de las arcillas que ocurre cuando la infiltración de la suspensión de agua del suelo se detiene debido a la pérdida de humedad o una alta concentración que genera la floculación. Durante el próximo período húmedo, el proceso se repite, resultando en un incremento en el espesor de los revestimientos de arcilla (Kühn et al., 2010).

Los revestimientos de arcilla junto con la dominancia de esmectita en la fracción menor a $2\ \mu\text{m}$, la presencia de vacíos planares y la fábrica-b estríada evidencian el proceso de

vertisolización y por lo tanto indican una estacionalidad en la distribución de las precipitaciones y en la disponibilidad de agua.

Por su parte, la presencia de nódulos de óxidos de Fe se interpretan como rasgos redoximórficos impregnativos y estarían indicando condiciones, al menos durante un período, de drenaje deficiente. Estas condiciones se encuentran en coincidencia con momentos relativamente húmedos y secos, necesarios para los procesos tanto de argiluvación como de vertisolización.

El desarrollo de estos horizontes permite clasificarlos como típicos de Alfisoles con rasgos vérticos (Retallack, 2001; Gallagher and Sheldon, 2013). Este pedotipo es entonces clasificado como paleosuelos similares a Alfisoles vérticos modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Argilisoles vérticos (Mack et al., 1993).

6.5.2. Pedotipo CGSJ-2 (CGSJ-P2) – Paleosuelos tipo Vertisoles de la Formación Bajo Barreal

La presencia de microestructuras constituidas por planos de slickensides, la abundante cantidad de arcilla de composición esmectítica en la masa basal, la fábrica-b estriada y los vacíos planares permiten inferir que el proceso de vertisolización fue dominante en el desarrollo de este pedotipo (Joeckel et al., 2017; Kovda et al., 2020; Soares et al., 2020; Basicili et al., 2022).

Estos paleosuelos presentan además abundante cantidad de rasgos redoximórficos, donde queda evidenciado el proceso de hidromorfismo asociado a la vertisolización. Los nódulos de óxidos de Fe y los hiporevestimientos de los horizontes Bss pueden asociarse con una primera instancia de rápida fluctuación del nivel freático o una corta duración en la saturación de agua. Luego, el desarrollo de los nódulos se asocia a múltiples ciclos de humedecimiento y secado del suelo o a mayores fluctuaciones en el nivel freático. En los horizontes Bssk estos procesos además se suman a la presencia de pedorrasgos calcíticos e indica que los períodos secos fueron lo suficientemente largos para su desarrollo. La coexistencia entre rasgos calcíticos y redoximórficos revela el carácter oscilatorio de las condiciones de Eh en estos paleosuelos, donde el carbonato precipitó durante los períodos más secos, mientras que los rasgos redoximórficos lo hicieron durante los períodos más húmedos (Lindbo et al., 2010; Soares et al., 2020). Estos cambios recurrentes de humectación–

deseccación en la masa basal rica en arcilla fueron responsables del desarrollo de la fábrica-b estriada típica de estos paleosuelos. Este pedotipo es clasificado como paleosuelos similares a Vertisoles modernos (Soil Survey Staff, 2015) y como Vertisoles siguiendo el esquema de clasificación de Mack et al. (1993).

6.5.3. Pedotipo CGSJ-3 (CGSJ-P3) – Paleosuelos tipo Ultisoles de la Formación Bajo Barreal

Este pedotipo está dominado por procesos de meteorización o lixiviación (ferruginación) acompañados por procesos de argiluvación.

Estos paleosuelos tienen una gran cantidad de rasgos impregnativos, como nódulos e hiporevestimientos de óxidos de Fe. En primera instancia, el desarrollo de una microestructura en bloques angulares genera que los óxidos de Fe dispersos en la masa basal migren hacia las paredes de los agregados formando los hiporevestimientos. Estos hiporevestimientos, de colores rojizo intenso, consisten en pequeños agregados de hematita denominados '*laterite droplets*' (Hamilton, 1964) o '*plinthitic hematite*' (Stoops et al 2018). En algunos de los horizontes de este pedotipo, donde los hiporevestimientos ocupan una gran parte del horizonte, se puede interpretar el proceso en un estadio avanzando conformando lo que se conoce como fábrica de tipo "celular" (Stoops, 1968; Stoops et al 2018; Flórez-Molina et al., 2018). Estas "células", con diámetros entre 70–100 μm , tienen su interior compuesto de caolinita (Stoops, 1968). Como consecuencia, el hierro y el aluminio se acumulan en estos horizontes. La acumulación total se produce por la depositación de arcilla ferruginosa iluvial en los vacíos planares. Por su parte, los nódulos están asociados a una disolución del Fe a partir de minerales primarios, seguido por la liberación, precipitación y acumulación del mismo en áreas adyacentes, impregnado la matriz del suelo y formando nódulos (do Carmo Santos et al., 2016; 2021).

Estos pedorrasgos, formados por procesos de lixiviación pueden ser distinguidos de los pedorrasgos asociados a la redistribución del hierro como resultado del hidromorfismo, debido a que no forman la fábrica tipo celular descrita anteriormente (Fölster et al., 1971; Stoops et al., 2018).

La mineralogía de las arcillas está dominada por caolinita, lo que implica una alta meteorización química, probablemente asociada a temperaturas cálidas a tropicales y alta tasa de percolación de agua (Sheldon et al., 2002).

El alto grado de alteración de los minerales del esqueleto, la ausencia de feldespatos y abundancia de cuarzo, la dominancia de arcillas del tipo 1:1 y la escasez de arcillas de tipo 2:1 permiten inferir una fase moderada de lixiviación, la cual se puede asociar a la ferruginación (do Carmo Santos et al., 2016, 2021).

Por su parte, los horizontes Bt y Btss poseen un enriquecimiento en arcilla iluvial, evidenciado por los revestimientos típicos y laminados; así como los rellenos densos completos de arcilla y de arcilla teñida con óxidos de Fe en las paredes de los canales, cámaras y cavidades. La formación de revestimientos de arcilla en horizontes B está relacionada con procesos de eluviación e iluviación de arcillas y en general se atribuyen a la traslocación vertical de arcillas suspendidas en el agua del suelo (Kühn et al., 2010). La combinación de revestimientos de óxidos junto con arcillas, indica también una iluviación del Fe (do Carmo Santos et al., 2016; 2021).

La Soil Taxonomy separa los suelos modernos con horizontes B argílicos bien desarrollados entre Alfisoles y Ultisoles, dependiendo de la naturaleza de las bases: los Alfisoles tienen alta saturación de bases mientras que los Ultisoles tienen baja saturación. Lamentablemente cuando pasamos a suelos del registro fósil este parámetro no es posible de determinar. La presencia de minerales químicamente inestables permite inferir una alta saturación en bases, mientras que la ausencia de los mismos infiere una baja saturación. Sin embargo, la clasificación específica para paleosuelos de Mack et al. (1993) sugiere que esta diferenciación es imprecisa para determinar uno u otro orden de suelo. Para determinar esto, Mack et al. (1993) sugieren el concepto empleado previamente por Retallack (1988) y proponen los modificadores “dístrico” y “eútrico” para Argilisoles con baja y alta saturación en bases, respectivamente (Mack et al., 1993). Por su parte, Retallack (1988) sugiere que la diferenciación de saturación en bases y su correspondiente separación entre Alfisoles y Ultisoles se puede estimar por la presencia o ausencia de granos químicamente inestables, como los feldespatos.

La mineralogía de las arcillas de estos horizontes dominada por caolinita, la escasez de feldespatos y otros minerales meteorizables y los rasgos impregnativos de óxidos de Fe formando hiporevestimientos y la fábrica “celular” son características típicas de Ultisoles (Retallack, 2001). Por lo tanto, este pedotipo es clasificado como paleosuelos similares a Ultisoles modernos (Soil Survey Staff, 2015) y como Argilisoles dístricos siguiendo el esquema de clasificación de Mack et al. (1993).

6.5.4. Pedotipo CGSJ-4 (CGSJ-P4) – Paleosuelos tipo Inceptisoles hidromórficos de la Formación Bajo Barreal

Estos paleosuelos muestran un escaso a moderado grado de desarrollo. La presencia de rasgos hidromórficos indica que se desarrollaron bajo condiciones de drenaje deficiente. En estas condiciones, el Fe y el Mn son movilizados como iones reducidos en solución, una vez que alcanzan ambientes oxidantes dentro del perfil del suelo, como vacíos, el Fe y el Mn son localmente oxidados y precipitan de la solución del suelo (Vepraskas et al., 2018). La masa basal se encuentra empobrecida en óxidos, producto de la reducción y subsecuente movilización del Fe y el Mn. Esto puede interpretarse como un período de tiempo prolongado (semanas a meses) de saturación de agua en el perfil de estos paleosuelos (Vepraskas et al., 2018). Por todo lo expuesto, el hidromorfismo es el principal proceso pedogenético en este pedotipo. Este pedotipo es clasificado e interpretado como un paleosuelo tipo Inceptisoles hidromórficos modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Protosoles gleicos (Mack et al., 1993).

6.5.5. Pedotipo CGSJ-5a (CGSJ-P5a) – Paleosuelos tipo Entisoles cálcicos de la Formación Laguna Palacios

El P5a se caracteriza por horizontes de tipo Ak por encima de depósitos sin evidencias de pedogénesis, que podrían corresponder a un horizonte C o R. Este pedotipo presenta un muy bajo grado de desarrollo. La presencia de rasgos calcíticos como pequeñas rizoconcreciones a macroescala y el desarrollo de estructura alveolar-septal y revestimientos micríticos sugieren que la precipitación de carbonato estuvo inducida por raíces y microorganismos asociados (microfábricas beta) (Alonso-Zarza, 2003; Raigemborn et al., 2018), por lo tanto los procesos pedogenéticos vinculados con la formación de este pedotipo fueron la carbonatación y la bioturbación.

La presencia de rasgos calcíticos puede ser utilizada para estimar el grado de desarrollo y el tiempo de formación de los suelos. En el caso del P5a, los pedorrasgos descriptos se pueden asociar al estadio II (Machette, 1985), al estadio 2 (Alonso-Zarza et al., 1998); y al estadio tipo nodular *chalky* (Esteban y Klappa, 1983). Estos estadios pueden ser interpretados como un período de formación variable entre 8000–75000 años (Raigemborn et al., 2018). Debido al

escaso desarrollo que presentan los paleosuelos del P5a se infiere que el tiempo de formación estaría entre 8000 y 15000 años.

Por su parte, la presencia de abundantes pedorelictos indica evidencias de erosión. Las superficies de erosión están marcadas por un retrabajo de los pedorelictos, lo que indica el retrabajo de suelos pre-existentes por truncamiento, transporte y redepositación junto con el material parental del suelo actual (Cleveland, 2007; Srivastava et al., 2010).

La ausencia de horizontes B y evidencias de mayor pedogénesis indica que los procesos de carbontación y bioturbación estuvieron limitados en el tiempo. Por lo tanto se clasifica al CGSJ-P5a como un paleosuelo tipo Entisol cálcico (Soil Survey Staff, 2015), y como un Protosol cálcico (Mack et al., 1993).

6.5.6. Pedotipo CGSJ-5b (CGSJ-P5b) – Paleosuelos tipo Entisoles síliceos de la Formación Laguna Palacios

El CGSJ-P5b se caracteriza por horizontes de tipo Aq y ACq, donde es común la repetición y apilamiento de los mismos. Este pedotipo presenta un muy bajo grado de desarrollo. La presencia de rasgos iluviales de sílice formando revestimientos junto con revestimientos e hiporevestimientos de materia orgánica sugiere un origen pedogenético de la misma, siendo la silicificación junto con la bioturbación los procesos pedogenéticos vinculados con el desarrollo de este pedotipo (e.g., Summerfield, 1983; Thiry, 1981, 1991, 1999; Bustillo y Bustillo, 2000; Thiry et al., 2006; Bustillo y Alonso-Zarza, 2007; Owen et al., 2008; Srivastava y Sauer, 2014; Bustillo et al., 2013; Sauer et al., 2015; Thiry y Milnes, 2017; Ulliyott y Nash, 2016; Taylor y Eggleton, 2017).

Los rasgos iluviales como revestimientos y rellenos de sílice son indicativos de procesos de silicificación (e.g., Thiry et al., 2006; Sauer et al., 2015; Thiry y Milnes, 2017). La presencia de gran cantidad de materia orgánica es característica de suelos con alto contenido de vidrio volcánico (e.g., Summerfield, 1983; Buol, 2011). Estos pedorrasgos se generan dentro del perfil de suelo como resultado de una sucesión de fases de disolución y recristalización de la sílice causada por múltiples episodios de infiltración y percolación de agua (e.g. Thiry, 1991, 1999; Thiry et al., 2006).

Los horizontes que caracterizan a este pedotipo, horizontes como Aq y ACq, presentan características que permiten inferir un grado de desarrollo pobre, donde la estimación de la pedogénesis es entre 500 y 2500 años (Srivastava et al., 2018). La repetida sucesión de perfiles de paleosuelos en sentido estratigráfico en la Formación Laguna Palacios está asociada a las repetidas erupciones volcánicas que se sucedieron durante su depositación, por lo que el tiempo estimado de pedogénesis podría estar indicando a su vez el tiempo entre sucesivas erupciones. Esto es típico de suelos formados bajo estas condiciones y como resultado se producen perfiles de suelo con horizontes enterrados (Buol, 2011). Durante los períodos de quietud entre erupciones, la meteorización y los procesos formados de suelo actúan generando el perfil de suelo. Luego, cuando ocurre la erupción, parte del suelo es cubierto por una nueva capa de ceniza, por lo que se produce el enterramiento del suelo y al quedar aislado, se detienen los procesos de formación de suelo (Smith, 1991).

Los andisoles se desarrollan sobre materiales volcánicos relativamente jóvenes, como ceniza volcánica y se caracterizan por horizontes A oscuros con abundante materia orgánica y horizontes B castaños enriquecidos en compuestos amorfos de sílice y aluminio (Soil Survey Staff, 1999). Por esta razón, este pedotipo podría ser interpretado como un paleosuelo tipo Andisol (Soil Survey Staff, 2015). Sin embargo, las clasificaciones realizadas para paleosuelos (Mack et al., 1993) deciden no utilizar este orden de suelo debido a que las propiedades ándicas, tales como el vidrio volcánico y el alofano, en general no persisten sin modificaciones en el registro geológico, sino que son fácilmente alteradas a cuarzo, chert, calcedonia u ópalo. La clasificación de Mack et al. (1993) sí acepta el modificador “vítreo” si se preservan trizas o fragmentos pumíceos o “silíceos” si hay presencia de sílice pedogénica. Además el bajo grado de desarrollo de este pedotipo y la ausencia de horizonte B, podría ser clasificado como un orden de suelo de menor desarrollo como lo son los Entisoles. Por lo tanto se clasifica al CGSJ-P5b como un paleosuelo tipo Entisol silíceo (Soil Survey Staff, 2015), y como un Protosol silíceo (Mack et al., 1993). Estos paleosuelos podrían ser equivalentes a los paleosuelos de mas bébil desarrollo identificados por Bellosi y Sciutto (2002) como Entisoles y a los denominados Entisoles ándicos por Genise et al., (2002) para la Formación Laguna Palacios en sectores al norte de la cuenca.

6.5.7. Pedotipo CGSJ-6 (CGSJ-P6) – Paleosuelos tipo Alfisoles de la Formación

Laguna Palacios

Las evidencias de estructuración y de argiluvación de arcillas en este pedotipo están asociadas al último ciclo pedogenético y por lo tanto es el que se interpretará a continuación. En la sección 6.5 se realiza una discusión sobre poligénesis correspondiente a estos paleosuelos.

Las evidencias macromorfológicas de estructuración y las evidencias micromorfológicas con abundantes revestimientos microlaminados de arcillas en cámaras y cavidades fueron las utilizadas para la denominación de los horizontes Bt. En el perfil Bt-BC además se puede observar una disminución en la actuación de los procesos pedogenéticos en profundidad, pasando de revestimientos microlaminados a revestimientos típicos y crecientes, en conjunto con una ligera disminución de los índices CIA-K y Al/Bases y un aumento en el índice PWI. Los valores tanto de CIA-K como de PWI indican una meteorización moderada para estos horizontes.

La iluviación de arcillas requiere la percolación de agua a través del perfil de suelo para que se trasloquen las arcillas. La iluviación requiere además que el suelo atraviese un período seco para que las arcillas traslocadas sean retenidas. Los revestimientos microlaminados del horizonte Bt sugieren que este proceso estuvo activo durante múltiples eventos, mientras que los revestimientos típicos y crecientes del horizonte BC sugieren un único episodio de iluviación (Kühn et al., 2018).

La presencia de pedorelictos indica eventos de erosión, los cuales al igual que en los Entisoles calcíticos del P1a se interpretan como el retrabajo de suelos pre-existentes por truncamiento, transporte y redepositación junto con el material parental del suelo actual (Cleveland, 2007; Srivastava et al., 2010).

Por lo tanto, los procesos de argiluvación y de estructuración son los vinculados con el desarrollo de este pedotipo. Estos procesos permitirían clasificar a estos paleosuelos como correspondientes a Alfisoles (Retallack, 2001). Por lo tanto este pedotipo puede ser clasificado como paleosuelos similares a Alfisoles modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Argillisoles (Mack et al., 1993). Estos paleosuelos podrían ser equivalentes a los paleosuelos de mayor desarrollo identificados por Bellosi y Sciutto (2002) como Alfisoles/Mollisoles y a los

denominados Alfisoles o Mollisoles por [Genise et al., \(2002\)](#) para la Formación Laguna Palacios en sectores al norte de la cuenca.

6.6. POLIGÉNESIS EN LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS

En ambos pedotipos de la Formación Laguna Palacios y a lo largo de toda la sucesión en sentido estratigráfico es común la presencia de rasgos pedogenéticos sobreimpuestos correspondientes a diferentes ciclos pedogenéticos ([Fig. 6.17a-f](#)).

Esto pudo observarse en una primera instancia en el campo y luego a partir del estudio micromorfológico de detalle de los horizontes, lo que permitió ajustar las interpretaciones de campo y renombrar aquellos horizontes donde era necesario.

En el caso de los Entisoles sílceos del Pedotipo CGSJ-5, es común el apilamiento de horizontes ACq ([Fig. 6.17a-c](#)). De esta manera los perfiles apilados separados por disconformidades quedan como perfiles con la siguiente secuencia de horizontes: ACq-2ACq-2Cq, donde el número arábigo antepuesto indica la presencia de una discontinuidad.

El escaso desarrollo de este tipo de perfiles está vinculado al factor formador tiempo como condicionante en el desarrollo de estos paleosuelos. Esto estuvo vinculado a los períodos de quiescencia entre sucesivas erupciones volcánicas y posterior redepositación sedimentaria ([Smith, 1991](#)). De esta manera, se puede hacer una reconstrucción de la historia sedimentaria y pedogenética de estos depósitos para entender el desarrollo y formación de este pedotipo ([Fig. 6.17a](#)). Así, se puede pensar en un tiempo 1 vinculado a la sedimentación y redepositación de sedimentos volcanoclásticos en la cuenca. Luego en un tiempo 2, un período de no depositación, lo que permitió la colonización de los depósitos por parte de organismos y plantas, y meteorización de los materiales promoviendo la acción de los procesos pedogénéticos y obteniendo un perfil de suelo, en este caso caracterizado por una sucesión de horizontes A-ACq-Cq. Luego en un tiempo 3, sobrevino un nuevo aporte sedimentario y redepositación de sedimentos volcanoclásticos a la cuenca, como consecuencia estos depósitos caracterizados por flujos de detritos erosivos, erosionaron parte del perfil de suelo descripto anteriormente borrando las evidencias del horizonte A. Finalmente en un tiempo 4, una nueva pausa en la sedimentación, generó un nuevo perfil de suelo, caracterizado por una sucesión de horizontes A-ACq. Las evidencias micromorfológicas muestran la preservación de la materia

Fig. 6.17. Poligénesis en la Formación Laguna Palacios

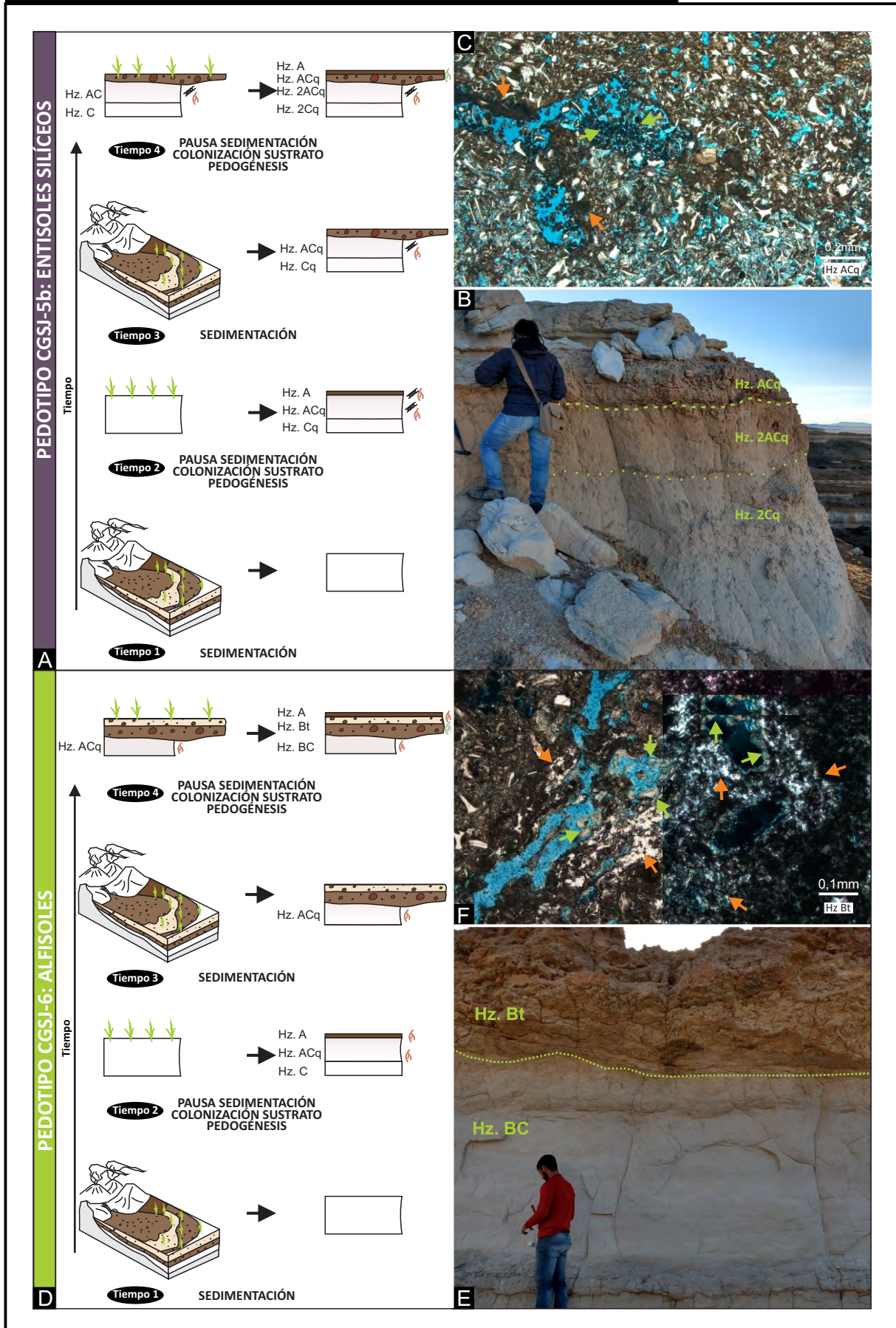


Figura 6.17: A: Reconstrucción de la historia sedimentaria y pedogenética para los Entisoles silíceos del CGSJ-P5b. Ver sección 6.5. B: Vista en el campo de la sucesión. C: Evidencias: hiporevestimientos de materia orgánica (flechas naranjas) y relleno de pellets fecales (flechas verdes). D: Reconstrucción de la historia sedimentaria y pedogenética para los Alfisoles del CGSJ-P6. Ver sección 6.5. E: Vista en el campo de la sucesión. F: Evidencias: secuencia de eventos correspondientes a los revestimientos silíceos del primer ciclo (flechas naranjas) y posteriormente los revestimientos de arcilla del último ciclo (flechas verdes).

orgánica conformando hiporevestimientos y rellenos sueltos discontinuos de pellets fecales en los horizontes ACq (Fig. 6.17c).

Se interpreta que esta sucesión de eventos tuvo lugar de manera repetida en el tiempo durante toda la depositación de la unidad. En este caso el perfil descrito, correspondiente a un Entisol síliceo del Pedotipo CGSJ-5 queda conformado por la siguiente sucesión de horizontes ACq-2ACq-2Cq (Fig. 6.17b-c), entendiéndose como nuevamente el depósito siguiente erosiona el horizonte A, imposibilitando su preservación en el registro.

En el caso de los Alfisoles del Pedotipo CGSJ-6 también se pudo interpretar la superposición de distintos ciclos pedogenéticos en los perfiles (Fig. 6.17d-f). Nuevamente, en este pedotipo es el factor formador tiempo el que condiciona el desarrollo de estos horizontes, vinculado a los períodos de quietud entre sucesivas erupciones volcánicas y redepositación sedimentaria posterior en un ambiente de abanico aluvial.

De igual forma que para los Entisoles del Pedotipo CGSJ-5, es posible hacer una reconstrucción de la historia sedimentaria y pedogenética del Pedotipo CGSJ-6 (Fig. 6.17d). En el caso de los horizontes Bt y BC es posible identificar rasgos iluviales de sílice y materia orgánica vinculados al primer ciclo pedogenético descrito y rasgos iluviales de arcilla sobreimpuestos vinculados al nuevo ciclo pedogenético (Fig. 6.17f). Así, en un tiempo 1 y vinculado a la sedimentación y redepositación de sedimentos volcanoclásticos, sedimentos volcanoclásticos fueron depositados en la cuenca. Luego en un tiempo 2, un período de no depositación, permitió la generación de un perfil de suelo, en este caso caracterizado por una sucesión de horizontes A-ACq-C, donde los procesos de bioturbación e iluviación de sílice tuvieron lugar. Estos procesos quedan evidenciados tanto a macroescala con la preservación de rizoconcreciones síliceas y a microescala con revestimientos síliceos (Fig. 6.17f). En un tiempo 3, un nuevo aporte sedimentario y depositación de nuevos sedimentos volcanoclásticos a partir de flujos de detritos erosionaron el horizonte A y se depositaron sobre el perfil descrito anteriormente. Finalmente en un tiempo 4, una nueva pausa en la sedimentación, en este caso durante un tiempo lo suficientemente prolongado para que los procesos de iluviación de arcillas tuvieran lugar, generaron un nuevo perfil de suelo por sobre los depósitos anteriores, donde el horizonte ACq del perfil anterior y los depósitos volcanoclásticos fueron los materiales parentales de un nuevo perfil de suelo, caracterizado por una sucesión de horizontes A-Bt-BC.

6.7. RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PEDOGÉNESIS

6.7.1. RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PEDOGÉNESIS DE LA FORMACIÓN BAJO BARREAL

La Formación Bajo Barreal en la localidad de Cerro Ballena fue estudiada desde el punto de vista sedimentológico por [Paredes et al. \(2018, 2020, 2022\)](#). La sección inferior de la unidad, Sección A, fue asociada a ríos perennes *multistorey*, con geometrías tipo cinta o *narrow sheet*, dominados por canales de baja sinuosidad. Las planicies de inundación proximales se preservaron comúnmente por debajo y en los márgenes de las fajas de canales. Los canales estaban físicamente aislados con baja interconectividad y separados por varias decenas de metros de depósitos finos de las planicies de inundación. Esto fue interpretado como la consecuencia de una alta tasa de acomodación en relación al aporte sedimentario ([Paredes et al., 2018](#)). En estas planicies tuvieron lugar el desarrollo de Alfisoles vérticos (CGSJ-P1) y Vertisoles (CGSJ-P2) ([Fig. 6.18](#)).

El contacto entre la sección inferior y superior de la unidad, denominado como *marker bed* ([Paredes et al., 2018](#)) se caracteriza por una sucesión volcániclastica que comienza con una pelita tobácea de espesor entre 0,7 y 1 m, continúan niveles a capas de 0,30 m de areniscas de grano medio con laminación plana paralela, seguido por un conglomerado tobáceos, matriz sostén, de entre 3 y 4 m de potencia, dispuesto en un cuerpo tabular muy continuo lateralmente ([Paredes et al., 2018](#)). Sobre estos depósitos sobrevino un extenso período de no depositación donde tuvo lugar el desarrollo de un frente de meteorización que generó el desarrollo de los Ultisoles (P3) ([Fig. 6.18](#)).

La sección superior de la unidad, Sección B, por su parte, estaba caracterizada por canales en manto tipo *sheet-like* con alta interconectividad, rodeados por depósitos de planicie de inundación tobáceos. El amalgamamiento de los canales fue interpretado como períodos de baja tasa de acumulación y fue considerado como un sistema de baja acomodación ([Paredes et al., 2018](#)). En este contexto se desarrollaron los Inceptisoles hidromórficos (P4) ([Fig. 6.18](#)).

6.7.2. RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PEDOGÉNESIS DE LA FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS

Durante el Cenomaniano, el sur de la Cuenca del Golfo San Jorge estuvo sujeta vulcanismo explosivo y su consecuente caída de ceniza subaérea, acumulación de sedimentos y retrabajo

Figura 6.18. Reconstrucción paleoambiental para las Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios

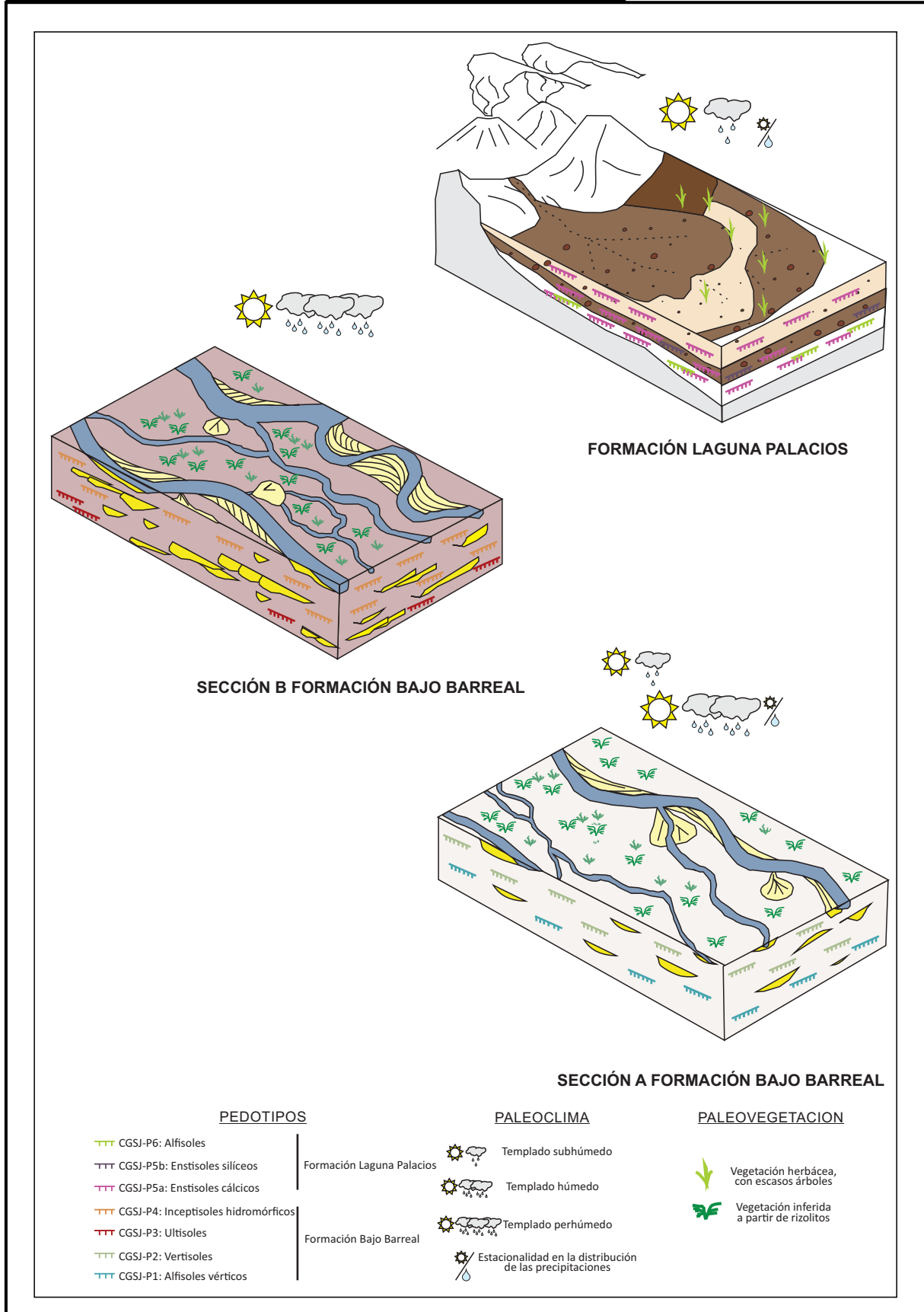


Figura 6.18: Reconstrucción esquemática de la evolución de las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios. Para la Formación Bajo Barreal se incluye la reconstrucción paleoambiental (modificada de [Paredes et al., 2018](#)), los paleosuelos, la vegetación inferida, el paleoclima, el régimen de humedad y las condiciones de drenaje. Para la Formación Laguna Palacios se incluye la reconstrucción paleoambiental, los paleosuelos, el tipo de vegetación ([Genise et al., 2002](#)), el paleoclima, el régimen de humedad y las condiciones de drenaje.

por procesos de remoción en masa y en menor medida por procesos fluviales, alternando con períodos de estabilidad del paisaje y pedogénesis. Diferentes evidencias sugieren que para el Cretácico superior temprano los escenarios terrestres evolucionaron en respuesta a factores alocíclicos como el clima, el volcanismo y la subsidencia, los cuales a su vez controlaron el aporte sedimentario, el espacio de acomodación y la erosión (Bellosi y Sciutto, 2002; Genise et al., 2002; 2008). El espesor de la Formación Laguna Palacios en la localidad de Punta España indicaría que esta zona de la Cuenca del Golfo San Jorge habría estado sujeta a altas tasas de creación de espacio de acomodación. Sin embargo, y debido a que casi todos los depósitos exhiben evidencias de pedogénesis, la sedimentación habría sido interrumpida sucesivamente.

La Formación Laguna Palacios en la localidad de Punta España se encuentra caracterizada principalmente por depósitos aluviales proximales (AF1) y medio-distales (AF2), acompañados en menor medida por depósitos de caída de ceniza (AF3). Las asociaciones de facies indican un ambiente depositacional compuesto por sistemas de abanicos aluviales de material volcánico construidos por pulsos de depositación asociados a erupciones volcánicas separados por intervalos temporales de no depositación que permitieron el desarrollo de paleosuelos (Fig. 6.18). Los depósitos de flujo de detritos representan eventos catastróficos, probablemente relacionados con un aumento repentino de las precipitaciones (D'Elia et al., 2020). Los sedimentos derivados de material eruptivo del área fuente, localizada 150km al oeste de la Sierra de San Bernardo, posiblemente del arco volcánico Patagónico (Genise et al., 2002) fueron redistribuidos y acumulados por estos flujos de detritos. Posteriormente, la mayoría de estos depósitos fueron modificados pedogenéticamente. Allí tuvieron lugar Entisoles cálcicos (CGSJ-P5a) y silíceos (CGSJ-P5b) y Alfisoles (CGSJ-P6) (Fig. 6.18). El desarrollo de Entisoles o Alfisoles estuvo condicionado principalmente por el tiempo de exposición entre sucesivas erupciones y nuevo aporte sedimentario al área (ver discusión factores de formación en sección 6.7).

6.8. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE (FORMACIONES LAGUNA PALACIOS Y BAJO BARREAL)

6.8.1. Material parental

El material parental de la Formación Bajo Barreal presenta diferencias entre las secciones A y B de la unidad. En la Sección A, los canales fluviales se encuentran rodeados por pelitas silicoclásticas, mientras que en la Sección B, estos se encuentran rodeados por pelitas tobáceas (Paredes et al., 2018).

La construcción de las planicies de inundación en paquetes volcaniclásticos está principalmente asociado al retrabajo de partículas volcaniclásticas de tamaño ceniza transportado por ríos y distribuido sobre las planicies durante inundaciones (Umazano et al., 2008; Paredes et al., 2016). En el Cerro Ballena el incremento en la participación de material tobáceo en la Sección B junto con el incremento en la proporción de depósitos canalizados permiten considerar el rol que el aporte volcánico transportado por ríos puede producir en la arquitectura aluvial (Paredes et al., 2018).

El material parental de los paleosuelos de la Formación Bajo Barreal fue estudiado en detalle por Olazábal et al. (2022) a partir del análisis de las modas detríticas de las arenas. Estos autores determinaron variaciones verticales en los componentes modales de las arenas. Para la Sección A interpretan un aporte vinculado a la erosión de paleo-relieves de edad jurásica, con componentes ígneos de composición intermedia a básica derivados principalmente de la Formación Bajo Pobre (Olazábal et al., 2022). Por su parte, el contacto entre la Sección A y B, denominado como *marker bed* y que es el material parental de los Ultisoles del Pedotipo CGSJ-3, fue interpretado como la removilización de materiales piroclásticos primarios por flujos de detritos o de barro con alta carga relacionados a lluvias intensas luego de eventos eruptivos (Olazábal et al., 2022). Finalmente, la abundante cantidad de líticos ácidos de la Sección B fueron interpretados como fragmentos neovolcánicos vinculados a material piroclástico producto de la caída primaria de ceniza y líticos volcaniclásticos asociados al retrabajo del volcanismo explosivo contemporáneo al Arco Andino (Olazábal et al., 2022).

El material parental de la Formación Laguna Palacios se caracteriza por chonitas, chonitas tobáceas, tobas lapillíticas y lapillis tobáceas. Se trata de rocas volcaniclásticas resedimentadas depositadas principalmente por flujos de detritos y en menor medida por depósitos de caída primarios. A microescala el material se caracteriza por componentes vítreos como trizas vítreas

y fragmentos pumíceos, cristaloclastos de cuarzo con típicas morfologías engolfadas y feldespatos. En términos generales el grado de alteración de los componentes es bajo, con grados 0 a 1, en pocos casos grado 2 (Stoops, 2003).

Trabajos previos (Genise et al., 2002) indican que para la Formación Laguna Palacios, el área fuente, se encontraba localizado aproximadamente unos 150 km al oeste de la Sierra de San Bernardo, posiblemente asociado al arco volcánico Patagónico (Genise et al., 2002).

Estos sedimentos fueron redistribuidos y acumulados por flujos de detritos en un ambiente caracterizado por abanicos aluviales en la localidad de Punta España.

6.7.2. Topografía

Para analizar el factor de formación vinculado a la topografía de los paleosuelos de las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios se tuvo en cuenta cada uno de los pedotipos que caracterizan a ambas unidades en base a las condiciones del régimen de humedad y de la clase de drenaje natural.

La Sección A de la Formación Bajo Barreal se caracteriza por Alfisoles vérticos y Vertisoles (CGSJ-P1 y CGSJ-P2). Los Alfisoles vérticos presentan matrices de color amarillento y moderada cantidad de rasgos hidromórficos. Por su parte, los Vertisoles se caracterizan por matrices y moteados de colores gley y abundantes rasgos redoximórficos. La presencia de rasgos impregnativos de óxidos de Fe-Mn indican sucesivos días de condiciones de estancamiento de agua en el perfil de suelo (Soares et al., 2020). Estas condiciones pueden estar relacionadas a una combinación entre un nivel freático alto y condiciones de drenaje deficientes, posiblemente asociadas a una alta retención de agua y una baja permeabilidad asociada a una masa basal vértica con gran cantidad de arcillas (Lindbo et al., 2010).

La Sección B de la Formación Bajo Barreal se caracteriza por Ultisoles e Inceptisoles hidromórficos (CGSJ-P3 y CGSJ-P4). Estos paleosuelos presentan abundantes moteados colores gley y abundantes rasgos hidromórficos. En estos pedotipos se observa un aumento relativo en la cantidad de rasgos hidromórficos por lo cual se puede interpretar condiciones de drenaje impedido y mayor cantidad de agua en el perfil de suelo, respecto a los paleosuelos de la Sección A.

La Formación Laguna Palacios se desarrolló en un ambiente de abanicos aluviales, por lo que al momento de su depositación hubo pendientes topográficas que favorecieron los flujos de detritos que caracterizan al material parental de los paleosuelos analizados.

Los Entisoles cálcicos y silíceos (CGSJ-5a y CGSJ-5b) presentan desarrollo de rizoconcreciones profundas de hasta 30 cm que atraviesan a los horizontes AC en todo su espesor. A su vez la presencia de rasgos cálcicos y silíceos implica condiciones secas durante gran parte del año, con una estación húmeda posiblemente corta para posibilitar la generación de los pedorrasgos. La longitud vertical de las raíces indica que el nivel freático se encontraba profundo. La gran porosidad de estos paleosuelos vinculada principalmente al material parental volcánico y el tamaño de grano habrían favorecido el paso del agua por el perfil de suelo de manera preferencial. Por su parte la participación de rasgos hidromórficos en la sucesión es muy baja a nula. Por todo esto se pueden inferir condiciones de buen drenaje (clase 4) ([Soil Taxonomy, 2015](#)).

6.7.3. Tiempo

El tiempo de exposición subaérea está relacionado con el grado de desarrollo de los suelos. Tanto macro como micropedorrasgos pueden ser utilizados como indicadores de desarrollo de paleosuelos ([Birkeland, 1999](#); [Retallack, 2001](#)).

En el caso de los paleosuelos de la Formación Bajo Barreal, los Alfisoles vérticos (CGSJ-P1) presentan desarrollo de horizontes Bt e implican un tiempo de desarrollo moderado a alto y necesitan para su desarrollo cientos a miles y millones de años para su formación (10^5 – 10^6 años) siguiendo a [Birkeland, \(1999\)](#). Los Vertisoles (CGSJ-P2), presentan buen desarrollo de horizontes apilados con agregados cuneiformes y en bloques, por lo tanto son considerados de moderado a buen desarrollo, y se sugiere un tiempo moderado de desarrollo (10^3 años) y menor a 10^4 – 10^5 años debido a la ausencia de un horizonte de tipo argílico (Bt) ([Birkeland, 1999](#); [Retallack, 2001](#)). Los Ultisoles (CGSJ-P3) con desarrollo de horizontes Bt apilados desarrollados sobre el *marker bed* tienen un grado de desarrollo mayor, por lo tanto implican cientos de miles y millones de años para su formación (10^5 – 10^6 años) siguiendo a [Birkeland, \(1999\)](#). Por último, los Inceptisoles hidromórficos (CGSJ-P4), pueden formarse durante unos pocos cientos de años (10^2 – 10^3 años) siguiendo a [Birkeland, \(1999\)](#).

En la Formación Laguna Palacios, los Entisoles silíceos (CGSJ-5a) son los más representativos y abundantes a lo largo de toda la sucesión. Presentan perfiles con horizontes A y AC sin desarrollo de horizonte B, por lo que el tiempo de formación es muy bajo. Los rasgos calcíticos presentes y el grado de desarrollo de los mismos implican un tiempo entre 8.000–75.000 años y la ausencia de horizonte B permite estimar un tiempo estuvo alrededor de los 8.000-10.000 años (Birkeland, 1999). Por su parte, en los Alfisoles (CGSJ-P6), el desarrollo de horizontes Bt y BC con evidencias de argiluvación implican un tiempo de desarrollo moderado a alto para la traslocación de arcillas. Al tratarse de revestimientos crecientes en su mayoría, y en menor medida revestimientos microlaminados, se puede interpretar el proceso no fue repetido en el tiempo, por lo que en términos generales un tiempo estimado de 10^3 – 10^4 años podría ser apropiado (Birkeland, 1999).

En los paleosuelos de la Formación Laguna Palacios el factor formador tiempo, junto con el factor formador material parental, condicionaron su desarrollo, dado que el tiempo entre sucesivas erupciones volcánicas no permitió paleosuelos de mayor desarrollo. Sin embargo, los niveles con desarrollo de horizontes Bt sobreimpuestos permiten inferir que, el tiempo entre sucesivas erupciones fue más prolongado durante ciertos momentos, y por otro lado permiten inferir que si los paleosuelos no hubieran estado controlados por el tiempo y el material parental, posiblemente habrían podido alcanzar perfiles de mayor desarrollo.

6.7.4. Organismos

Tanto la Formación Bajo Barreal como Laguna Palacios presentan evidencias de bioturbación por flora y fauna.

En la Formación Bajo Barreal, las evidencias de organismos son escasas, salvo por la preservación de pequeños rizolitos que permiten inferir la presencia de vegetación. Por su parte, la presencia de canales, cámaras y cavidades a microescala permiten inferir la evidencia de la mesofauna que habitaba esos suelos.

En la Formación Laguna Palacios, las trazas de raíces o rizolitos (sensu Klappa, 1980) están compuestos principalmente por sílice y en menor medida por calcita. También se registraron evidencias de trazas fósiles de invertebrados como *Taenidium baretii* y nidos de abejas. Las trazas de *Taenidium baretii* son diagnósticas de la icnofacies de *Scoyenia* y el sustrato puede ser interpretado como depositado en un ambiente de baja energía (Buatois y Mángano, 2002). Los nidos de abeja correspondientes a *Hialictinae* isp. encontrados en la localidad de Punta

España, presentan similitudes morfológicas con los descriptos previamente por [Genise et al. \(2002\)](#) en la localidad de Cañadón Puerta del Diablo, en el flanco norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, y se asocian a nidos producidos por abejas *Cellicalichnus*, las cuales sugieren condiciones climáticas templadas y estacionales con un paleoambiente dominado por vegetación baja ([Genise et al., 2002](#)).

Existe poca evidencia paleobotánica para la Formación Laguna Palacios. [Andreis \(2001\)](#) encontró fitolitos silíceos y restos de polen de angiospermas que le permitieron inferir una vegetación herbácea. En términos generales y por la presencia de los nidos de abejas y de cámaras pupales de coleópteros, [Genise et al. \(2002\)](#) interpretaron una vegetación dominante herbácea, con escasos árboles.

6.7.5. Clima

Los rasgos macro y micromorfológicos así como la mineralogía de las arcillas y las climofunciones basadas en la geoquímica de horizontes B, brindan información acerca de las condiciones climáticas que tuvieron lugar al momento de formación de un paleosuelo ([Sheldon y Tabor, 2009](#)).

La Formación Bajo Barreal se caracteriza por el desarrollo de Alfisoles vérticos (CGSJ-P1) y Vertisoles (CGSJ-P2) en la Sección A, Ultisoles (CGSJ-P3) en el contacto entre ambas secciones, y finalmente por Inceptisoles hidromórficos (CGSJ-P4) en la Sección B.

Los vertisoles modernos son suelos que en general no se asocian a un clima en particular, sino que se los encuentra desde climas ecuatoriales a fríos, semiáridos a templados subhúmedos ([Ahmad and Mermut, 1996](#); [Soil Survey Staff, 1999](#); [Basilici et al., 2022](#)). Sin embargo, tienen dos factores climáticos importantes implícitos para su génesis y desarrollo: temperatura y estacionalidad en la distribución de las precipitaciones, las cuales controlan ciclos definidos de humedecimiento y secado. La temperatura es importante para la producción *in situ* de arcillas esmectíticas ([Mermut et al., 1996](#)), mientras que la alternancia de períodos húmedos y secos, causa el humedecimiento y secado del suelo, lo cual promueve la expansión y contracción de las arcillas expansivas ([Basilici et al., 2016, 2022](#)).

Por su parte, los Alfisoles están generalmente asociados a condiciones húmedas a subhúmedas en regiones templadas, tropicales y boreales ([Buol, 2011](#)). En general se asocian a posiciones del paisaje relativamente estables donde se produce la percolación y traslocación

de arcillas en profundidad (Buol, 2011), en conjunto también con cierta estacionalidad en las precipitaciones para que el proceso de argiluvación resulte efectivo.

La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita. Se observa un incremento en la proporción de caolinita en conjunto con una disminución de esmectita en sentido estratigráfico vertical, desde la Sección A a la Sección B.

Por lo tanto, para la Sección A, los Alfisoles vérticos del CGSJ-P3 y los Vertisoles del CGSJ-P4 permiten inferir condiciones templadas subhúmedas a húmedas con estacionalidad en la distribución de las precipitaciones.

Al analizar los Ultisoles (CGSJ-P3) asociados al *marker bed*, se observa como su desarrollo implica un tiempo lo suficientemente prolongado para el desarrollo de un frente de meteorización y desarrollo de paleosuelos similares a Ultisoles. Durante este tiempo de meteorización y exposición subaérea sobrevinieron todos los procesos asociados a la lixiviación intensa, pudiendo inferir temperaturas y precipitaciones lo suficientemente elevadas para la meteorización química de los minerales, dejando el esqueleto constituido principalmente por granos de cuarzo sin preservación de feldespatos.

La mineralogía de las arcillas de toda la Sección B, se encuentra dominada por caolinita, donde queda evidenciada la alta meteorización química a la que estuvieron sometidos los suelos. Por lo tanto, se pueden inferir temperaturas cálidas a tropicales y alta tasa de percolación de agua (Sheldon et al., 2002).

Paleosuelos con características similares fueron analizados por varios autores a partir del análisis geoquímico de horizontes Bt en paleosuelos tipo Ultisoles modernos (e.g., Krause et al., 2010; Raigemborn et al., 2018; Raigemborn et al., 2022). Krause et al. (2010) infieren condiciones cálidas y húmedas con valores de MAP alrededor de 1300 mm/año y valores de MAT alrededor de 15° C (Krause et al., 2010). Por su parte Raigemborn et al. (2018) infirieron condiciones cálidas húmedas y estacionales con valores de MAT de 15,3° C \pm 2,1° C para Ultisoles vérticos y de 16° C \pm 2,1° C para Ultisoles y valores de MAP de 1212 \pm 182 mm/año para Ultisoles vérticos y de 1217 \pm 182 mm/año para Ultisoles (Raigemborn et al., 2018). Finalmente Raigemborn et al. (2022) infirieron condiciones húmedas–perhúmedas y térmicas–hipertérmicas (templadas–subtropicales–tropicales) a partir de valores de MAP entre 1228 \pm 512 mm/año y 2338 \pm 512 mm/año y valores de MAT entre 19° C \pm 4° C y 25° C \pm 4° C (Raigemborn et al., 2022).

Por lo tanto, las condiciones paleoclimáticas que imperaron durante la depositación y formación de paleosuelos en la Sección B posiblemente hayan sido templadas húmedas a perhúmedas.

Las interpretaciones realizadas en la presente tesis se encuentran en coincidencia con los trabajos sedimentológicos previos de detalle en la unidad realizados por [Paredes et al. \(2018, 2020, 2022\)](#). Estos autores se focalizaron en establecer las condiciones climáticas imperantes a partir del estudio sedimentológico de detalle en las arenas y también a partir del análisis de rayos gamma espectral (SGR) y de difracción de rayos x (DRX) en arcillas, los cuales infieren variaciones entre las Secciones A y B. En cuanto a las estimaciones paleohidrológicas evidencian una mayor disponibilidad de agua dentro del sistema fluvial y esto lo interpretan como un cambio climático hacia condiciones más húmedas durante la depositación de la Sección B. A partir del análisis de perfiles con SRG y DRX interpretan un control climático asociado a condiciones más cálidas y húmedas para la Sección B ([Paredes et al., 2018; 2020; 2022](#)).

En resumen, las condiciones paleoclimáticas que imperaron durante la depositación y formación de paleosuelos en el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge, fueron templadas y subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones para la Formación Laguna Palacios, mientras que para la Formación Bajo Barreal variaron desde templadas subhúmedas a húmedas con estacionalidad en la distribución de las precipitaciones para la Sección A, hacia condiciones templadas húmedas a perhúmedas para la Sección B. Por la cercanía entre la depositación de ambas unidades es posible inferir condiciones paleoclimáticas similares entre la Formación Laguna Palacios y la Sección A de la Formación Bajo Barreal mientras que a partir del *marker bed* con la depositación de los Ultisoles y para la Sección B se observa un cambio en las condiciones paleoclimáticas.

La Formación Laguna Palacios se encuentra caracterizada por el desarrollo principalmente de Entisoles silíceos (CGSJ-P5b) y en menor medida por Entisoles cálcicos (CGSJ-P1a) y Alfisoles (CGSJ-P6).

Los Entisoles actuales pueden desarrollarse bajo prácticamente cualquier clima, por lo que resulta difícil hacer inferencias paleoclimáticas en este tipo de paleosuelos. Sin embargo, al analizar el material parental y tiempo para esta unidad, podemos inferir que se trata de suelos que no alcanzaron mayor desarrollo por el control que ejercieron estos factores, en donde el factor formador clima no tuvo un rol preponderante. Sin embargo, para los Entisoles

silíceos y cálcicos (CGSJ-P5a y CGSJ-P5b, respectivamente) de la Formación Laguna Palacios es posible hacer algunas inferencias. Los rasgos calcíticos de los Entisoles cálcicos (P5a) pueden formarse en ambientes con régimen árido a subhúmedo (Nordt et al., 2006), y teniendo en cuenta su rol como indicador de estacionalidad, los rasgos calcíticos son interpretados como indicativos de estacionalidad de las precipitaciones (Tabor y Myers, 2015; Raigemborn et al., 2018b). Por su parte, la formación de silcretos esta asociada generalmente a climas áridos a semiáridos así como a climas tropicales a subtropicales con alternancia de estaciones secas y húmedas (Summerfiel, 1983; Milnes y Thiry, 1992; Ulliyott et al., 1998; Webb and Golding, 1998; Thiry et al., 2015). En los últimos años, trabajos recientes (Sauer et al., 2015) infieren condiciones cálidas a semiáridas con una fuerte evapotranspiración durante el verano y un período de intensa lluvia durante el invierno. Por lo tanto, los Entisoles silíceos (CGSJ-P5b) también estarían indicando una estacionalidad en la distribución de las precipitaciones. Finalmente, la mineralogía de las arcillas, dominada por esmectita, acompaña las interpretaciones previas sobre la estacionalidad de las precipitaciones.

En el caso de los Alfisoles del CGSJ-P6, al tratarse de horizontes Bt y BC con evidencias de iluviación de arcillas, es posible aplicar las climofunciones para inferir las condiciones paleoclimáticas bajo las cuales se desarrollaron. Las climofunciones indican que al momento de su formación las condiciones fueron templadas ($11,49^{\circ} \text{C} \pm 2,1^{\circ} \text{C}$) y subhúmedas (936 ± 564 mm/año) con una estacionalidad en la distribución de las precipitaciones. La mineralogía de las arcillas dominada por esmectita y la presencia de revestimientos de arcilla laminados en los horizontes iluviales sugieren estacionalidad en la distribución de las precipitaciones.

Por lo tanto, las condiciones paleoclimáticas que imperaron durante la depositación y formación de suelos en la Formación Laguna Palacios fueron templadas y subhúmedas, con estacionalidad en las precipitaciones.

Tabla 6.3. Análisis de difracción de rayos X de la Cuenca del Golfo San Jorge

Unidad	Pedotipo	Horizonte o tipo de pedoraso	Roca total (abundancia relativa en %)					Mineralogía de las arcillas (abundancia relativa en %)		
			Q	F	Op CT	Ca	Arc	S	I/S	K
FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS	CGSJ-P6	Bt	45	20	15		20	100		
	CGSJ-P5a	Ak	40	10	35		15	75	20	5
	CGSJ-P5b	ACq	20	10	65		5	100		
	CGSJ-P5b	ACq	40	10	40		10	100		
	CGSJ-P5b	ACq	50	10	30		10	94		6
	CGSJ-P5b	ACq	40	15	40		5	91	9	
	CGSJ-P5b	ACq	25	20	45		10	69	22	9
	CGSJ-P5b	ACq	20	15	50		15	100		
	CGSJ-P5b	ACq	50	10	30		10	100		
	CGSJ-P5a	Ak	45	25	20		10	100		
	CGSJ-P5b	ACq	30	45	15		10	100		
	CGSJ-P5b	ACq	55	20	20		5	100		
	CGSJ-P5b	C	20	65	5		10	77	23	
	CGSJ-P5b	ACq	40	35	20		5	100		
	CGSJ-P5b	C	40	35	15		10	98		2
	CGSJ-P5b	ACq	35	30	25		10	98		2
	CGSJ-P5b	ACq	35	30	25		10	100		
	CGSJ-P5b	C	65	15	10		10	100		
	CGSJ-P5b	ACq	40	30	20		10	100		
	CGSJ-P6	BC	30	40	15		15	100		
CGSJ-P6	Bt	55	20	5		20	100			
FORMACIÓN BAJO BARREAL	CGSJ-P1	Btss	70	15			15	100		
	CGSJ-P1	Btss	65	10			25	100		
	CGSJ-P2	Bt	75	10			15	90		10
	CGSJ-P1	Btss	55	15			30	100		
	CGSJ-P1	Bt	50	20			30	100		
	CGSJ-P2	Bss	75	10			15	90		10
	CGSJ-P2	Bss	85	5			10	80		20
	CGSJ-P2	Bssk	85	10			5	85		15
	CGSJ-P2	Bss	80	5			15	80		20
	CGSJ-P2	Bssk	60	10		15	15	90		10
	CGSJ-P2	Ass	75	20			5	95		5
	CGSJ-P4	BCg	85	5			10			100
	CGSJ-P4	BCg	90				10			100
	CGSJ-P3	Bt	80				20			100
	CGSJ-P3	Bt	90				10	5		95
	CGSJ-P4	Bt	90	5			5			100
	CGSJ-P4	Bt	90	5			5	5		95
	CGSJ-P3	Bt	80	5			15			100
	CGSJ-P4	BCg	80	5			15	10		90
	CGSJ-P4	BCg	90				10	5		95
CGSJ-P4	BCg	80	5			15	10		90	
CGSJ-P4	BCg	90	5			5			100	

Tabla 6.3: Análisis de difracción de rayos X para horizontes de suelo de las formaciones Laguna Palacios y Bajo Barreal en la Cuenca del Golfo San Jorge (Cuarzo (Q); Feldespatos (F); Calcita (Ca); Arcillas (Arc); Esmeclita (E); Interestratificados Illita/Esmeclita (I/S); Caolinita (K)).

Tabla 6.4. Geoquímica de la Cuenca del Golfo San Jorge

Unidad Pedotipo		Porcentaje molar de óxidos mayoritarios												
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO
FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS	CGSJ-P5b	72,2	11,95	1,31	0,53	0,29	2,71	3,44	<0.002	0,09	0,04	0,01	<0.01	0,06
	CGSJ-P5b	70,5	12,45	1,66	0,95	0,3	2,57	3,43	<0.002	0,15	0,05	<0.01	0,01	0,06
	CGSJ-P5b	72,2	11,25	1,92	0,96	0,42	2,14	2,46	<0.002	0,23	0,03	0,01	0,01	0,07
	CGSJ-P5b	70,3	12,2	1,47	1,01	0,38	2,51	3,11	<0.002	0,15	0,04	<0.01	0,01	0,08
	CGSJ-P5b	69,7	12,15	2,14	1,24	0,32	2,39	2,75	<0.002	0,27	0,04	<0.01	0,01	0,08
	CGSJ-P5b	70,8	12,35	1,74	1	0,33	2,76	3,04	<0.002	0,17	0,05	0,01	0,01	0,09
	CGSJ-P6	70,7	11,15	1,53	0,79	0,39	2,05	2,62	<0.002	0,22	0,03	0,01	0,01	0,06
	CGSJ-P6	68,1	10,65	1,86	1,06	0,67	1,13	1,14	<0.002	0,16	0,02	<0.01	0,01	0,03
	CGSJ-P6	68,1	12,15	1,99	0,79	0,51	1,97	2,27	<0.002	0,26	0,05	0,01	0,01	0,05

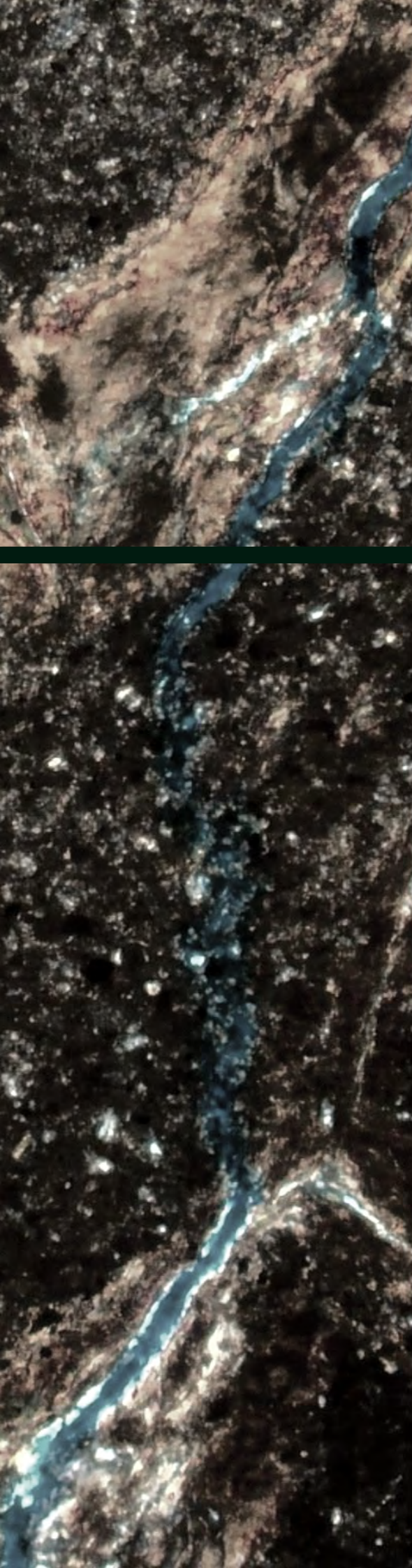
Unidad Pedotipo		Relaciones moleculares							Climofunciones		
		Bases/Al	Al/Si	CIA-K (%)	PWI (%)	Ti/Al	Al/Bases	CALMAG (%)	Ba/Sr	PWI	CIA-K
FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS	CGSJ-P1b	0,8266	0,0975	69,7142	49,8543	0,0096	1,2097	87,5654			
	CGSJ-P1b	0,8374	0,1041	71,4023	50,1974	0,0154	1,1941	83,3565	4,0627		
	CGSJ-P1b	0,8436	0,1023	70,5610	48,9124	0,0157	1,1853	81,3484	5,4169		
	CGSJ-P1b	0,8207	0,1027	71,9324	45,9062	0,0284	1,2184	79,8624	5,4169		
	CGSJ-P1b	0,8489	0,1028	69,6763	49,3762	0,0176	1,1781	82,3190	6,0941		
	CGSJ-P2	0,7741	0,0929	71,8958	41,7917	0,0252	1,2919	82,1512	4,0627	11,16	910,97
	CGSJ-P2	0,6305	0,0922	74,9832	30,0891	0,0192	1,5862	74,6244	2,0314	12,06	968,10
	CGSJ-P2	0,6933	0,1051	72,8399	40,7301	0,0273	1,4424	81,6753	3,3856	11,23	928,07

Tabla 6.4: Detalle de datos obtenidos a partir de la geoquímica de horizontes de suelo de la Cuenca del Golfo San Jorge. Ver referencias en el texto.

Tabla 6.5. Análisis MEB y EDS de la Cuenca del Golfo San Jorge

Unidad	Pedotipo	Pedorasgo /Horizonte	Mineral	Morfología	Tamaños	Composición bajo EDS	Referencias
FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS	CGSJ-P5b	Horizonte ACq	Ópalo CT	El ópalo CT se encuentra conformando capas concéntricas como esferoides, los cuales poseen una morfología externa tipo botroidal	10 - 70 μm	Pico de Si y O	Fig. 6.7g
			Esmectita	"Copos de maíz" (<i>curled flakes</i>)	< 10 μm		Fig. 6.7g
			Caolinita	Placas pseudo hexagonales	2 - 8 μm		Fig. 6.7g
			Trizas vítreas	Se preservan con morfologías en "Y"	30 - 150 μm	Pico de Si y O	Fig. 6.7h
		Rizotúbulo en horizonte AC	Ópalo	Microesferas	2 μm	Pico de Si y O	Fig. 6.7i-k
			Esmectita	"Panal de abejas" (<i>honey comb</i>)	2 - 4 μm	Pico de Si y O; pico moderado de Al; picos	Fig. 6.7i-k
FORMACIÓN BAJO BARREAL	CGSJ-P1	Horizonte Btss	Revestimiento y relleno de esmectita	Revestimiento fracturado de esmectita. Las esmectitas se presentan conformado revestimientos con morfología tipo "copos de maíz" (<i>curled flakes</i>) y rellenos con morfología tipo "panal de abejas" (<i>honey comb</i>)	1 - 4 μm	Pico de Si, O y Al. Picos menores de Na, Mg	Fig. 6.10c-f
	CGSJ-P3	Horizonte Bt	Revestimiento de caolinita	Revestimiento compuesto por placas apiladas subhedrales a euhedrales. Las placas conforman una morfología tipo "hojas de libro" (<i>book-like</i>) con una textura vermicular.	1 - 3 μm	Pico de Si, O y Al y un pico débil de Fe	6.13c-d; Fig. 6.13f
			Revestimiento de esmectita	Revestimientos compuestos por esmectitas con una morfología tipo "copos de maíz" (<i>curled flakes</i>)	2 - 4 μm	Pico de Si y O; pico moderado de Al; picos menores de Na, Mg	6.13e-f

Tabla 6.5: Análisis MEB y EDS para horizontes de suelo de las formaciones Laguna Palacios y Bajo Barreal en la Cuenca de del Golfo San Jorge.

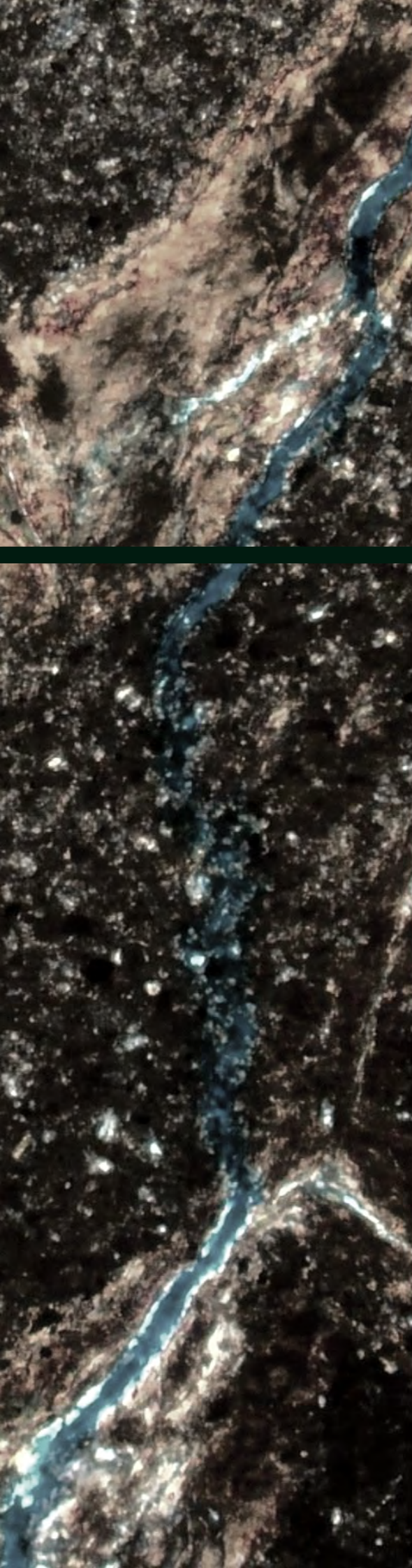


07

CUENCA AUSTRAL- MAGALLANES

INTRODUCCIÓN	<i>192</i>
7.1. SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO	<i>192</i>
7.2. LOS PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO	<i>195</i>
7.2.1. Pedotipo CA-1 (CA-P1) – Histosoles hidromórficos	<i>196</i>
7.2.2. Pedotipo CA-2 (CA-P2) – Alfisoles	<i>199</i>
7.2.3. Pedotipo CA-3 (CA-P3) – Vertisoles hidromórficos	<i>202</i>
7.3. PALEOTEMPERATURAS Y PALEOPRECIPITACIONES DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO	<i>205</i>
7.4. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN	<i>206</i>
7.4.1. Pedotipo CN-1 (CN-P1) – Histosoles hidromórficos	<i>206</i>
7.4.2. Pedotipo CN-2 (CN-P2) – Alfisoles	<i>208</i>
7.4.3. Pedotipo CN-3 (CN-P3) – Vertisoles hidromórficos	<i>209</i>
7.5. RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PEDOGÉNESIS DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO	<i>210</i>
7.6. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA AUSTRAL-MAGALLANES	<i>212</i>





07

CUENCA AUSTRAL- MAGALLANES

7.6.1. Material parental	212
7.6.2. Topografía	213
7.6.3. Tiempo	214
7.6.4. Organismos	215
7.6.5. Clima	215
7.7. COMPARACIÓN CON LA FORMACIÓN MATA AMARILLA	216



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analizarán los paleosuelos de la Cuenca Austral-Magallanes. Como se mencionó en el capítulo 2, estos paleosuelos corresponden a la sección inferior, media y superior de la Formación Puesto El Moro, los cuales afloran en los alrededores del Lago San Martín, en la provincia de Santa Cruz (Fig. 3.2). Allí se realizaron perfiles paleopedológicos de detalle sobre la base del perfil sedimentológico realizado previamente por Varela et al. (2019) (Fig. 7.1). A continuación se presenta una caracterización sedimentológica breve basada en el trabajo de Varela et al (2019) y posteriormente se procede al estudio detallado de los paleosuelos mencionados en dicho trabajo.

7.1. SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO

Varela et al. (2019) determinaron veintidós facies sedimentarias, las cuales fueron agrupadas en trece Asociaciones de Facies (AFs). En la tabla 7.1 se encuentra una breve descripción de las AFs (modificado de Varela et al. 2019).

La distribución en sentido estratigráfico de las asociaciones de facies y el análisis de los elementos arquitecturales de la unidad llevó a su diferenciación en tres secciones informales (Varela et al. 2014, 2019). La sección inferior está compuesta por las AF1, AF2, AF3, AF4 y AF13a. La sección media se caracteriza por la presencia de la AF5 en el contacto con la sección inferior, y por la presencia de las AF6, AF7, AF9, AF10, AF11 y AF13b. Finalmente, la sección superior está dominada por las AF12 y AF13c intercaladas, en menor proporción, con las AF6, AF7, AF8, AF9, AF10 y AF11 (Varela et al., 2019).

El contacto inferior de la Formación Puesto El Moro con la Formación Piedra Clavada (= Kachaiké) es una superficie plana, concordante y fácil de reconocer en el campo. El contacto entre la sección inferior y media constituye una superficie regional de carácter erosivo debido al extenso y continuo sobreposición de cuerpos gravosos en manto (AF5), mientras que el contacto entre la sección media y superior es una superficie plana y concordante delimitada por el cambio en los ambientes sedimentarios (Varela et al., 2019).

La sección inferior presenta depósitos que corresponden a un ambiente de bahía estuárica y planicie costera (FA2 y FA13a), los cuales se intercalan con areniscas masivas bioturbadas de barras de marea (FA1). Esta sección cambia de manera transicional a una

Figura 7.1. Perfil sedimentológico-paleopedológico

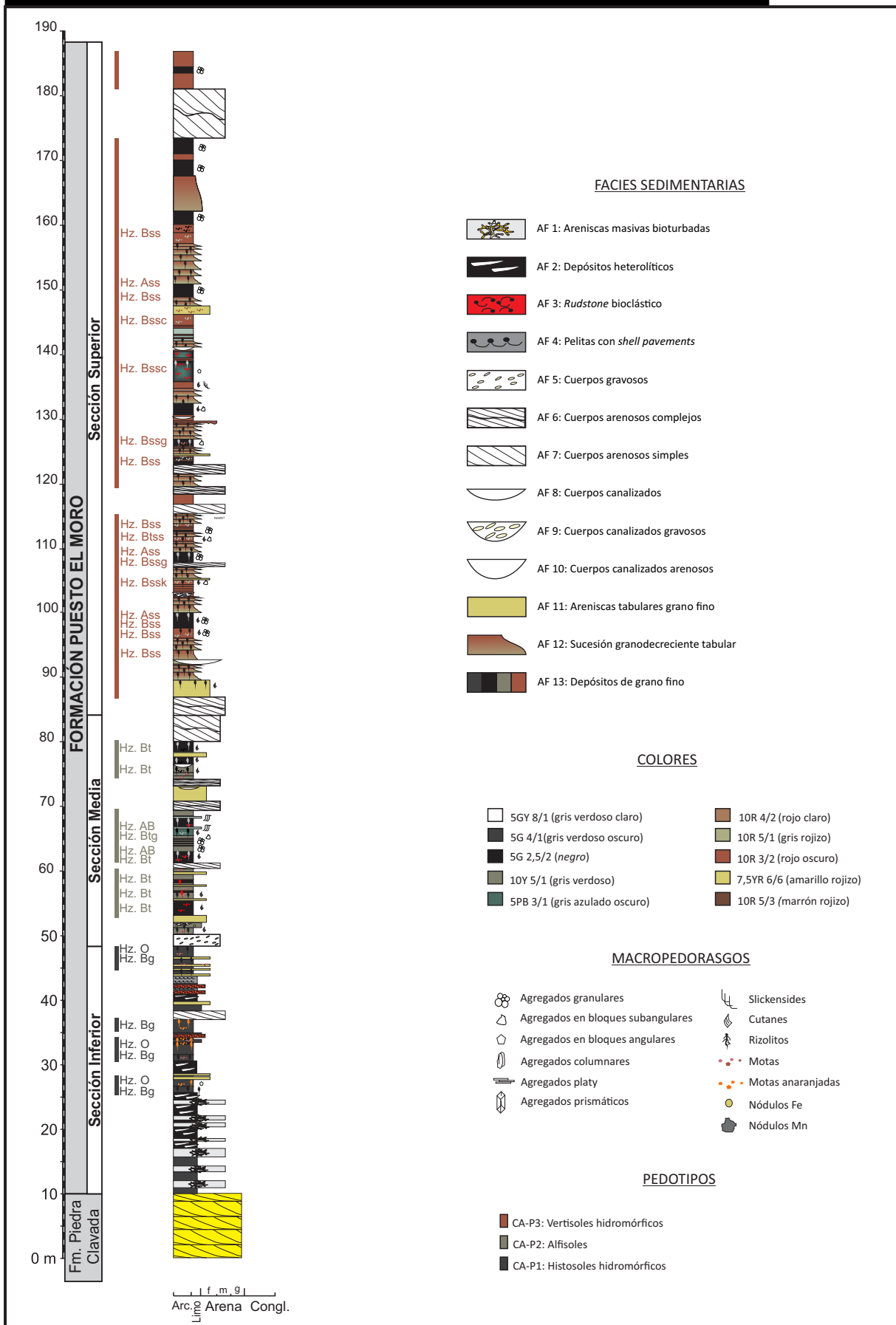


Figura 7.1: Sección esquemática integrada mostrando la distribución vertical de las asociaciones de facies sedimentarias y de los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro. Modificado de Varela et al., (2019). Para ver la ubicación del perfil ver Fig.3.2.

Tabla 7.1. Asociaciones de facies de la Fm. Puesto El Moro

Asociación de facies	Ubicación	Litología	Estructuras Sedimentarias	Geometría	Dimensiones	Superficies limitantes	Interpretación
AF-1: Areniscas masivas bioturbadas	Sección inferior	Areniscas medianas a gruesas	Estratificación entrecruzada planar difusa a masiva. Alto grado de bioturbación. Galerías tipo "y". <i>Thalassinoides</i> isp., <i>Sinusichnus sinuosus</i> , <i>Ophiomorpha nosoda</i> , <i>Ophiomorpha</i> isp., <i>Paleophycus</i> isp. Concreciones	Tabular	1,3–0,3 m de espesor; mas de 50 m de ancho	Base y techo: horizontal, planar a transicional	Barras intermareales
AF-2: Depósitos heterolíticos	Sección inferior	Intervalos heterolíticos	Laminación horizontal, ondulosa, lenticular y flaser. Restos vegetales. Bioturbación: <i>Planolites</i> isp.	Tabular	0,2–2 m de espesor	Base y techo: horizontal, planar a transicional	Barras mareales
AF-3: Rudstones bioclásticos	Sección inferior	Rudstones	Masivo. "Corbula" y ostras. Intraclastos pelíticos	Tabular a lenticular	0,13–0,41 m espesor; mas de 250 m de ancho	Base: plana, ligeramente erosiva. Techo: planar, horizontal	Depósitos de tormenta
AF-4: Mudstones con shell pavements	Sección inferior	Pelitas	Laminación horizontal: "Corbula" shell pavements. Restos de peces y vertebrados	Tabular	centímetros a metros de espesor	Base y techo: horizontal, planar	Depósitos de tormenta distales
AF-5: Cuerpos gravosos tipo sheet	Contacto entre sección inferior y media	Conglomerados a sábulos con matriz arenosa	Estratificación entrecruzada tangencial de gran escala, planar de bajo ángulo y en menor frecuencia entrecruzada en artesa	Tabular a escala de afloramiento	2 m espesor; mas de 1000 m de ancho	Base: horizontal y erosiva. Techo: horizontal y plano	Sistema fluvial tipo braided
AF-6: Cuerpos arenosos tipo sheet complejos	Sección media y superior	Areniscas gruesas a medianas	Estratificación entrecruzada en artesa y planar tangencial a la base. Lag basal	Lenticular	1,3–7 m espesor; entre 200 y 800 m ancho	Base: cóncava hacia arriba y erosiva. Techo: horizontal	Sistema fluvial meandroso de relativa alta sinuosidad
AF-7: Cuerpos arenosos tipo sheet simples	Sección media y superior	Areniscas gruesas a medianas	Estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala	Lenticular	0,7–1,5 m espesor, hasta 500 m ancho	Base: cóncava hacia arriba y erosiva. Techo: horizontal	Sistema fluvial meandroso de alta sinuosidad
AF-8: Cuerpos tipo cinta gran escala simples con alas	Sección superior	Sábulo a areniscas gruesas	Estratificación entrecruzada en artesa y planar. Intraclastos pelíticos	Lenticular	0,6–1,2 m espesor; 30–40 m ancho	Base: cóncava hacia arriba y erosiva. Techo: horizontal con desarrollo de alas	Canales fluviales de pequeña escala confinados a no confinados de alta descarga
AF-9: Cuerpos gravosos tipo cinta simples de pequeña escala	Sección media y superior	Conglomerados a areniscas de grano grueso con matriz arenosa	Estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala, estratificación planar de bajo ángulo. Intraclastos pelíticos	Lenticular	0,2–0,80 m espesor; hasta 10 m ancho	Base: cóncava hacia arriba y erosiva. Techo: horizontal	Canales de desbordamiento o proximales
AF-10: Cuerpos arenosos tipo cinta de pequeña escala	Sección media y superior	Areniscas medias a muy finas	Estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala, óndulas y laminación entrecruzada	Lenticular	0,3–0,4 m espesor; hasta 6 m ancho	Base: cóncava hacia arriba y erosiva. Techo: horizontal	Canales de desbordamiento o distales
AF-11: Cuerpos tabulares de areniscas de grano fino	Sección media y superior	Areniscas finas a muy finas y areniscas tobáceas	Masivo, óndulas y laminación entrecruzada. Rizolitos y moteados	Tabular	0,5–2 m espesor; mas de 500 m de ancho	Base y techo: horizontal, planar	Albardón, Lóbulos de esplayamiento
AF-12: Cuerpos tabulares granodecrecientes	Sección superior	Sucesión granodecreciente de areniscas finas a muy finas, areniscas tobáceas y pelitas masivas	Masivo, ocasionalmente muestra una lineación parting difusa y planos paralelos a la base. Rizolitos y moteados	Tabular	0,4–1 m espesor	Base y techo: horizontal, planar	Depositos de flujos no confinados
AF-13: Depósitos de grano fino	FA-13a: sec. inf FA-13b: sec. media FA-13c: sec. sup	Pelitas masivas (lilomolitas y arcillitas), tobas y pelitas tobáceas	Masivo, rizolitos, moteados, cutanes, nódulos y slickensides. Laminación horizontal	Tabular	centímetros a decenas de metros de espesor	Base y techo: horizontal, planar a transicional	Planicie costera (FA-13a); Planicie de inundación (FA-13b y c)

sucesión de depósitos de estuario y de planicie costera (FA4 y FA13a) los cuales se intercalan con rudstones bioclásticas depositadas por tormentas (FA3) y en menor medida con canales meandrosos de alta sinuosidad (FA7). Los depósitos de grano fino (FA13a) presentan colores negros a gris verdosos. Las medidas de las paleocorrientes tomadas en las estructuras sedimentarias pobremente preservadas de las areniscas masivas bioturbadas (FA1), indicaron una dirección predominante hacia el sur, mientras que las medidas tomada en el único cuerpo arenoso (FA7) indicaron un paleodrenaje hacia el suroeste para la sección inferior de la Formación Puesto El Moro (Varela et al., 2019).

El contacto entre la sección inferior y media está caracterizado por una superficie regional de carácter erosiva reconocida por la presencia de un afloramiento continuo de sistemas fluviales de tipo entrelazado con barras longitudinales (FA5). Este sistema fluvial tuvo una dirección predominante hacia el sur y el noroeste y representa el comienzo de la sección media de la Formación Puesto El Moro (Varela et al., 2019).

Por sobre estos depósitos, el arreglo lateral y vertical de asociaciones de facies comprende a los depósitos de canales arenosos fluviales de moderada a alta sinuosidad (FA6 y FA7, cuerpos arenosos, en manto, simples y compuestos) dominados por procesos dentro de los canales tales como migración de megaóndulas de crestas sinuosas (3D), migración de megaóndulas de crestas rectas (2D) y depósitos de *lag*. Los depósitos de canal se encuentran intercalados con depósitos de planicies de inundación con desarrollo de paleosuelos (FA13b, depósitos de grano fino verde oliva a gris oscuro), lóbulos (FA11) y canales de explayamiento (FA9 y FA10). Las medidas de paleocorrientes indican, a pesar de una gran dispersión de datos, un paleodrenaje hacia el suroeste y al sur para la sección media de la FPM (Varela et al., 2019).

La sección superior muestra una predominancia de depósitos no confinados (FA12, sucesión granodecreciente tabular) intercalados con canales de corta duración de eventos de alta descarga (FA8) y en menor medida con asociaciones de facies canalizadas de alta sinuosidad asociadas a ríos meandrosos (FA6 y FA7). Los depósitos tabulares granodecrecientes de la AF12 se intercalan con depósitos de planicie de inundación (FA13c, depósitos de grano fino rojizos a marrón oscuro). Las medidas de paleocorrientes indican un paleodrenaje hacia el sur y oeste a suroeste para la sección superior de la Formación Puesto El Moro (Varela et al., 2019).

7.2. LOS PALEOSUELOS DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO

7.2.1. Pedotipo CA-1 (CA-P1) – Histosoles hidromórficos de la Formación Puesto El Moro

Este pedotipo (Fig. 7.2a–f) se desarrolló sobre los depósitos de grano fino (FA13a) en la parte superior de la sección inferior, los cuales fueron interpretados previamente por Varela et al. (2019) como una planicie costera con condiciones de drenaje restringido en el margen de un ambiente estuárico (Fig. 7.2a).

El perfil representativo está compuesto por una sucesión de horizontes O-A/Bg-C (Fig. 7.2b). Cada horizonte presenta espesores que varían desde unos pocos centímetros hasta 1 m de espesor, con una matriz compuesta por pelitas de coloración negra (para los horizontes O; Fig. 7.2c) y gris oscura a verdosa (para los horizontes A/Bg; Fig. 7.2d).

Los horizontes O presentan un contenido de restos orgánicos carbonosos y raíces con materia orgánica preservada mayor al 20% (Fig. 7.2c). Es común la presencia de rizolitos delicados y motas naranjas diseminados en la masa basal. A microescala, presentan un esqueleto compuesto por granos de cuarzo fresco, con texturas desde arena fina a gruesa, y líticos, principalmente de origen volcánico, con texturas pilotáxicas, con hasta grado 4 de alteración, lo que hace que en algunos casos no sea posible distinguirlos de la masa basal. También se observa, en menor grado de abundancia, feldespatos con grado de alteración 2–3, anfíboles, piroxenos y glauconita (Stoops, 2003). Es muy abundante la presencia de componentes orgánicos dentro del esqueleto, como fragmentos de tejidos y células (Fig. 7.2e). La fracción fina se presenta moteada entre colores anaranjados a rojizos. La relación gruesos/finos (límite g/f = 5 μ m) varía entre 30 y 35% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f quitónica. Los vacíos se caracterizan por ser pequeñas cavidades, cámaras y canales abundantes. La microestructura es masiva y la fábrica-b es estriada reticular a indiferenciada. Como pedorrasgos se observan rellenos, en canales y cámaras, sueltos discontinuos del mismo material que el plasma y de materia orgánica (Fig. 7.2e), y en otros casos, sueltos continuos de óxidos de Fe-Mn, los cuales se encuentran fracturados. También se observan nódulos de óxidos de Fe-Mn, moderada a fuertemente impregnados, con morfologías agregadas a típicas y con texturas de empobrecimiento que tiñen a la masa basal de colores rojizos.

El análisis de difracción de rayos X de los horizontes O permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 7.4b; Tabla 7.2). Los mismos se

Figura 7.2. Pedotipo CA-1 (CA-P1) – Paleosuelos tipo Histosoles hidromórficos de la Fm. Puesto El Moro

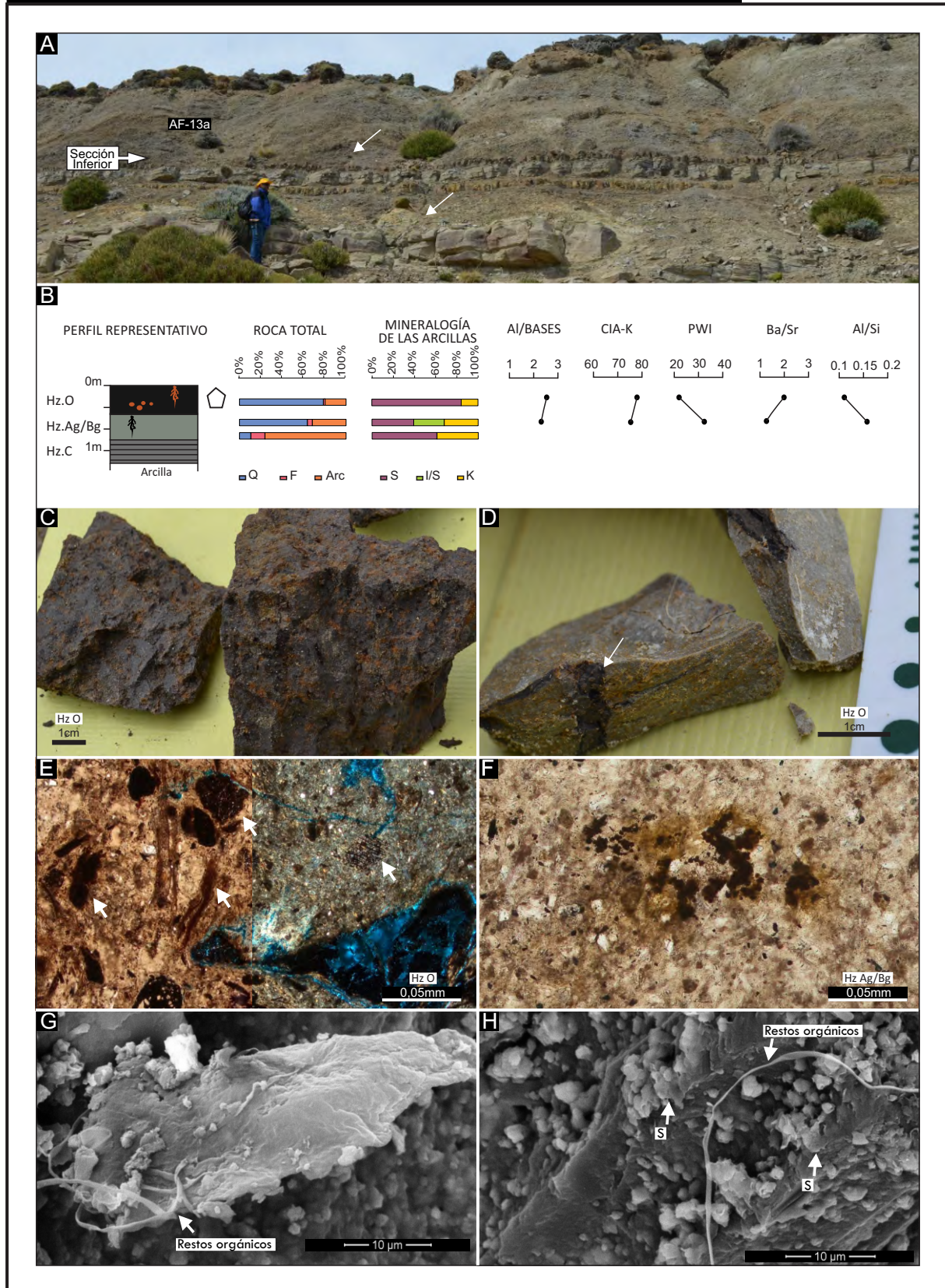


Figura 7.2: Pedotipo CA-1 (CA-P1). A: Vista general de la Sección Inferior de la Formación Puesto El Moro. Las flechas indican los depósitos de grano fino de la AF 13a. Persona de escala. B: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes O-A/Bg-C. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. Índices moleculares calculados a partir de la geoquímica. C: Detalle Horizonte O con motas y rizolitos naranjas. D: Detalle de Horizonte A/Bg con rizolito. E: Horizonte O con esqueleto compuesto principalmente por restos de tejidos y fragmentos orgánicos (flechas blancas). Relleno de materia orgánica en cavidad (izq: sn x10; der: cn x10). F: Horizonte Ag/Bg con nódulos de morfología agregada, fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn. Notar zona impregnada con óxidos de Fe-Mn (sn x10). G-H: Horizonte O bajo microscopio electrónico de barrido. G: Detalle de filamentos orgánicos. H: Esmeclitas con morfología tipo *flakes* intercrecida con restos de filamentos orgánicos.

encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (~80%), feldespatos en proporción muy escasa (<5%) y arcillas en proporción moderada (~15%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita en proporción moderada a muy abundante (~80%) y caolinita en proporción moderada (~20%) (Fig. 7.4b; Tabla 7.2). Estos horizontes exhiben una relación Al/bases ~2,10; una relación Ba/Sr ~ 2,03 y una relación Al/Si ~ 0,10. El CIA-K ~ 77,1 mientras que el PWI ~ 24 (Fig. 7.2b; Tabla 7.3).

Bajo microscopio electrónico de barrido, se pudieron identificar abundantes restos de materia orgánica con morfología filamentosa (posibles hifas de hongos), con espesores menores al micrón y longitudes mayores a los 10 µm (Fig7.2g-h; Tabla 7.4). Asociados a los filamentos se identificaron argilominerales del grupo de las esmectitas, las cuales presentaban una morfología tipo “copos de maíz” (*curled flake*), con tamaños entre los 2 y 4 µm. Bajo EDS se confirmó su composición esmectítica con un pico alto de Si, seguido por picos menores de Al, Fe, Na, Mg y Ca (Fig7.2g-h; Tabla 7.4).

Los horizontes A/Bg presentan rizolitos y motas de color naranja (Fig. 7.2d). También se identificaron nódulos de óxidos de Fe-Mn y slickensides. A microescala, la fracción gruesa similar a la de los Horizontes O, pero sin componentes orgánicos. La relación gruesos/finos (límite g/f = 5 µm) varía entre 30 y 40% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f quitónica a porfirica simple. Los vacíos se caracterizan por ser pequeñas cavidades y canales poco abundantes. La microestructura es masiva, la fábrica-b es indiferenciada, aunque en algunos casos fue posible identificarla como estriada, tanto reticular como grano y poroestriada. Los pedorrasgos más comunes son nódulos y revestimientos. Los nódulos son de óxidos de Fe-Mn, con morfologías agregadas (Fig. 7.2f) o amiboidales. Se encuentran moderada a fuertemente impregnados. Los revestimientos son típicos, alrededor de canales y de algunos granos. Están constituidos por óxidos de Fe-Mn, conformando ferranes y manganes. También se presentan rellenos sueltos discontinuos dentro de los canales del mismo material que el plasma. El análisis de difracción de rayos X de los horizontes A/Bg permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 7.4b). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción escaso a muy abundante (10–70%), feldespatos en proporción escasa (2–10%) y arcilla en proporción moderada a muy abundante (30–70%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita en proporción moderada a muy abundante (40–60%) y en menor medida por interestratificados illita/esmectita en proporción moderada (~20%) y caolinita en proporción moderada (Fig. 7.4b;

Tabla 7.2). Estos horizontes exhiben una relación Al/bases $\sim 2,31$; una relación Ba/Sr $\sim 1,35$ y una relación Al/Si $\sim 0,17$. El CIA-K $\sim 78,6$ mientras que el PWI $\sim 32,6$ (Fig. 7.2b; Tabla 7.3).

7.2.2. Pedotipo CA-2 (CA-P2): Alfisoles de la Formación Puesto El Moro

El pedotipo CA-2 (Fig. 7.3a–h) se desarrolla en la sección media, donde Varela et al. (2019) describen depósitos pedogenizados en las areniscas tabulares de grano fino (FA11) y en los depósitos de grano fino (FA13b). En general se trata de depósitos sin estructura o macizos, con geometrías tabulares, cuyos espesores varían entre 0,50 a 2 m de espesor y una continuidad lateral que excede los 500 m. Ambas asociaciones de facies se encuentran lateral y verticalmente relacionadas (Fig. 7.3a). La AF11 fue interpretada como depósitos de albardón y lóbulos de desborde o explayamiento con desarrollo de paleosuelos y la AF13 como depósitos de planicie de inundación.

El perfil representativo está compuesto por una sucesión de horizontes AB-Bt y AB-Btg (Fig. 7.2b). Cada horizonte presenta espesores que varían desde unos pocos centímetros hasta 1 m de espesor, con una matriz compuesta por pelitas y areniscas muy finas.

Los horizontes AB (Fig. 7.3c), presentan coloraciones grises a gris oliva, en una matriz con granulometría limo a arena muy fina y espesor variable entre 30 y 50 cm. Estos horizontes se caracterizan por alta bioturbación, estructuras granulares, rizolitos y perforaciones (Fig. 7.3c). En menor medida, se preservan nódulos de óxidos de Fe-Mn. A microescala, el esqueleto está compuesto por granos de cuarzo con texturas desde arena muy fina a fina y feldespatos, siendo las plagioclasas más abundantes que los feldespatos potásicos, con grados de alteración entre 1 y 2. Los líticos son muy abundantes, con grado de alteración entre 2 y 3, de origen principalmente volcánico, sedimentario y en menor medida, metamórfico (Stoops, 2003). El plasma presenta colores castaños. La relación gruesos/finos (límite g/f = 5 μ m) varía entre 20 y 25% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f entre porfírica abierta a doble espaciado. Cámaras, cavidades y algunos canales caracterizan a estos horizontes. En algunos casos es posible identificar una fábrica-b punteada. Como microestructuras, se preservan agregados en bloques subangulares y granulares (Fig. 7.3e), con moderado grado de pedalidad y parcial grado de acomodación. Como pedorrasgos se observan revestimientos típicos de materia orgánica (Fig. 7.3e) y rellenos sueltos discontinuos dentro de cámaras y cavidades de material similar al de la masa basal (Fig. 7.3e). Se identificaron algunos nódulos con morfologías digitadas muy poco abundantes, en algunos sectores con impregnaciones de

Figura 7.3. Pedotipo CA-2 (CA-P2) – Paleosuelos tipo Alfisoles de la Fm. Puesto El Moro

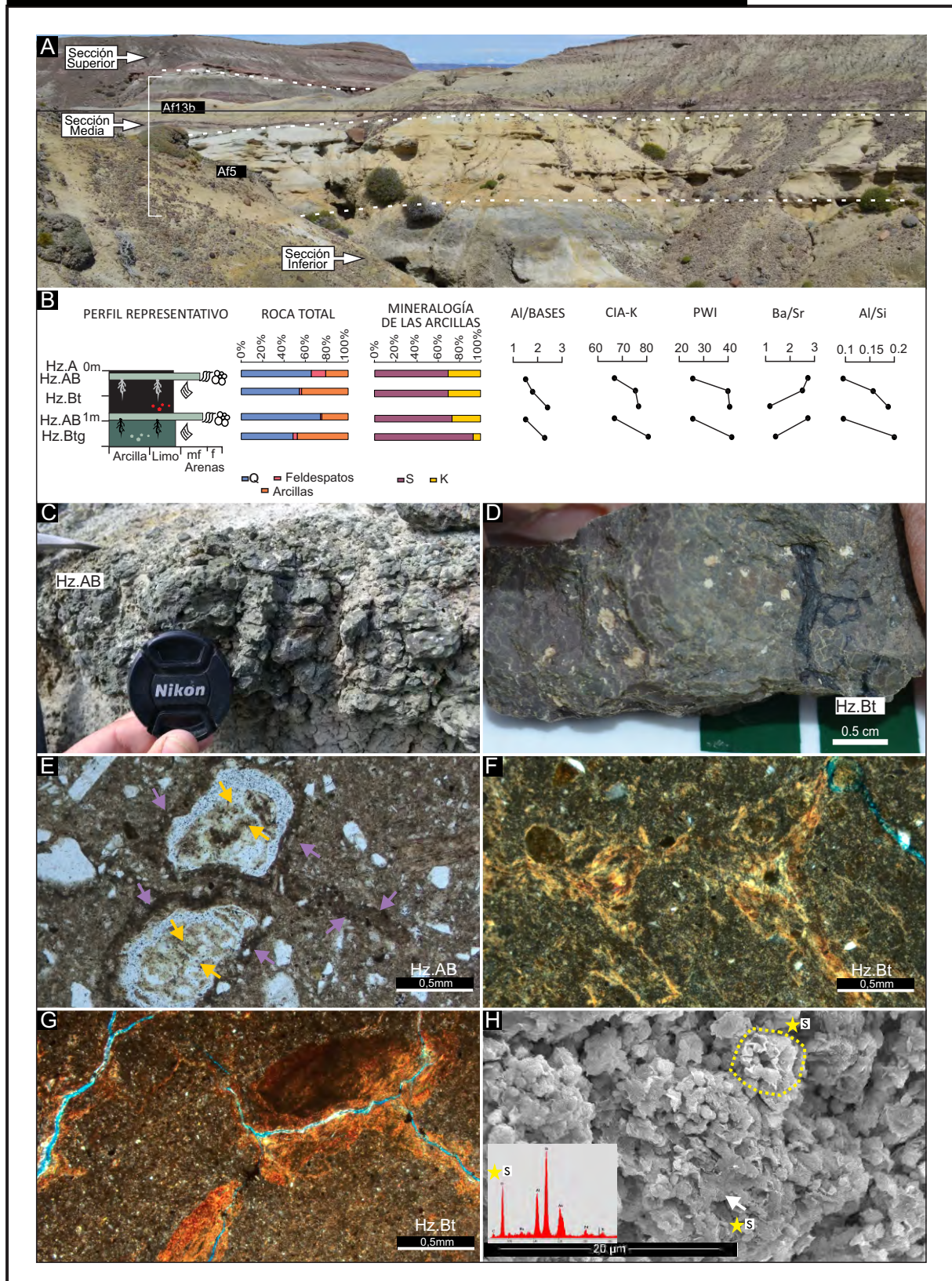


Figura 7.3: Pedotipo CA-2 (CA-P2). A: Vista general de la Sección Media de la Formación Puesto El Moro. Notar el contacto entre ambas secciones, definido como un límite de secuencia y un sistema fluvial de tipo entrelazado (Af5; Varela et al., 2019). Las flechas indican los depósitos de grano fino de la Af13b. B: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes A/AB-Bt o Btg. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. Índices moleculares calculados a partir de la geoquímica. C: Detalle horizonte AB con alta bioturbación y agregados granulares. D: Rizolito negro en horizonte Bt. E: Horizonte AB con rellenos sueltos continuos de masa basal dentro de cámaras (flechas amarillas) e hiporevestimientos de materia orgánica (flechas lilas; sn x5). F: Horizonte Bt con revestimientos en capas de arcilla (cn x5). G: Horizonte Bt con revestimientos en capas de arcilla teñida con óxido de Fe en pequeños canales (sn x5). H: Revestimiento de esmectita bajo microscopio electrónico de barrido, las morfologías son tipo hojas cruvas (*curved leaves*) y también conformado rosetas. La composición confirmada bajo EDS.

óxidos de Fe-Mn. El análisis de difracción de rayos X de los horizontes AB permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 7.3b). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (65–75%), feldespato en proporción escasa (5–15%) y arcillas en proporción moderada (~20%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita en proporción muy abundante (65–80%) y por caolinita en proporción moderada a abundante (20–35%) (Fig. 7.3b; Tabla 7.2). Estos horizontes exhiben una relación Al/bases ~1,63; una relación Ba/Sr ~ 2,71 y una relación Al/Si ~ 0,09. El CIA-K ~ 72,7 mientras que el PWI ~ 26,6 (Fig. 7.3b; Tabla 7.3).

Los horizontes Bt, presentan coloraciones grises y rojizas a marrón oscuras en una matriz pelítica. Presentan abundantes pedorrasgos: rizolitos rojos (10R 4/6) (Fig. 7.3d), moteados, nódulos de óxidos de Fe-Mn, cutanes y escasos *slickensides*. A microescala, el esqueleto es similar al descrito anteriormente para los horizontes AB. El plasma no siempre se encuentra presente, cuando lo hace es moteado, en colores castaños, con zonas de empobrecimiento y con zonas con impregnaciones en óxidos de Fe-Mn. La relación gruesos/finos (límite g/f = 10 µm) varía entre 20 y 100% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f porfirica abierta a doble espaciado y quitónica a quitogefúrica. Cámaras, cavidades y algunos canales son los vacíos de estos horizontes, aunque en los casos donde no se observa plasma es posible identificar vacíos de empaquetamiento simple entre los granos del esqueleto. En aquellos niveles donde se identifica plasma, la fábrica-b es punteada a incipiente estriada (Fig. 7.3f). Los revestimientos son el pedorrasgo más conspicuo que presentan estos horizontes. Se trata de revestimientos típicos a crecientes (Fig. 7.3f) y en capas (Fig. 7.3g). En algunos casos llegan a obliterar todo el espacio poral por lo que se trata de rellenos denso completos. Texturalmente son de arcilla y de arcilla teñida con óxidos de Fe-Mn (Fig. 7.3f–g). El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bt permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 7.3b; Tabla 7.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción muy abundante (50–60%), feldespato en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción abundante a muy abundante (40–60%). La mineralogía de las arcillas se encuentra dominada por esmectita (70–90%) y por caolinita en cantidades variables (10–30%) (Fig. 7.3b; Tabla 7.2). La geoquímica de estos horizontes indica una relación promedio de Al/bases ~1,98; una relación promedio de Ba/Sr ~ 1,70 y una relación promedio de Al/Si ~ 0,17. El promedio de CIA-K ~ 78,4 mientras que el promedio de PWI ~ 39,4 (Fig. 7.3b; Tabla 7.3).

Bajo microscopio electrónico de barrido se identificó un revestimiento compuesto por arcillas en un horizonte Bt. El mismo se encuentra revestimiento la pared de un poro y está compuesto principalmente por esmectitas, las mismas presentan una morfología en hojas con bordes irregulares y crenulados (curved leaves). En algunos casos las hojas se agrupan pudiendo observarse una disposición de las mismas en rosetas (Fig. 7.3h; Tabla 7.4). Bajo EDS se confirmó la composición esmectítica del revestimiento, con un pico alto de Si y O, seguida por un pico moderado de Al y picos menores de K y Na (Fig. 7.3h; Tabla 7.4).

Los horizontes Btg, son poco abundantes y presentan colores gris verdoso muy oscuro (5 PB 3/1) con moteados gris verdoso (5G 3/1), con escasos cutanes y rizolitos negros. A microescala, el esqueleto es similar al descrito anteriormente para los horizontes AB. El plasma es moteado, en colores castaño oscuro, con zonas más o menos impregnadas en colores rojizo fuerte con óxidos de Fe-Mn. La relación gruesos/finos (límite g/f = 10 μ m) varía entre 20 y 30% de la fracción gruesa con un patrón de distribución g/f entre porfírica abierta a doble espaciado. Cámaras, cavidades y algunos canales son los vacíos de estos horizontes. La fábrica-b se encuentra enmascarada por la presencia de los óxidos de Fe-Mn en la masa basal. Los revestimientos son típicos y crecientes. En algunos casos llegan a obliterar todo el espacio poral. Texturalmente son de arcilla teñida con óxidos de Fe-Mn. Es común la impregnación en la masa basal generando espesos hiporevestimientos de óxidos de Fe-Mn. También se preservan nódulos, con morfologías típicas a ameboidales y digitadas, moderada a fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn. El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Btg permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes, los cuales son similares a los descritos para los horizontes Bt. La geoquímica de estos horizontes indica una relación Al/bases \sim 2,34; una relación Ba/Sr \sim 1,35 y una relación Al/Si \sim 0,21. El CIA-K es \sim 81,55 mientras que el PWI \sim 40,4 (Fig. 7.3b; Tabla 7.3).

7.2.3. Pedotipo CA-3 (CA-P3): Vertisoles hidromórficos de la Formación Puesto El Moro

El pedotipo CA-3 se desarrolla sobre la sección superior, donde Varela et al. (2019) describe depósitos pedogenizados en las areniscas tabulares de grano fino (FA11), en las sucesiones tabulares granodecrecientes (FA12) y en los depósitos de grano fino (FA13c) (Fig. 7.4a-h). La FA11 presenta cuerpos con geometrías tabulares, con bases y techos planos a transicionales, con espesores que varían entre 0,50 a 2 m y más de 500 m de exposición lateral. La FA12 se trata de una sucesión granodecreciente de areniscas finas a muy finas y

Figura 7.4. Pedotipo CA-3 (CA-P3) – Paleosuelos tipo Vertisoles hidromórficos de la Fm. Puesto El Moro

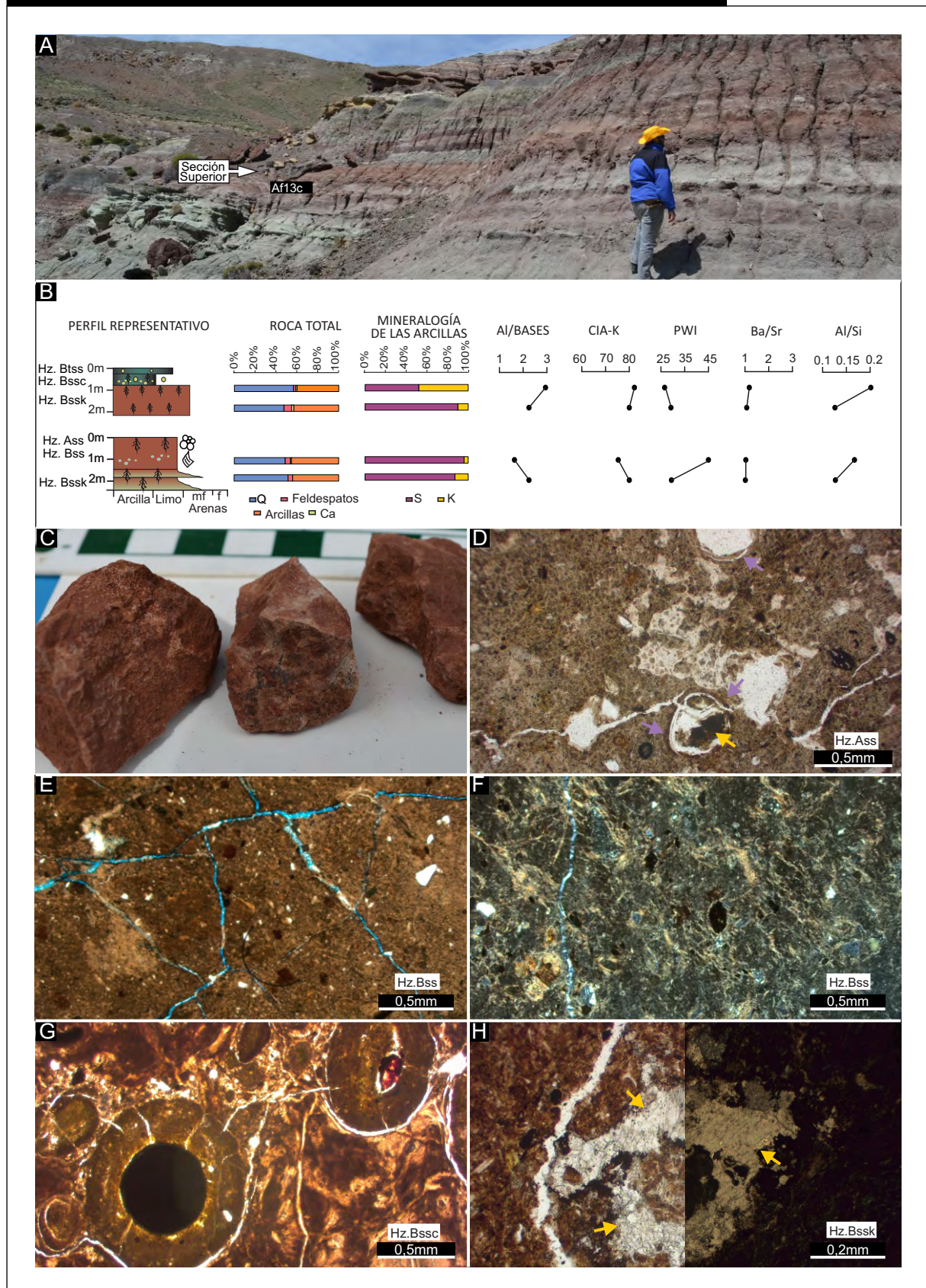


Figura 7.4: Pedotipo CA-3 (CA-P3). A: Vista general de la Sección Superior de la Formación Puesto El Moro con los depósitos de grano fino de la Af13c. B: Perfil representativo del pedotipo con los horizontes Ass-Bss y Btss, Bssc, Bssk y Bssg. Detalle de la mineralogía de roca total y de arcillas con DRX. Índices moleculares calculados a partir de la geoquímica. C: Detalle agregados del horizonte Bss con *slickensides*. D: Horizonte AB con rellenos sueltos continuos de masa basal dentro de cámaras (flechas amarillas; sn x5). E: Bloques angulares definidos por vacíos planares en horizonte Bss (sn x5). F: Fábrica-b estriada reticular en horizonte Bss (cn x5). G: Nódulos concéntricos y con halo de óxidos de Fe-Mn fracturados por vacíos planares en horizonte Bss (sn x5). H: Rellenos denso completo de esparita en horizonte Bssk (flechas amarillas; sn x10).

pelitas masivas. En la base presentan colores gris verdosos (texturas más gruesas) y hacia el tope colores rojizos a marrón oscuro (texturas más finas). En general son macizos con lineación parting en la base. La AF11 se encuentra en muy poca abundancia en esta sección y fue interpretada como albardones y depósitos de desborde o *crevasse*, con variaciones en las condiciones de drenaje en relación a su posición topográfica. La AF12 fue interpretada como depositada por flujos no canalizados en las planicies de inundación, con desarrollo de paleosuelos. La AF13c fue interpretada como planicies de inundación distales con desarrollo de paleosuelos y buenas condiciones de drenaje (Fig. 7.4a).

Los niveles se presentan como horizontes apilados, bien desarrollados, con colores rojizos a marrón oscuro, donde domina el desarrollo de horizontes Bss acompañado en menor medida por horizontes Bssc, Bssk y Btss. En pocos casos fue posible el registro de horizontes Ass (Fig. 7.4b).

Los horizontes Ass se caracterizan por presentar estructura granular y rizolitos. A microescala, el esqueleto se compone de texturas finas, arena muy fina, principalmente de granos de cuarzo, acompañados en menor medida por líticos alterados (grado 2–3) mientras que el plasma presenta colores castaño claro. La relación gruesos/finos (límite g/f = 6,2 μm) varía entre 5 y 15% de la fracción gruesa con un patrón g/f porfírica abierta a doble espaciada. Los vacíos son muy comunes en este horizonte caracterizados por cámaras, en general conectadas con canales y abundantes cavidades (Fig. 7.4d). La fábrica-b es estriada reticular y poroestriada. Se puede observar una microestructura granular muy fina con un grado de pedalidad baja y parcial grado de acomodación. Como pedorrasgos estos niveles presentan rellenos sueltos discontinuos de masa basal en el interior de las cámaras y cavidades. En algunos casos se observan hiporevestimientos de materia orgánica alrededor de cámaras (Fig. 7.4d). Estos horizontes poseen nódulos de óxidos de Fe-Mn, moderada a pobremente impregnados, poco abundantes y zonas de la masa basal enriquecidas en óxidos de Fe-Mn.

Los horizontes Bss presentan rizolitos y slickensides junto con moteados y nódulos de óxidos de Fe-Mn (Fig. 7.4c). A microescala, el esqueleto de estos horizontes se compone de texturas muy finas, en general arena fina a muy fina, principalmente de grano de cuarzo. También se distinguen líticos con alto grado de alteración (grado 3–4; [Stoops, 2003](#)). El plasma presenta colores rojizos a anaranjados. Por sectores es posible identificar zonas moteadas con colores blanquecidos, denotando un empobrecimiento en la impregnación con óxidos de Fe-Mn. La relación gruesos/finos (límite g/f = 3,1 μm) varía entre 3 y 15% la fracción gruesa con

un patrón de distribución g/f es porfírica abierta a doble espaciada. Se observan vacíos de empaquetamiento compuesto y vacíos planares (Fig. 7.4e). También se preservan cavidades y canales. La fábrica-b es estriada reticular (Fig. 7.4f). En algunos niveles es posible identificar una estructuración en bloques subangulares. Los mismos presentan un grado de pedalidad bajo a moderado y un parcial grado de acomodación (Fig. 7.4e). Como pedorrasgos se observan nódulos ameboidales, moderada a fuertemente impregnados, y revestimientos típicos de óxidos de Fe-Mn. Los horizontes Bssc, Btss y Bssk son similares a los horizontes Bss y se diferencian esencialmente en los pedorrasgos presentes. Los horizontes Bssc (Fig. 7.4g), se encuentran cementados por una gran cantidad de concreciones y nódulos de óxidos de Fe-Mn en todo el horizonte. Los mismos presentan morfologías típicas a ameboidales y digitadas, moderada a fuertemente impregnados de óxidos de Fe-Mn. También se identificaron nódulos órticos, con halos de empobrecimiento (Fig. 7.4g). Es posible, en algunos casos, observar hiporevestimientos de óxidos de Fe-Mn alrededor de algunos nódulos. Los vacíos planares, descritos anteriormente, se encuentran en estos horizontes fracturando los nódulos y alrededor de los mismos (Fig. 7.4g). En los horizontes Btss, se observa una gran cantidad de revestimientos de arcilla crecientes y laminados. En los horizontes Bssk son comunes los rellenos, denso completos e incompletos, de microesparita y esparita dentro de grandes cavidades y canales (Fig. 7.4h). El análisis de difracción de rayos X de los horizontes Bss, Btss y Bssk permitió la identificación y semicuantificación de las especies minerales presentes (Fig. 7.4b; Tabla 7.2). Los mismos se encuentran compuestos por cuarzo en proporción abundante a muy abundante (50–60%), feldespato en proporción escasa (<10%), calcita en proporción escasa (<10%) y arcillas en proporción abundante (40–50%). La mineralogía de las arcillas está dominada por esmectita (50–95%), acompañada por caolinita en cantidades variables (50–5%) (Fig. 7.4b; Tabla 7.2). La geoquímica de estos horizontes indica una relación promedio de Al/bases $\sim 2,36$; una relación promedio de Ba/Sr $\sim 0,97$ y una relación promedio de Al/Si $\sim 0,17$. El promedio de CIA-K es ~ 80 mientras que el promedio de PWI $\sim 33,7$ (Fig. 7.4b; Tabla 7.3).

7.3. PALEOTEMPERATURAS Y PALEOPRECIPITACIONES DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO

Los datos geoquímicos de los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro fueron usados para obtener climofunciones. La influencia de las condiciones climáticas en las propiedades

químicas de los suelos hace posible el uso de parámetros químicos de los paleosuelos para estimar tanto paleoprecipitaciones medias anuales (MAP) como paleotemperaturas medias anuales (MAT).

Las estimaciones de MAP fueron calculadas usando el *proxie* CALMAG, debido a que fue desarrollado como un índice de meteorización específico para Vertisoles hidromórficos y paleosuelos con rasgos vérticos (Nordt and Dreise, 2010; Adams et al., 2011; Varela et al., 2018). Las estimaciones de MAT fueron calculadas usando el *proxie* PWI, para los Alfisoles de la sección media. Debido a la abundancia de rasgos vérticos, los valores obtenidos a partir del *proxie* SAL fueron desestimados (Dal Bó et al., 2010; Tabor y Myers, 2015).

Las temperaturas medias anuales estimadas para los paleosuelos de la sección inferior y para la sección superior de la Formación Puesto El Moro no fueron calculadas ya que la metodología no permite el uso de climofunciones para Histosoles ni para Vertisoles, mientras que para la sección media presentan un promedio de $11,5^{\circ} \text{C} \pm 2,1^{\circ} \text{C}$ (Fig. 7.5).

Las precipitaciones medias anuales estimadas para los paleosuelos de la sección inferior de la Formación Puesto El Moro utilizando el *proxie* CALMAG presentan un promedio de $1394 \pm 108 \text{mm/año}$, mientras que para la sección media el promedio es de $1416 \pm 108 \text{mm/año}$ y para la sección superior el promedio es de $1420 \pm 108 \text{mm/año}$. El promedio general para la unidad es de $1412 \pm 108 \text{mm/año}$, con valores mínimos y máximos entre $1343 \pm 108 \text{mm/año}$ y $1486 \pm 108 \text{mm/año}$ (Fig. 7.5).

7.4. PEDOGÉNESIS Y CLASIFICACIÓN

7.4.1. Pedotipo CA-1 (CA-P1) – Paleosuelos tipo Histosoles hidromórficos de la Formación Puesto El Moro

La formación de horizontes orgánicos está vinculada principalmente al ambiente sedimentario en el que se desarrollan, el cual se encuentra asociado a sitios anegados, donde la descomposición de la materia orgánica se encuentra inhibida, ya que los microorganismos descomponedores requieren oxígeno (Buol et al., 2011). En este contexto los horizontes orgánicos de este pedotipo se asocian a un ambiente de planicie costera con drenaje impedido. Estas condiciones de drenaje impedido se infieren además a partir de la presencia de rasgos impregnativos de óxidos de Fe-Mn, asociados a un ambiente reductor con agua

Figura 7.5. Perfil integrado con DRX y Geoquímica

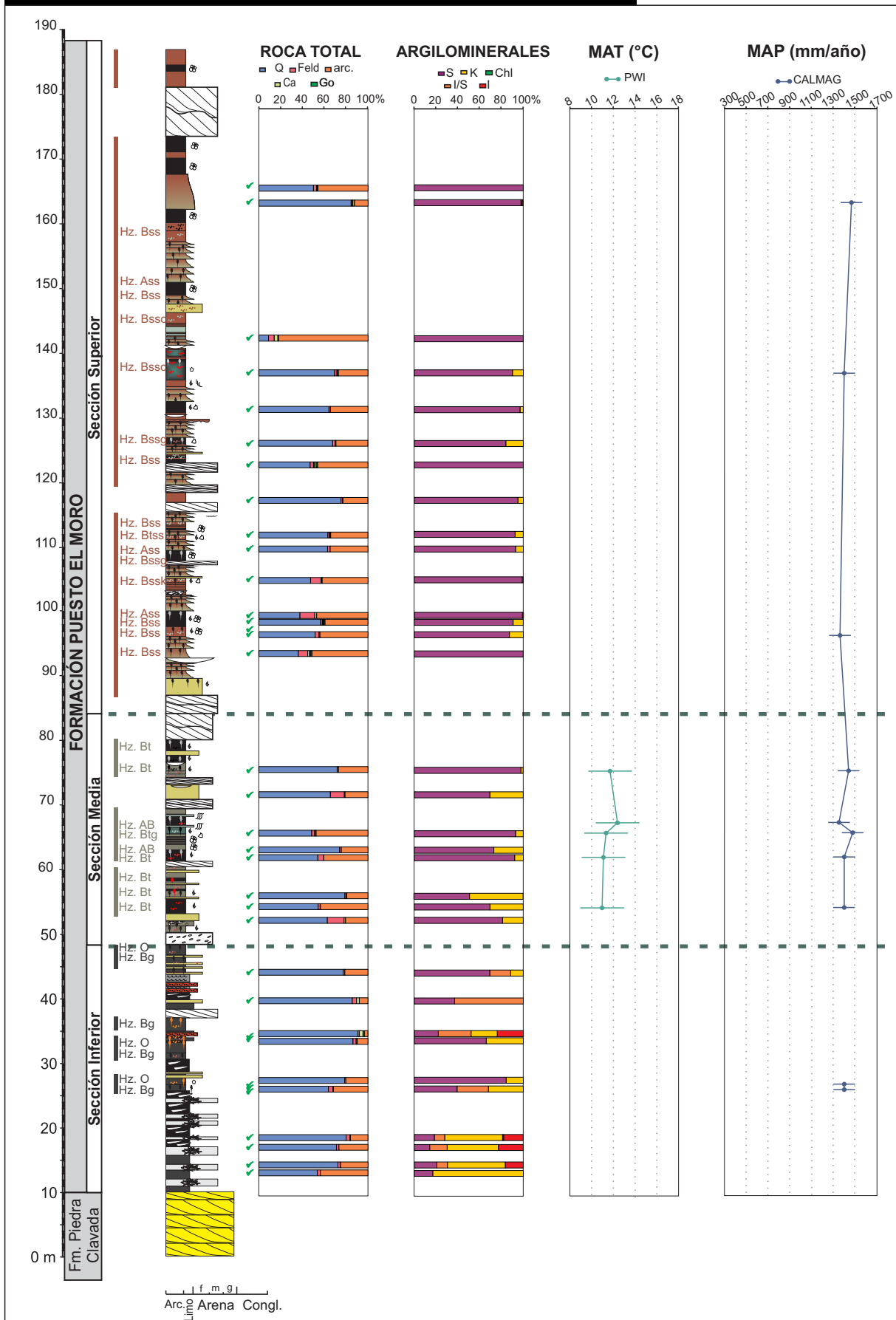


Figura 7.5: Perfil estratigráfico para los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro. Se incluye la composición de la roca total y de los argilominerales obtenidas a partir de difracción de rayos X; las curvas de climofunciones de temperatura media anual (MAT) y precipitación media anual (MAP) a partir de geoquímica de horizontes B. Ver figura 7.1 para referencias del perfil.

estancada. En estas condiciones, el Fe y el Mn son movilizados como iones reducidos en solución, una vez que alcanzan ambientes oxidantes dentro del perfil del suelo, como vacíos, el Fe y el Mn son localmente oxidados y precipitan de la solución del suelo (Vepraskas et al., 2018). Los colores verdosos de los horizontes A/Bg sugieren que la masa basal presenta a los óxidos de Fe y Mn en estado reducido. Esto puede interpretarse como un período de tiempo prolongado (semanas a meses) de saturación de agua en el perfil de estos paleosuelos (Vepraskas et al., 2018). Por todo lo expuesto, el hidromorfismo es el principal proceso pedogenético en este pedotipo. La presencia de *slickensides* a macroescala, y el desarrollo de fábrica-b junto con la identificación de esmectita como principal mineral de las arcillas indican que el proceso de vertisolización estuvo presente, pero no fue suficiente para clasificarlos como Vertisoles. La bioturbación se reconoce en los poros con morfología de canales, los rellenos sueltos de material del plasma y de materia orgánica, los cuales son interpretados como pellets fecales. La relación Al/Bases y la relación Ba/Sr indican una hidrólisis y lixiviación moderada, mientras que los valores bajos de la relación de Al/Si indican una baja abundancia de arcillas pedogenéticas. El alto porcentaje de arcillas a partir de DRX se interpretan por lo tanto como propias del ambiente sedimentario, es decir que serían de origen detrítico. Los valores de CIA-K y PWI, junto con la alta meteorización de los líticos indican una meteorización moderada para estos niveles.

Bajo estas condiciones, la ponderación de los procesos pedogenéticos del pedotipo CA-1, indica que, en orden decreciente de magnitud, fueron: hidromorfismo, bioturbación y vertisolización. Este pedotipo es clasificado como paleosuelos similares a Histosoles hidromórficos modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Histosoles hidromórficos (Mack et al., 1993).

7.4.2. Pedotipo CA-2 (CA-P2) – Paleosuelos tipo Alfisoles de la Formación Puesto El Moro

El horizonte AB se define sobre las características compartidas entre un horizonte A y uno B propiamente dicho. Comparte con un horizonte A la abundante bioturbación, perforaciones, rizolitos y estructura granular, y con un horizonte B la presencia de revestimientos de arcilla. Esto último podría ser un criterio para definir un horizonte Bt superior.

La argiluvación es el proceso dominante en el desarrollo de estos paleosuelos, donde los horizontes Bt poseen un enriquecimiento en arcilla iluvial, evidenciado por los revestimientos

de arcilla y por el incremento en la relación Al/Si desde los horizontes superficiales a los subsuperficiales. La relación Al/bases y la relación Ba/Sr, junto con valores de CIA-K y PWI, indican una hidrólisis y meteorización moderada. Bajo microscopio electrónico, la morfología de la esmectita permite inferir un origen autógeno para la misma, desarrolladas dentro del ámbito de la pedogénesis.

El hidromorfismo es un proceso también presente, el cual queda en evidencia tanto en rasgos redoximórficos intrusivos (revestimientos y rellenos) como en rasgos redoximórficos impregnativos (nódulos). Los *slickensides*, fábricas-b incipientemente estriada y la dominancia de esmectita en la fracción menor a 2 mm indican que la vertisolización también estuvo presente durante el desarrollo de estos paleosuelos.

Los pedorrasgos junto con la información geoquímica sugieren un perfil bien desarrollado con una meteorización moderada. El incremento en el índice de arcillosidad (relación Al/Si) en profundidad, los valores de CIA-K y de PWI permite clasificarlos como horizontes Bt, los cuales son típicos de Alfisoles (Retallack, 2001; Gallagher and Sheldon, 2013). Este pedotipo es entonces clasificado como paleosuelos similares a Alfisoles modernos (Soil Taxonomy, 2015) y como Argilisoles (Mack et al., 1993).

7.4.3. Pedotipo CA-3 (CA-P3) – Paleosuelos tipo Vertisoles hidromórficos de la Formación Puesto El Moro

La presencia de microestructuras constituidas por planos de *slickensides*, la abundante cantidad de arcilla en la masa basal constituida por esmectita, la fábrica-b estriada, los vacíos planares asociados a la fractura de nódulos y rellenos permiten inferir que el proceso de vertisolización fue el principal proceso en el desarrollo de este pedotipo. La relación Al/Bases y la relación Ba/Sr indican una hidrólisis y lixiviación moderada y los valores de CIA-K y PWI indican una meteorización moderada a fuerte para estos niveles. Estos paleosuelos presentan además abundante cantidad de rasgos redoximórficos, donde queda evidenciado el proceso de hidromorfismo asociado a la vertisolización. Los nódulos de óxidos de Fe-Mn y los hiporevestimientos de los horizontes Bss pueden asociarse con una primera instancia de rápida fluctuación del nivel freático o una corta duración en la saturación de agua. Luego el desarrollo de los nódulos concéntricos y con halos de los horizontes Bssc se asocia a múltiples ciclos de humedecimiento y secado del suelo o a mayores fluctuaciones en el nivel freático. La presencia de pedorrasgos calcínicos indica que los períodos secos fueron lo suficientemente

largos para su desarrollo. La coexistencia entre rasgos calcíticos y redoximórficos revelan el carácter oscilatorio de las condiciones de Eh/pH en estos paleosuelos, donde el carbonato precipitó durante los períodos más secos mientras que los rasgos redoximórficos lo hicieron durante los períodos más húmedos. Estos cambios recurrentes húmedos-secos en la masa basal rica en arcilla fueron responsables del desarrollo de la fábrica-b estriada típica de estos paleosuelos. Este pedotipo es clasificado como paleosuelos similares a Vertisoles hidromórficos modernos (Soil Survey Staff, 2015) y como Vertisoles hidromórficos siguiendo el esquema de clasificación de Mack et al. (1993).

7.5. RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL Y PEDOGÉNESIS DE LA FORMACIÓN PUESTO EL MORO

La sección inferior de la Formación Puesto El Moro fue interpretada por Varela et al. (2019) como el registro de ambientes estuáricos y litorales, los cuales consituyen la somerización de una bahía estuárica en un ambiente de engolfamiento. Bajo estas condiciones, en el margen del estuario, tuvo lugar el desarrollo de Histosoles hidromórficos (CA-P1). Estos paleosuelos se desarrollaron en condiciones de relativa anoxia y drenaje impedido; donde por un lado la descomposición de la materia orgánica no fue posible por lo que se desarrollaron horizontes orgánicos, y además, el estancamiento de agua en el sistema generó el desarrollo de gran cantidad de rasgos impregnativos de óxidos de Fe-Mn (Fig. 7.6).

El contacto entre la sección inferior y media de la Formación Puesto El Moro se caracteriza por un sistema fluvial tipo entrelazado con barras de acreción longitudinal (Varela et al., 2019). Por sobre este sistema, el arreglo vertical y lateral de asociaciones de facies es atribuido a un sistema fluvial meandriforme de alta sinuosidad caracterizado por la presencia de superficies inclinadas de gran escala, relacionadas con distinto grado de migración lateral. El sistema fluvial se caracteriza por canales arenosos los cuales se intercalan con depósitos de planicie de inundación, lóbulos y canales de desborde o explayamiento (Varela et al., 2019). Los depósitos finos de la planicie de inundación registraron el desarrollo de Alfisoles (P2) bien desarrollados (Fig. 7.6).

La sección superior de la Formación Puesto El Moro estuvo dominada por depósitos no confinados intercalados con canales de corta duración asociados a eventos de alta descarga y en menor proporción con depósitos canalizados meandrosos de alta sinuosidad. Las

Figura 7.6. Reconstrucción paleoambiental de los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro

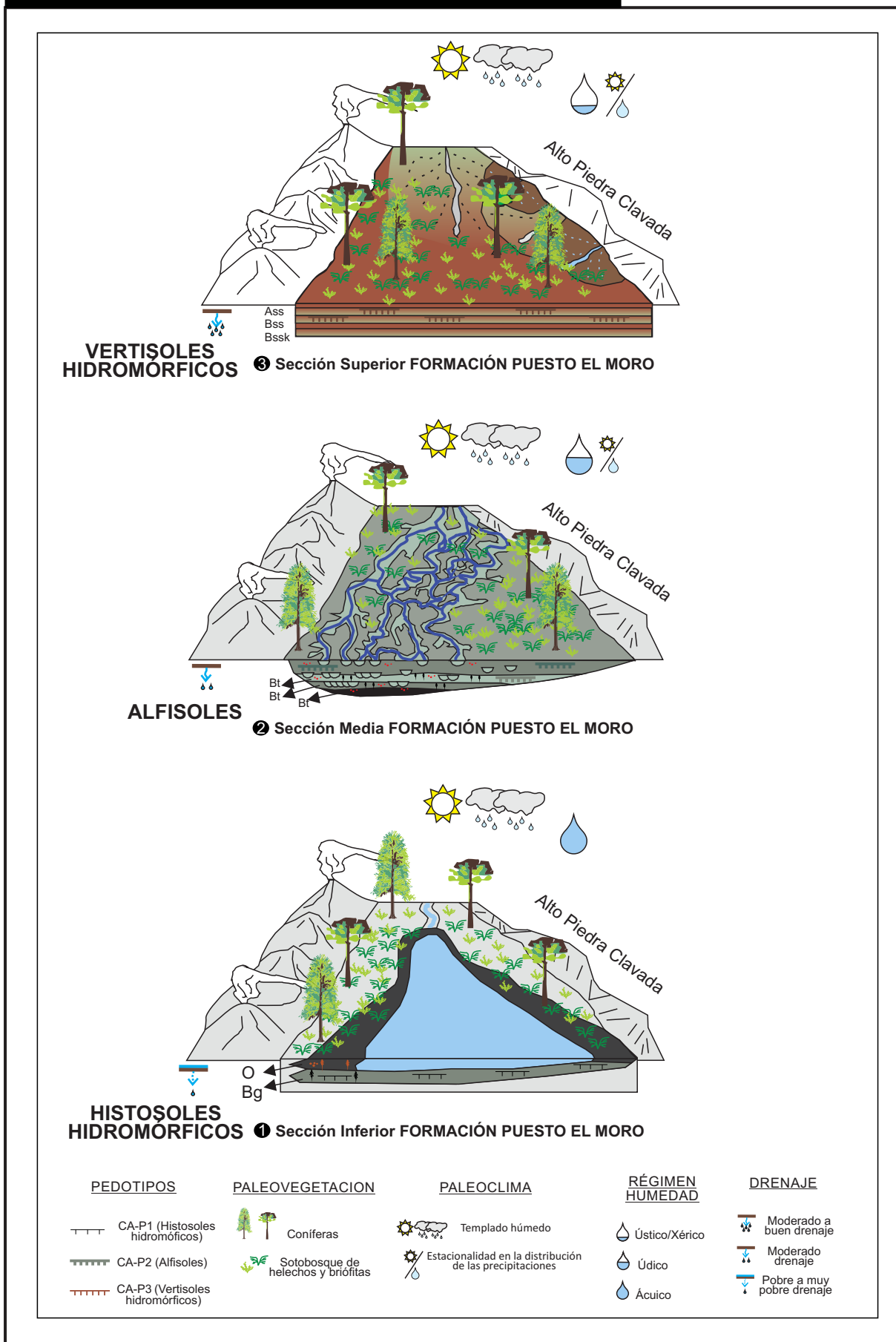


Figura 7.6: Reconstrucción esquemática de la evolución paleoambiental de la Formación Puesto El Moro, donde se incluye la reconstrucción de los paleoambientes sedimentarios (Varela et al., 2019), paleosuelos, tipo de vegetación, paleoclima, régimen de humedad y condiciones de drenaje para cada una de las secciones de la unidad.

sucesiones finas se encontraban intercaladas con depósitos de planicie de inundación. La baja proporción de depósitos canalizados fue interpretada por [Varela et al. \(2019\)](#) como el registro de sistemas fluviales meandrosos de relativa alta sinuosidad. Contrario a esto, los depósitos no confinados y los cuerpos canalizados de corta duración son los elementos dominantes de la sección superior. Esta distribución espacial se vincula a un sistema fluvial distributivo ([Varela et al., 2019](#)). En estas condiciones tuvo lugar el desarrollo de Vertisoles ([Fig. 7.6](#)).

7.6. CONDICIONES PALEOAMBIENTALES DE LA FORMACIÓN DE PALEOSUELOS EN LA CUENCA AUSTRAL-MAGALLANES (FORMACIÓN PUESTO EL MORO)

7.6.1. Material parental

Las descripciones de campo indican que el principal material parental para los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro son los depósitos de grano fino de la AF13, donde dominan las composiciones pelíticas ([Varela et al., 2019](#)). A partir de los análisis mineralógicos y micromorfológicos de los horizontes más profundos (horizontes C o R), es posible inferir la composición más similar a la del material parental. En la Formación Puesto El Moro se observan diferencias entre la sección inferior y la media y superior. La sección inferior se compone de cuarzo, feldespatos con alto grado de alteración, líticos volcánicos, restos de carbonato, glauconita y biotita, mientras que las secciones media y superior se componen principalmente de cuarzo, feldespatos con bajo grado de alteración y líticos sedimentarios y volcánicos. Estas diferencias posiblemente se encuentren vinculadas al ambiente sedimentario donde cada una se desarrolla, ya que la sección inferior tiene una influencia estuárica respecto a las secciones media y superior que son netamente continentales.

A partir de los valores de procedencia obtenidos con la relación molecular (Ti/Al) es posible hacer inferencias sobre la alteración de los depósitos que constituyen el material parental y la evolución de la pedogénesis ([Da Silva et al., 2019](#)). Esto es porque el contenido de Ti es considerado como muy variable según los distintos tipos de roca, mientras que el Al es relativamente constante ([Sheldon y Tabor, 2009](#)). Dado que tanto el Ti como el Al son elementos estables durante la meteorización geoquímica y a lo largo del perfil de meteorización, la relación entre estos dos elementos debe ser continua en los paleosuelos siempre y cuando el material parental sea el mismo ([Sheldon, 2006](#)). Cuando analizamos los

valores Ti/Al en los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro vemos valores variables para cada una de las secciones de la unidad. La sección inferior presenta un promedio de 0,040, mientras que la sección media y superior presenta un promedio de 0,058 cada una. De esta manera se puede ver una variación composicional entre la sección inferior respecto a la media superior, las cuales se encuentran en coincidencia con la micromorfología y la mineralogía descripta anteriormente.

Por otra parte, es posible también inferir cambios en la procedencia de los depósitos de la Formación Puesto El Moro a partir del análisis de las paleocorrientes realizado previamente por Varela et al. (2019). En la secciones inferior y media, las paleocorrientes indican un paleodrenaje desde el suroeste y sur-suroeste respectivamente (Varela et al., 2019), lo que permite inferir un aporte desde la Cordillera de los Andes. En la sección superior, Varela et al. (2019) interpretan un aporte desde el este. Estos autores lo asocian a un aporte proveniente desde el Alto Piedra Clavada (*sensu* Marinelli, 1998 en Varela et al., 2019).

7.6.2. Topografía

Para analizar la topografía de los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro y teniendo en cuenta los diferentes pedotipos encontrados en cada una de las secciones de la unidad se analizaron las condiciones tanto del régimen de humedad como del drenaje para cada sección.

Los Histosoles hidromórficos del pedotipo CA-1, que tuvieron lugar en la sección inferior, se encuentran desarrollados sobre un ambiente de planicie costera con condiciones de drenaje impedido por lo que tiene lugar el desarrollo de horizontes orgánicos y abundantes rasgos redoximórficos como se discutió anteriormente. Por lo tanto se interpreta como un paleosuelo muy pobremente drenado (clase 0) a pobremente drenado (clase 1) formados en sitios bajos y anegados. En cuanto al régimen hídrico se infieren condiciones ácuicas ya que estos paleosuelos se encontraron sin oxígeno al encontrarse saturados en agua gran parte del año (Fig. 7.6).

Los Alfisoles del pedotipo CA-2, desarrollados en las planicies de inundación del sistema fluvial meandroso de la sección media, presentan colores grises a gris verdosos con abundantes rasgos redoximórficos. Estos rasgos indican condiciones de anegamiento y fluctuaciones en las condiciones hidromórficas. Sin embargo la presencia de revestimientos de arcilla permite inferir condiciones alternantes y momentos donde el suelo se encontró aereado para el desarrollo de estos pedorrasgos. Por lo tanto se puede interpretar como un paleosuelo

argílico moderadamente bien drenado (clase 3), con evidencias de endosaturación y rasgos hidromórficos en los horizontes subsuperficiales. En cuanto al régimen hídrico se infieren condiciones údicas, ya que estos paleosuelos debieron presentar al menos un momento seco pero más de 90 días acumulativos húmedos (Fig. 7.6).

Los Vertisoles hidromórficos del pedotipo CA-3, desarrollados en el sistema fluvial distributivo presentan colores rojizos característicos, rasgos vérticos, hidromórficos y calcíticos. En estos paleosuelos las condiciones de drenaje muestran una clara mejoría respecto a las secciones anteriores. Estos paleosuelos se interpretan como moderadamente bien drenados (clase 3, aquellos donde se presentan concreciones de óxidos de Fe-Mn y rasgos hidromórficos) a bien drenados (clase 4, aquellos donde se evidencian rasgos calcíticos). Las condiciones de régimen hídrico se interpretan como ústicas, con condiciones intermedias entre arídicas y údicas. Aunque la presencia de rasgos vérticos y calcíticos asociados a una estación seca marcada también permitirían inferir condiciones de tipo xéricas para estos paleosuelos (Fig. 7.6).

7.6.3. Tiempo

El tiempo de exposición subaérea está relacionado con el grado de desarrollo de los suelos.

En la sección inferior de la Formación Puesto El Moro, los Histosoles hidromórficos (CA-P1), presentan un espesor aproximado de los horizontes O entre 4 y 40 cm por lo que se trata de horizontes O de pobre desarrollo (Retallack, 2001) y es posible inferir un tiempo corto para su formación del orden de miles de años (10^3 años) (Birkeland, 1999; Retallack, 2001).

En la sección media de la Formación Puesto El Moro, tuvieron lugar horizontes Bt y Btg fuertemente desarrollados, los cuales implican un tiempo prolongado de exposición para su desarrollo, del orden de decenas de miles a cientos de miles de años (10^4 – 10^5 años) (Birkeland, 1999; Retallack, 2001).

Por su parte, la sección superior de la Formación Puesto El Moro presenta horizontes de tipo Bss apilados, donde el tiempo de desarrollo fue variable entre miles a decenas de miles de años (10^3 – 10^5 años) (Birkeland, 1999; Retallack, 2001). Esta variación en el tiempo de desarrollo está asociada al desarrollo de horizontes Bssk y Btss. Los primeros presentan nódulos micríticos por lo que pueden ser asignados al estadio nodular de Esteban y Klappa (1983), al estadio II y II–III, de Gile et al. (1966) y Machette (1985), y al estadio 3 de Alonso-

Zarza et al. (1998). Estos paleosuelos presentan un desarrollo moderado y se asocian a un tiempo relativamente bajo a moderado, del orden de miles llegando a decenas de miles de años (10^3 – 10^4 años) siguiendo a Birkeland, (1999). Los horizontes Btss por su parte al presentar desarrollo de revestimientos de arcilla implicaron un tiempo mayor para su desarrollo como el interpretado para los horizontes Bt de los Alfisoles de la sección media, por lo que implican un tiempo del orden de decenas de miles a cien mil años (10^4 – 10^5 años) (Birkeland, 1999; Retallack, 2001).

7.6.4. Organismos

La Formación Puesto El Moro presenta evidencias de bioturbación tanto por la fauna como por la flora. Las trazas de raíces o rizolitos (*sensu* Klappa, 1980) están principalmente compuestos por materia orgánica preservada en el caso de los Histosoles de la sección inferior, las cuales en general se encuentran de manera individual. En cuanto a la fauna no se reconocieron a macroescala trazas discretas de invertebrados pero si se identificaron a microescala abundantes evidencias de bioturbación como cámaras y canales y rellenos de masa basal interpretados como material del plasma transportado por organismos que habitaron esos suelos, posiblemente asociado a lombrices y larvas de insectos.

Por su correlación estratigráfica, cercanía y similitudes con la Formación Mata Amarilla se puede inferir una reconstrucción de la flora semejante. Para esta unidad, diversas interpretaciones tanto a partir de troncos como de palinoflora permiten reconstruir una vegetación dominada por coníferas con un sotobosque de helechos (Iglesias et al., 2007; Varela et al., 2021) (Fig. 7.6). Sin embargo futuros estudios palinológicos de la Formación Puesto El Moro brindarán una reconstrucción más acertada sobre su flora.

7.6.5. Clima

Las reconstrucciones paleoclimáticas, para los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro, obtenidas a partir de la geoquímica de horizontes B indican que durante su formación las condiciones fueron templadas ($11,8^{\circ}\text{C} \pm 2,1^{\circ}\text{C}$) y húmedas ($1412 \pm 108\text{mm/año}$) (Fig. 7.6).

La mineralogía de las arcillas, dominada por esmectita a lo largo de todo el perfil, indica la expansión y contracción de las arcillas durante la alternancia de períodos húmedos y secos. Esta estacionalidad, se encuentra evidenciada en cada uno de los pedotipos. La presencia de rasgos hidromórficos y vérticos en los Histosoles hidromórficos de la sección inferior indican

una estacionalidad en la distribución de las precipitaciones (Tabor y Myers, 2015). La presencia de revestimientos de arcilla en capas y laminados en los Alfisoles de la sección media, indican precipitaciones suficientes para producir la traslocación vertical de arcillas. Además en estos paleosuelos la presencia de rasgos vérticos, como los bloques angulares evidencian que la pedogénesis estuvo condicionada por períodos húmedos y secos que posibilitaron la expansión y contracción de arcillas (Birkeland, 1999). Esta estacionalidad se vuelve evidente en el desarrollo de los horizontes apilados de tipo Bss de los Vertisoles hidromórficos de la sección superior. Además en estos paleosuelos, la acumulación de carbonato pedogenético en los Vertisoles de la sección superior son también indicadores de estacionalidad en las precipitaciones (Tabor y Myers, 2015; Raigemborn et al., 2018; Lizzoli et al., 2021). Por todas las evidencias expresadas anteriormente las condiciones paleoclimáticas interpretadas para la Formación Puesto El Moro son templadas y húmedas con una marcada estacionalidad en las precipitaciones. Cabe aclarar que esta estacionalidad fue, en términos relativos, menos marcada en la sección inferior que en la sección superior. Si bien las condiciones paleoclimáticas no tuvieron cambios significativos a lo largo de la sucesión analizada en cuanto a los valores medios anuales tanto de temperatura como de precipitación, si se pueden ver cambios en la distribución de las precipitaciones a lo largo del año reflejadas en los cambios verticales entre los distintos tipos de paleosuelos encontrados.

7.7. COMPARACIÓN CON LA FORMACIÓN MATA AMARILLA

Durante el Cretácico tardío de la Cuenca Austral-Magallanes, las Formaciones Puesto El Moro y Mata Amarilla son contemporáneas, las cuales se pueden correlacionar en edad y muestran similitudes en su patrón de apilamiento y arreglo interno de facies.

Ambas formaciones presentan similitudes en la división interna en tres secciones según su arreglo de facies y tipo de paleosuelos, ambas se apoyan sobre la Formación Piedra Clavada. La sección inferior de ambas unidades corresponde a un paleoambiente de bahía costera y el contacto entre la sección inferior y media corresponde a una superficie erosiva regional que pone facies fluviales por sobre las facies costeras (Varela et al., 2019). Para la sección inferior, los Histosoles hidromórficos (CA-P1) de la Formación Puesto El Moro presentan características similares a los Histosoles de la Formación Mata Amarilla descritos previamente por Varela et al., (2012; 2018).

La reconstrucción paleoclimática obtenida previamente por [Varela et al. \(2018\)](#) para la Formación Mata Amarilla sugieren un clima subtropical templado ($12^{\circ} \text{C} \pm 2,1^{\circ} \text{C}$) y húmedo ($1404 \pm 108 \text{mm/año}$) con una marcada estacionalidad de las precipitaciones. Estos datos reflejan que hacia el oeste, en la Formación Puesto El Moro las condiciones paleoclimáticas se mantuvieron constantes.

Considerando las principales diferencias entre ambas unidades, es importante resaltar que la sección superior difiere, no solo en el ambiente sedimentario (sistema fluvial distributivo para la Formación Puesto El Moro y sistema estuárico/fluvial distal para la Formación Mata Amarilla) sino también en las direcciones de las paleocorrientes (sur/oeste a sureste para la Formación Puesto El Moro y este a sureste para la Formación Mata Amarilla; [Varela et al., 2019](#)). Por su parte los paleosuelos de la sección superior también son diferentes, y están asociados a cada uno de estos paleoambientes. En la Formación Puesto El Moro los paleosuelos corresponden principalmente a Vertisoles hidromórficos (CA-P3) mientras que los descritos por [Varela et al., \(2012, 2018\)](#) para la Formación Mata Amarilla son Histosoles, Histosoles sulfato-ácidos y Vertisoles. Además es notoria la presencia de paleosuelos bien desarrollados como los Alfisoles (CA-P2) de la sección media de la Formación Puesto El Moro mientras que para la Formación Mata Amarilla, Alfisoles similares fueron acotados sólo al contacto entre las secciones inferior y media [Varela et al., \(2012, 2018\)](#).

La compartimentación de la cuenca fue sugerida por [Varela et al. \(2019\)](#) donde la topografía heredada de una etapa tectónica previa controló los ambientes sedimentarios. Se sugieren dos dominios sedimentarios, el dominio Puesto El Moro-Lago Viedma-Cerro Toro en el depocentro principal y el dominio Mata Amarilla en el área de antepaís. Estos dominios se encontraban separados por un alto topográfico con una orientación norte-sur, denominado Alto Piedra Clavada (*sensu* [Marinelli, 1998](#)). El depocentro principal, más profundo, y al oeste con un eje central norte-sur, estuvo dominado por la sedimentación estuárica/fluvial de la Formación Puesto El Moro, luego por los depósitos marinos poco profundos de las formaciones Lago Viedma y Puesto El Álamo ([Canessa et al., 2005; Malkowski et al., 2015, 2016; 2017](#)) y hacia el sur, por los depósitos turbidíticos de la Formación Cerro Toro ([Arbe y Hechem, 1984; Richiano et al., 2012, 2015; Ghiglione et al., 2014, 2015; Malkowski et al., 2015, 2016; 2017](#)). Hacia el este, con orientación suroeste-noreste, se ubicaría la subcuenca Cardiel-Tres Lagos, con la depositación de los sedimentos de la Formación Mata Amarilla. Esta subcuenca se caracteriza por ser una cuenca somera, donde los ambientes sedimentarios

cambiaron entre marinos someros y fluviales dependiendo de las condiciones de acomodación/aporte de sedimentos (Varela et al., 2011, 2012b; Varela, 2015), mientras que, en el área más profunda, la cuenca cambia de una condición de llenado insuficiente a una condición de llenado excesivo hacia el Cretácico superior (Sickmann et al., 2018).

La compartimentación de la cuenca y el alto topográfico fueron los responsables de generar distintos subambientes de depositación, desarrollando por lo tanto condiciones distintas para el desarrollo de los paleosuelos al menos en la sección superior de ambas formaciones.

Tabla 7.2. Análisis de difracción de rayos X de la Cuenca Austral-Magallanes

Unidad	Pedotipo	Horizonte o tipo de pedoraso	Roca total (abundancia relativa en %)				Mineralogía de las arcillas (abundancia relativa en %)				
			Q	F	Ca	Arc	S	I/S	K	I	
FORMACIÓN PUESTO EL MORO	Sección Inferior		75	5		20	20		80		
			70	5		25	20	10	50	20	
			70	5		25	20	10	50	20	
			55	5		50	20	10	55	15	
		CA-P1	Hz. Bg	65	5		30	70	20		10
		CA-P1	Hz. Bg	78	2		20	85			15
		CA-P1	Hz. O	83	2		15	70		30	
		CA-P1	Hz. O	90	3	3	5	30	30	20	20
		CA-P1	Hz. Bg	85	5		10	15	85		
		CA-P1	Hz. O	75	5		20	80	10	10	
	Sección Media	CA-P2	Hz. Bt	60	20		20	80			20
		CA-P2	Hz. Bt	55	5		40	70			30
		CA-P2	Hz. Bt	78	2		20	60			40
		CA-P2	Hz. AB	50	10		40	90			10
		CA-P2	Hz. Btg	50	5		45	95			5
		CA-P2	Hz. AB	65	15		20	70			30
		CA-P2	Hz. Bt	70	2		27	98			2
	Sección Superior	CA-P3	Hz. Bss	45	5		50	100			
		CA-P3	Hz. Bss	45	5		50	90			10
		CA-P3	Hz. Bss	60			40	90			10
		CA-P3	Hz. Ass	60	5		35	100			
		CA-P3	Hz. Bssk	45	5	10	40	95			5
		CA-P3	Hz. Bssg	60			40	95			5
		CA-P3	Hz. Ass	60	10		30	95			5
		CA-P3	Hz. Btss	70	5		25	95			5
		CA-P3	Hz. Bss	40	10		50	100			
		CA-P3	Hz. Bss	60	10		30	90			10
		CA-P3	Hz. Bssg	60			40	98			2
		CA-P3	Hz. Bssc	70			30	90			10
		CA-P3	Hz. Bss	20			80	100			
CA-P3	Hz. Ass	78	2		20	100					
CA-P3	Hz. Bss	45	5		50	100					

Tabla 7.2: Análisis de difracción de rayos X para horizontes de suelo de las Formación Puesto El Moro en la Cuenca Austral-Magallanes (Cuarzo (Q); Feldespatos (F); Calcita (Ca); Arcillas (Arc); Esmeclita (E); Interestratificados Illita/Esmeclita (I/S); Illita (I); Caolinita (K)).

Tabla 7.3. Geoquímica de la Cuenca Austral-Magallanes

Unidad	Pedo tipo	Horizonte	Porcentaje molar de óxidos mayoritarios													
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	
FORMACIÓN PUESTO EL MORO	Sección Inferior	CA-P1	Hz. Bg	61	17,5	2,69	0,82	1,08	1,24	1,22	<0.002	0,54	0,03	0,07	0,01	0,02
		CA-P1	Hz. Bg	70,6	12	2,44	0,6	0,71	1,07	0,98	<0.002	0,32	0,02	0,03	0,01	0,03
		CA-P1	Hz. O	60,3	15,5	6,51	0,93	0,75	1,56	2,68	0,004	0,76	0,09	0,03	0,01	0,04
	Sección Media	CA-P2	Hz. Bt	55,7	18,25	3,75	1,3	0,68	2,12	1,23	0,004	0,91	0,04	0,05	0,02	0,03
		CA-P2	Hz. AB	52,9	19	7,43	1,02	0,62	1,66	1,82	0,003	0,83	0,05	0,03	0,01	0,02
		CA-P2	Hz. Btg	70,9	11,7	6,8	0,98	0,57	1,79	0,92	0,002	0,52	0,13	0,02	0,01	0,04
		CA-P2	Hz. AB	60,7	15,7	5,07	0,82	0,78	1,23	1,52	0,002	0,62	0,05	0,01	0,01	0,02
	Sección Superior	CA-P3	Hz. Bss	56,4	17,75	7,72	1,72	0,58	2,32	2,03	0,002	0,87	0,04	0,07	0,02	0,03
		CA-P3	Hz. Bssk	66,3	13,95	4,82	0,71	0,74	0,89	1,73	0,003	0,71	0,03	0,1	0,03	0,04
		CA-P3	Hz. Bssc	56	20,1	3,3	0,71	0,95	1,17	0,5	0,002	0,76	0,03	0,02	0,02	0,03

Unidad	Pedo tipo	Horizonte	Relaciones moleculares						Climofunciones			
			Al/Bases	Al/Si	CIA-K (%)	PWI (%)	Ti/Al	CALMAG (%)	Ba/Sr	PWI	CALMAG	
FORMACIÓN PUESTO EL MORO	Sección Inferior	CA-P1	Hz. Bg	2,3080	0,1691	74,1795	32,6469	0,0394	80,5638	1,3542		1392,19
		CA-P1	Hz. Bg	2,1026	0,1002	72,2180	23,9710	0,0340	80,6110	2,0314		1393,26
		CA-P1	Hz. O	1,7119	0,1515	67,7933	42,2785	0,0626	81,2053	2,7085		1406,75
	Sección Media	CA-P2	Hz. Bt	2,0501	0,1931	73,6232	42,7691	0,0636	81,7172	1,0157	11,10	1418,36
		CA-P2	Hz. AB	2,3390	0,2117	75,1923	40,4411	0,0557	84,7370	1,3542	11,25	1486,88
		CA-P2	Hz. Btg	1,6333	0,0973	68,4939	26,6667	0,0567	78,4017	2,7085	12,39	1343,13
		CA-P2	Hz. AB	2,2014	0,1524	73,5671	33,1790	0,0504	81,9274	1,3542	11,79	1423,13
	Sección Superior	CA-P3	Hz. Bss	1,6733	0,1855	70,3516	46,0634	0,0625	79,4402	1,0157		1366,70
		CA-P3	Hz. Bssk	2,1466	0,1240	72,8159	28,0948	0,0649	81,5210	0,9028		1413,91
		CA-P3	Hz. Bssc	3,2635	0,2115	80,5023	26,8722	0,0483	84,4779	1,0157		1481,00

Tabla 7.3: Detalle de datos obtenidos a partir de la geoquímica de horizontes de suelo de la Formación Puesto El Moro en la Cuenca de Austral-Magallanes.

Tabla 7.4. Análisis MEB y EDS de la Cuenca Austral-Magallanes

Unidad	Pedo tipo	Pedorasgo /Horizonte	Mineral	Morfología	Tamaños	Composición bajo EDS	Referencias
FORMACIÓN PUESTO EL MORO	Sección Inferior	CA-P1	Horizonte O	Materia orgánica	Filamentos orgánicos	Espesor <1 micrón. Longitud > 10 micrones	Fig. 7.2g-h
				Esmectita	Intercrecida con filamentos de materia orgánica. Morfología tipo "copos de maíz" (<i>curled flakes</i>)	Entre 2 y 4 micrones	Pico alto de Si, y O; pico moderado de Al; picos menores de Fe, Na, Mg y Ca
	Sección Media	CA-P2	Horizonte Bt	Revestimiento de esmectita	Revestimiento compuesto por esmectitas, las mismas se presentan con morfología en hojas con bordes irregulares y crenulados (<i>curved leaves</i>). En algunos casos las hojas se disponen con morfología de roseta.	Entre 2 y 4 micrones	Pico alto de Si y O; picos moderados de Al; picos menores de K y Na

Tabla 7.4: Análisis MEB y EDS para horizontes de suelo de la Formación Puesto El Moro en la Cuenca Austral-Magallanes.

08

DISCUSIÓN

INTRODUCCIÓN	222
8.1. EL <i>GREENHOUSE</i> DEL CENOMANIANO (CRETÁCICO MEDIO)	223
8.2. PROCESOS PEDOGENÉTICOS Y FACTORES DE FORMACIÓN EN LOS PALEOSUELOS DEL HEMISFERIO SUR	225
8.2.1. La Cuenca Neuquina	226
8.2.2. La Cuenca de Cañadón Asfalto	231
8.2.3. La Cuenca del Golfo San Jorge	232
8.2.4. La Cuenca Austral-Magallanes	235
8.3. RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS PARA EL <i>GREENHOUSE</i> CENOMANIANO	236
8.3.1. Reconstrucciones paleoclimáticas para el Hemisferio Sur	236
8.3.2. Reconstrucciones paleoclimáticas para el Hemisferio Norte	240
8.3.3. Reconstrucción paleoclimática a nivel global comparando el Hemisferio Sur y Norte	242
8.4. PODRÁ LA HUELLA ACTUAL DE CO₂ REESTABLECER EL <i>GREENHOUSE</i> DEL CENOMANIANO	244



INTRODUCCIÓN

El objetivo principal de la presente tesis doctoral consistió en reconocer y ponderar los procesos pedogenéticos y el rol que tuvieron los factores formadores de suelo, en los paleosuelos desarrollados en unidades sedimentarias continentales, correspondientes al período de *greenhouse* del Cenomaniano (Cretácico Superior temprano o Cretácico medio) en el Sur de Sudamérica (desde Neuquén hasta Santa Cruz), y evaluar cómo variaron en función de la paleolatitud (paleolatitudes medias a medias-altas).

Estos objetivos fueron tratados en detalle en las secciones 4.4 y 4.7 para la Cuenca Neuquina (“Pedogénesis y clasificación” y “Condiciones paleoambientales de la formación de paleosuelos en la Cuenca Neuquina [formaciones Candeleros y Huincul]”), en las secciones 5.3 y 5.5 para la Cuenca de Cañadón Asfalto (“Pedogénesis y clasificación” y “Condiciones paleoambientales de la formación de paleosuelos en la Cuenca de Cañadón Asfalto [Formación Cerro Barcino]”), en las secciones 6.5 y 6.8 para la Cuenca del Golfo San Jorge (“Pedogénesis y clasificación” y “Condiciones paleoambientales de la formación de paleosuelos en la Cuenca del Golfo San Jorge [formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios]”) y en las secciones 7.4 y 7.6 para la Cuenca Austral-Magallanes (“Pedogénesis y clasificación” y “Condiciones paleoambientales de la formación de paleosuelos en la Cuenca Austral-Magallanes [Formación Puesto El Moro]”).

En el presente capítulo se propone comprender y evaluar las relaciones ocurridas entre los procesos pedogenéticos y los factores de formación a diferentes latitudes para el sur de Sudamérica (Hemisferio Sur).

Para ello el capítulo se estructuró de la siguiente manera: primero se realizará una breve síntesis del conocimiento actual del período de *greenhouse* del Cenomaniano para poder poner en contexto los paleosuelos estudiados (Sección 8.1). Luego se procederá a realizar una recopilación de los procesos pedogenéticos y de los factores de formación de cada una de las cuencas estudiadas para compararlos a nivel de Hemisferio Sur (Sección 8.2). Posteriormente, se realizará una reconstrucción paleoclimática de carácter global a partir de las reconstrucciones paleoclimáticas obtenidas en la presente tesis comparándolas con los datos bibliográficos existentes, obtenidos a partir de paleosuelos, de otras localidades del Hemisferio Sur y del Hemisferio Norte (Sección 8.3). Por último, se analizarán las causas del clima *equable*

ocurrido durante el *greenhouse* Cenomaniano, con el fin de plantear un posible escenario análogo ante el calentamiento global (Sección 8.4).

8.1. EL *GREENHOUSE* DEL CENOMANIANO (CRETÁCICO MEDIO)

El Cretácico medio (100,5–93,9 Millones de años) ha sido a lo largo del tiempo el ejemplo clásico de condiciones de *greenhouse* (e.g., [Flakes, 1979](#)). Si bien desde hace 34 millones de años existe hielo en ambos polos de la Tierra, durante la mayor parte del Cretácico las regiones polares estaban libres de hielo ([Hay et al., 2005](#); [Hay, 2011](#)). Los gradientes de temperatura actuales entre el ecuador y los polos exceden los 100° C para el Hemisferio Sur y son alrededor de 50° C para el Hemisferio Norte, pero durante el Cretácico, las regiones polares eran cálidas y los gradientes de temperatura entre el ecuador y los polos eran entre 24° C y 30° C ([Herman y Spicer, 1996](#); [Bice et al., 2003](#); [Jenkyns et al., 2004](#); [Hay, 2008, 2011](#)). Los gradientes latitudinales de temperatura entre el ecuador y los polos son uno de los aspectos más importantes para entender el paleoclima ([Zhang et al., 2019](#)). Además, a partir de distintos modelados, [Barron y Washington \(1984, 1985\)](#) concluyen que el factor de control que ejerció un rol principal en el calentamiento de la Tierra durante el Cretácico fueron las altas concentraciones de CO₂ a la atmósfera.

La idea de un clima polar cálido y una reducción en los gradientes de temperatura entre los polos y el ecuador es conocido como un clima uniforme o “*a more equable climate*”. Donde el término *equable* está definido, por el Diccionario Inglés de Oxford, respecto a la temperatura como: libre de extremos de calor o frío. Este concepto fue aplicado por primera vez por [Maury \(1855\)](#) en su libro *Physical Geography of the Sea* ([Hay, 2011](#)) y es utilizado hoy en día para hablar en términos generales del clima uniforme del Cretácico.

Según los rangos de temperatura utilizados en la presente tesis, las clasificaciones de temperatura actuales indican un clima tropical entre los 0 y 24 ° de latitud N y S, templado entre los 24 y 44° de latitud N y S, continental entre los 44 y 70 ° de latitud N y S y polar entre los 74 y 90 ° de latitud N y S ([Zhang et al., 2019](#)). Para el Cretácico medio, las temperaturas indican un clima tropical entre los 0 y 30 ° de paleolatitud N y S, templado entre los 30 y 74° de paleolatitud N y S y continental entre los 74 y 90 ° de paleolatitud N y S ([Zhang et al., 2019](#)).

En el contexto planteado en la presente tesis se considera que para el Cretácico medio las variaciones paleolatitudinales en los *proxies* paleoclimáticos de temperatura no son lo

suficientemente confiables. En esos tiempos, hubo una aridez generalizada para las regiones ecuatoriales mientras que la ausencia de casquetes polares y la configuración de las corrientes atmosféricas, generaron un desplazamiento de condiciones cálidas hacia latitudes medias y medias-altas (Barron, 1983). Debido a que la diferencia de temperatura entre el ecuador y los polos era inferior a 30° C y que los *proxies* paleoclimáticos de temperatura, a partir de paleosuelos empleados en el presente trabajo de tesis, poseen un rango de error de +/- 2.1° C, resulta entonces que los valores de temperatura para el Cenomaniano no son un dato de relevancia para comprender las variaciones latitudinales dado que representan alrededor de un 10% de error respecto a la diferencia de temperatura antes mencionada.

Como se mencionó previamente, las altas concentraciones de CO₂ en la atmósfera fueron el factor de control que ejerció un rol principal en el calentamiento de la Tierra durante el Cretácico. Como consecuencia también se modificaron las tasas de precipitación y los modelos de circulación de los vientos (Poulsen et al., 1999; Hay, 2011; Hasegawa et al., 2012; Higuchi et al., 2021). Durante el *greenhouse* cenomaniano hubo una aridificación generalizada para latitudes bajas a bajas-medias y un aumento en la humedad hacia latitudes medias y medias-altas (Higuchi et al., 2021).

La distribución de los desiertos refleja la posición de los cinturones subtropicales de alta presión y el patrón dominante de circulación de los vientos lo que refleja la posición del eje de divergencia de la Tierra, marcado por los patrones de circulación de la célula de Hadley (Hasegawa et al., 2012). La distribución latitudinal de los desiertos durante el Cretácico permitió reconstruir los cambios temporales de los cinturones de alta presión y el eje de divergencia de la Tierra durante ese tiempo (Hasegawa et al., 2012). Estos estudios, de carácter global, enfocados en datos registrados del Hemisferio Norte, determinaron una expansión de los cinturones subtropicales de alta presión hacia latitudes cada vez más altas (paleolatitudes entre 33 y 41° N), en tanto que marcaron un cambio en la distribución de los cinturones tropicales (restringidos a paleolatitudes bajas entre 22 y 30° N). Estos cambios latitudinales se asocian a cambios en el ancho de circulación de la célula de Hadley que, a su vez, estaría vinculado con los cambios en las temperaturas globales y/o en los niveles de CO₂ atmosférico durante el Cretácico medio (Hasegawa et al., 2012).

Además, bajo altas concentraciones de CO₂ atmosférico, las tasas de precipitación aumentan hacia latitudes altas como resultado de un incremento en el vapor de saturación vinculado a la temperatura. Como consecuencia, durante el Cretácico medio, las tasas de

precipitación aumentaron entre dos y tres veces desde los trópicos hacia los polos (Poulsen et al., 1999).

Si bien los datos de paleotemperaturas medias anuales del Cenomaniano resultan poco relevantes para comprender los cambios térmicos latitudinales, resulta relevante estudiar las variaciones en las tasas de precipitación a diferentes latitudes para estadios de *greenhouse* del registro y también podrían ser de utilidad como análogos futuros ante el actual incremento del CO₂ atmosférico y cambio climático.

8.2. PROCESOS PEDOGENÉTICOS Y FACTORES DE FORMACIÓN EN LOS PALEOSUELOS DEL HEMISFERIO SUR

Luego de realizar un análisis sedimentológico-paleopedológico de detalle desde un punto de vista macro-, micro-, y nanomorfológico, y luego de establecer los procesos pedogenéticos que tuvieron que ver en su formación, se procedió a definir el grado de influencia en que los factores formadores de suelo (material parental, topografía, tiempo, organismos y clima) controlaron el grado de desarrollo de los mismos. Para ello es interesante utilizar los conceptos de zonalidad, intrazonalidad y azonalidad. Estos conceptos se definieron para un sistema de clasificación de suelos, desarrollado en primera instancia por Sibirtzev en Rusia (Glinka, 1914) y luego también fue usado en Estados Unidos (Marbut, 1927). Este sistema de clasificación, posteriormente fue reemplazado por el precursor de la actual Soil Taxonomy de la USDA (Soil Survey Staff, 1960), debido a que estos conceptos eran de algún modo “arbitrarios” para ser aplicados de manera objetiva y consistente (Kellogg, 1963). Sin embargo, los clásicos conceptos de suelos zonales, intrazonales y azonales pueden ser de utilidad a la hora de pensar en cómo los factores de formación tuvieron mayor o menor grado de influencia en el desarrollo de los suelos y permite discernir de manera clara cuales de los paleosuelos pueden ser utilizados para reconstrucciones paleoclimáticas a escala hemisférica y cuales están condicionados fuertemente por características locales (azonales y/o intrazonales).

En términos generales, los suelos zonales son aquellos en donde el clima y la biota tuvieron un rol preponderante en su formación, por lo tanto los paleosuelos zonales son aquellos que podrían permitir inferir las condiciones paleoclimáticas, correspondientes a la paleolatitud, que imperaron al momento de su formación (Alexander, 2009). En cambio, los

suelos intrazonales son aquellos en donde el material parental o el tipo de relieve condicionó, en mayor o menor medida, el desarrollo de los suelos. Por lo tanto, los paleosuelos intrazonales pueden estar indicando condiciones paleoclimáticas locales y debe tenerse en cuenta el rol del resto de los factores de formación. Por último, los suelos azonales son aquellos en donde el factor de formación tiempo fue el limitante preponderante para su desarrollo, por lo que tampoco van a resultar buenos indicadores paleoclimáticos (Alexander, 2009).

A continuación se presenta una síntesis de los procesos pedogenéticos que tuvieron lugar en cada uno de los pedotipos analizados (Fig. 8.1; Tabla 8.1) para luego, en base a los conceptos de zonalidad, intrazonalidad y azonalidad, analizar el rol de los factores formadores de suelo en cada una de las cuencas estudiadas en la presente tesis.

8.2.1. La Cuenca Neuquina

En el norte de Patagonia, en paleolatitudes medias, se encuentra la Cuenca Neuquina, donde el relevamiento de los paleosuelos para las formaciones Candeleros y Huincol se realizó aproximadamente a los 43° 30' paleolatitud sur (calculada según Van Hinsbergen et al., 2015; Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Allí se identificaron cinco pedotipos: Entisoles cálcicos (CN-P1), Vertisoles (CN-P2), Inceptisoles vérticos (CN-P3a), Inceptisoles hidromórficos (CN-P3b) y Vertisoles cálcicos (CN-P4) para la Formación Candeleros e Inceptisoles típicos (CN-P5) para la Formación Huincol.

Para el caso de los Entisoles cálcicos (CN-P1) los procesos pedogenéticos dominantes fueron la carbonatación y la bioturbación. En los Vertisoles (CN-P2) los procesos involucrados fueron la vertisolización, el hidromorfismo, la carbonatación y la bioturbación. En los Inceptisoles vérticos (CN-P3a) los procesos involucrados fueron la vertisolización, el hidromorfismo, la carbonatación y la bioturbación. En los Inceptisoles hidromórficos (CN-P3b) los procesos involucrados fueron el hidromorfismo, la carbonatación, la bioturbación y la argiluvación. En los Vertisoles cálcicos (CN-P4) los procesos dominantes fueron la carbonatación y la vertisolización y, en menor medida, el hidromorfismo y la bioturbación. Finalmente en los Inceptisoles típicos (CN-P5) los procesos dominantes en orden decreciente de intensidad fueron el hidromorfismo, la argiluvación, la bioturbación y la vertisolización (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Figura 8.1. Síntesis de procesos y factores de formación para cada pedotipo estudiado





CUENCA	UNIDAD	PEDOTIPO	ZONALIDAD	PROCESOS PEDOGENÉTICOS	FACTORES DE FORMACIÓN
CUENCA NEUQUINA 	FORMACIÓN HUINCUL	CN-P5 Inceptisoles típicos	ZONAL		
	FORMACIÓN CANDELEROS	CN-P4 Vertisoles cálcicos	ZONAL		
		CN-P3 Inceptisoles	INTRAZONAL		
		CN-P2 Vertisoles	ZONAL		
		CN-P1 Entisoles cálcicos	AZONAL		
CUENCA DE CANADÓN ASFALTO 	FORMACIÓN CERRO BARCINO	CCA-P5 Entisoles	INTRAZONAL/AZONAL		
		CCA-P4 Inceptisoles cálcicos	INTRAZONAL/AZONAL		
		CCA-P3 Inceptisoles cálcicos	INTRAZONAL/AZONAL		
		CCA-P2 Vertisoles cálcicos	INTRAZONAL/AZONAL		
		CCA-P1 Inceptisoles	INTRAZONAL/AZONAL		
CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE 	FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS	CGSJ-P6 Alfisoles	ZONAL		
		CGSJ-P5b Entisoles silíceos	AZONAL		
		CGSJ-P5a Entisoles cálcicos	AZONAL		
	FORMACIÓN BAJO BARREAL	CGSJ-P4 Inceptisoles hidromórficos	INTRAZONAL		
		CGSJ-P3 Ultisoles	ZONAL		
		CGSJ-P2 Vertisoles	ZONAL		
		CGSJ-P1 Alfisoles vérticos	ZONAL		
CUENCA AUSTRAL-MAGALLANES 	FORMACIÓN PUESTO EL MORO	CA-P3 Vertisoles hidromórficos	ZONAL		
		CA-P2 Alfisoles	ZONAL		
		CA-P3 Histosoles hidromórficos	INTRAZONAL		
	FORMACIÓN MATA AMARILLA <i>(Varela et al., 2018)</i>	Alfisoles	ZONAL		
		Inceptisoles	ZONAL		
		Vertisoles	ZONAL		
	Histosoles	INTRAZONAL			
REFERENCIAS Vertisolización Iluviación de ceolitas Templado semiárido Templado perhúmedo Topografía Carbonatación Iluviación de sílice Templado subhúmedo Estacionalidad en la distribución de las precipitaciones Material parental volcánico-clástico Hidromorfismo Lixiviación Templado húmedo Tiempo Argiluviación Bioturbación					

Figura 8.1. Síntesis de procesos pedogenéticos dominantes para cada pedotipo relevado.

Tabla 8.1. Síntesis de procesos pedogenéticos y factores de formación para las cuencas estudiadas

Cuenca	Paleolatitud Sur	Unidad	Pedotipo	Procesos	Síntesis de procesos	Zonalidad	Factores de Formación														
							Clima	Material parental	Topografía	Tiempo	Organismos										
NEUQUINA	~ 43,5°	FORMACIÓN HUINCUL	Inceptisoles típicos (CN-P5)	Hidromorfismo > argiluviación > bioturbación > vertisolización	Hidromorfismo y argiluviación	Zonal	Templado subhúmedo con moderada estacionalidad en las precipitaciones														
			Aridisoles vérticos (CN-P4)	Carbonatación - vertisolización > hidromorfismo > bioturbación		Zonal															
		FORMACIÓN CANDELEROS	Inceptisoles hidromórficos (CN-P3b)	Hidromorfismo > carbonatación > bioturbación > iluviación		Intrazonal	Templado árido a semiárido con marcada estacionalidad en las precipitaciones a templado subhúmedo con estacionalidad en las precipitaciones		Limitante	Limitante											
			Inceptisoles vérticos (CN-P3a)	Vertisolización > Hidromorfismo > carbonatación > bioturbación		Intrazonal															
			Vertisoles (CN-P2)	Vertisolización > hidromorfismo > carbonatación > bioturbación		Zonal															
			Entisoles cálcicos (CN-P1)	Carbonatación - bioturbación	Vertisolización y carbonatación. Hidromorfismo	Azonal								Limitante							
CAÑADÓN ASFALTO	~ 49°	FORMACIÓN CERRO BARCINO	Entisoles/Inceptisoles (CCA-P5)	silicificación > hidromorfismo > vertisolización > bioturbación	Iluviación de ceolitas, carbonatación, bioturbación y silificación. Vertisolización e hidromorfismo	Azonal-Intrazonal	Templado subhúmedo con estacionalidad en las precipitaciones	Limitante		Limitante											
			Inceptisoles cálcicos (CCA-P4)	Carbonatación > iluviación ceolitas > hidromorfismo > bioturbación		Azonal-Intrazonal															
			Inceptisoles cálcicos (CCA-P3)	Carbonatación > bioturbación		Azonal-Intrazonal															
			Vertisoles cálcicos (CCA-P2)	Vertisolización > carbonatación > iluviación ceolitas > bioturbación		Azonal-Intrazonal															
			Inceptisoles (CCA-P1)	Hidromorfismo > iluviación ceolitas > bioturbación		Intrazonal-Azonal															
			GOLFO SAN JORGE	~ 51°		FORMACIÓN LAGUNA PALACIOS						Alfisoles (CGSJ-P6)	Argiluviación > vertisolización > hidromorfismo	Bioturbación, silificación, carbonatación, argiluviación	Zonal	Templado y subhúmedo con estacionalidad en las precipitaciones	Limitante		Limitante		
P1: Inceptisoles silíceos (CGSJ-P5b)	Silicificación > bioturbación	Azonal																			
Inceptisoles cálcicos (CGSJ-P5a)	Carbonatación > bioturbación	Azonal																			
FORMACIÓN BAJO BARREAL	SECCIÓN B	Inceptisoles hidromórficos (CGSJ-P4)			Hidromorfismo	Argiluviación, vertisolización, lixiviación (ferruginación). Hidromorfismo y carbonatación	Intrazonal	Cálido y húmedo		Limitante											
		Ultisoles (CGSJ-P3)			Lixiviación (ferruginación) y argiluviación		Zonal														
	SECCIÓN A	Vertisoles (CGSJ-P2)			Vertisolización > hidromorfismo > carbonatación		Zonal	Templado y subhúmedo													
		Alfisoles vérticos (CGSJ-P1)			Argiluviación > vertisolización > hidromorfismo		Zonal														
		FORMACIÓN PUESTO EL MORO			SECCIÓN SUPERIOR		Vertisoles hidromórficos (CA-P3)							Vertisolización > hidromorfismo > carbonatación	Vertisolización, hidromorfismo, bioturbación y argiluviación	Zonal	Templado y húmedo con estacionalidad en las precipitaciones				
							Alfisoles (CA-P2)							Argiluviación > hidromorfismo > bioturbación		Zonal					
Histosoles hidromórficos (CA-P1)	Hidromorfismo > bioturbación > vertisolización		Intrazonal	Limitante		Limitante															

Tabla 8.1: Síntesis de procesos pedogenéticos y factores de formación para cada una de las cuencas estudiadas. En el caso de los factores de formación solamente se indica la reconstrucción paleoclimática obtenida a partir de aquellos paleosuelos zonales mientras que el resto de los factores de formación se indican como "limitantes" aquellos a partir de los cuales no fue posible realizar inferencias paleoclimáticas. Para mayor detalle referirse al texto del manuscrito.

En términos generales la sucesión comprendida por las formaciones Candeleros y Huincul se encontraron dominados por procesos de vertisolización y de carbonatación. El hidromorfismo es un proceso que se encuentra a lo largo de toda la sucesión evidenciando el rol que jugó el factor de formación topografía en el desarrollo de toda la sucesión (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Al analizar los tipos de paleosuelos y los procesos pedogenéticos de cada pedotipo, en conjunto con un análisis del rol que tuvieron los factores de formación, se puede inferir que los Vertisoles (CN-P2) y los Vertisoles cálcicos (CN-P4) de la Formación Candeleros y los Inceptisoles típicos (CN-P5) de la Formación Huincul son paleosuelos zonales, que responden principalmente al factor de formación clima, que como se comentó más arriba en la introducción del capítulo, el enfoque estará principalmente en el factor de las precipitaciones, más que en las temperaturas, y biota.

Mientras que los Entisoles cálcicos (CN-P1), los Inceptisoles hidromórficos (CN-P3a) y los Inceptisoles vérticos (CN-P3b), desarrollados en la sección inferior de la Formación Candeleros, responden a paleosuelos zonales e intrazonales, en donde a partir de la reconstrucción de la paleocronotoposecuencia, se interpretó como estos paleosuelos estarían respondiendo a las variaciones locales de los factores de formación tiempo y topografía. Los Entisoles cálcicos (CN-P1) son suelos azonales desarrollados sobre dunas eólicas. En estos paleosuelos el continuo aporte de nuevos depósitos arenosos de dunas eólicas no permitió su desarrollo, por lo que el tiempo fue el factor de formación que condicionó en forma directa el desarrollo de estos paleosuelos. En el caso de los Inceptisoles hidromórficos (CN-P3a) y los Inceptisoles vérticos (CN-P3b), se trata de suelos intrazonales, donde la dinámica propia de la interacción de subambientes de dunas e interdunas, hicieron que el relieve topográfico tuviera un rol predominante en el desarrollo, lo cual se pudo ver reflejado en el proceso de hidromorfismo presente en mayor o menor medida en estos paleosuelos (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Utilizando como proxies paleoclimáticos los pedotipos zonales (CN-P2, CN-P4 y CN-P5), cuyo factor de formación más condicionante fue el clima se puede inferir que el mismo habría variado desde templado semiárido para la sección inferior, hasta templado subhúmedo, siempre con una marcada estacionalidad en las precipitaciones, para las secciones media y superior de la Formación Candeleros (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Los valores promedio de *MAT* para las secciones media y superior fueron de $9,77 \pm 2,1^\circ \text{C}$ (*proxy* PWI) y $11,46 \pm 0,6^\circ \text{C}$ (*proxy* arcillosidad) y valores promedios de *MAP* para las secciones media y superior fueron de

Figura 8.2. Síntesis de procesos y factores de formación para las Cuencas del sur de Sudamérica

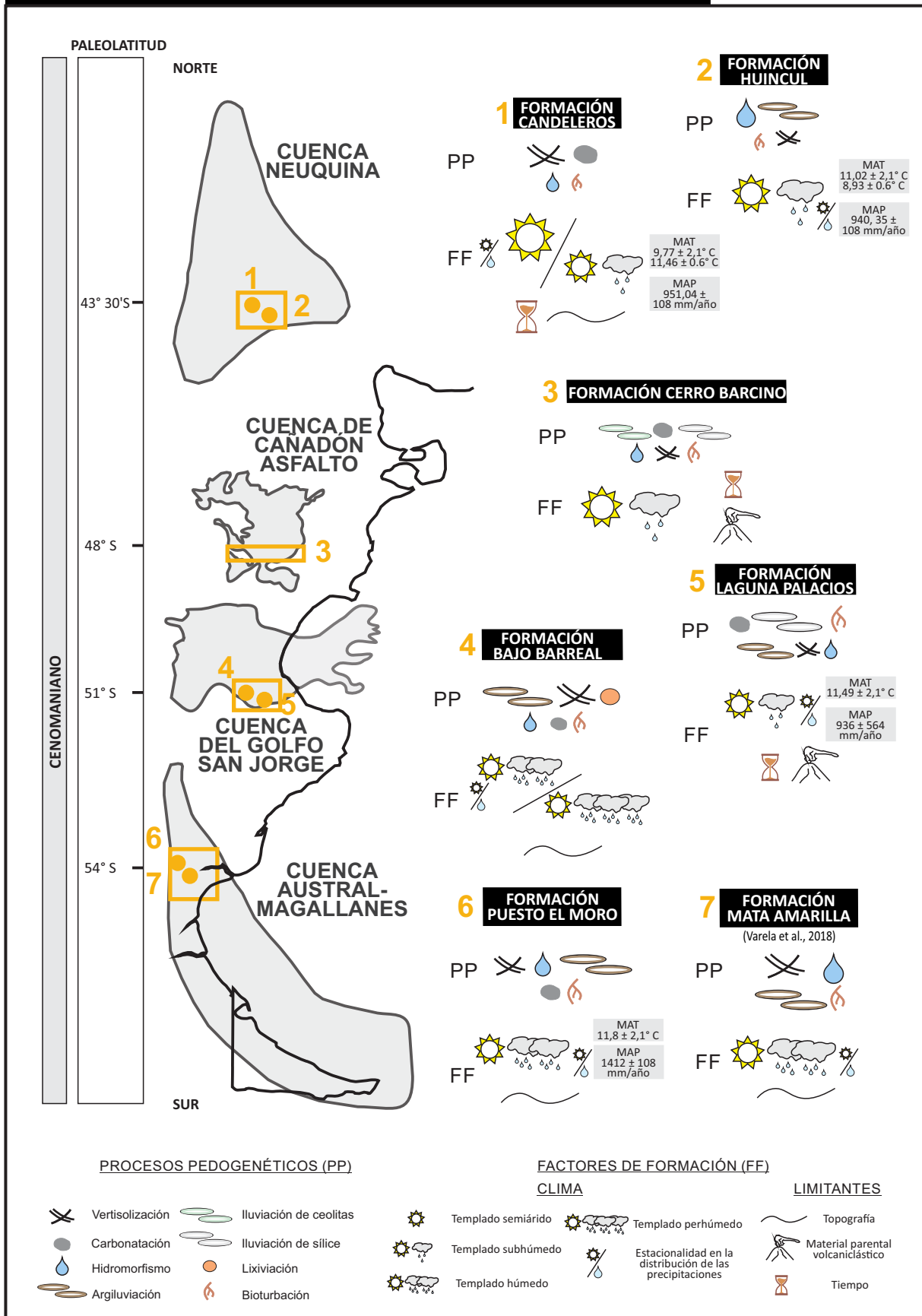


Figura 8.2. Síntesis de procesos pedogenéticos dominantes para cada Cuenca relevada en la presente tesis. Las Cuencas se ubican según su posición paleolatitudinal en un mapa esquemático de Argentina (para mayores referencias ver Figura 1.1). También se indica la reconstrucción paleoclimática (a partir de paleosuelos zonales) y los factores de formación que limitaron el desarrollo de los paleosuelos como el tiempo (paleosuelos azonales) y el relieve o material parental (paleosuelos intrazonales). Para mayor detalle referirse al texto.

951,04 ± 108 mm/año (*proxy* CALMAG). Mientras que para la Formación Huincol, las reconstrucciones paleoclimáticas indican condiciones templadas subhúmedas con moderada estacionalidad en las precipitaciones (Fig. 8.1–Fig. 8.2). Allí los valores promedio de *MAT* fueron de 11,02 ± 2,1° C (*proxy* PWI) y 8,93 ± 0,6° C (*proxy* arcillosidad) y los valores promedio de *MAP* fueron de 940,35 ± 564 mm/año (*proxy* CIA-K).

8.2.2. La Cuenca de Cañadón Asfalto

En paleolatitudes medias, dentro de Patagonia, se encuentra la Cuenca de Cañadón Asfalto, donde el relevamiento de los paleosuelos de los miembros Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas de la Formación Cerro Barcino se realizó aproximadamente a los ~48° paleolatitud Sur (calculada según Van Hinsbergen et al., 2015; Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Allí se identificaron cinco pedotipos: Inceptisoles (CCA-P1), Vertisoles cálcicos (CCA-P2) e Inceptisoles cálcicos (CCA-P3) para el Miembro Puesto La Paloma, Inceptisoles cálcicos (CCA-P4) para el Miembro Cerro Castaño y Entisoles (CCA-P5) para el Miembro Las Plumas.

Para el caso de los Inceptisoles (CCA-P1) los procesos pedogenéticos involucrados, en orden decreciente de intensidad, fueron la iluviación de ceolitas, el hidromorfismo y la bioturbación. Para el caso de los Vertisoles cálcicos (CCA-P2) los procesos pedogenéticos fueron la vertisolización, la carbonatación, la iluviación de ceolitas y la bioturbación. Para los Inceptisoles cálcicos (CCA-P3) los procesos pedogenéticos dominantes fueron la carbonatación y la bioturbación. Para el caso de los Inceptisoles cálcicos (CCA-P4) los procesos involucrados fueron la carbonatación, la iluviación de ceolitas, el hidromorfismo y la bioturbación. Finalmente para los Entisoles (CCA-P5) los procesos fueron la silicificación, la iluviación de ceolitas, el hidromorfismo, la vertisolización y la bioturbación (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

En términos generales la sucesión de paleosuelos comprendidos en la Formación Cerro Barcino en paleolatitudes medias estuvieron predominantemente formados por procesos vinculados a la iluviación de ceolitas, la carbonatación, la bioturbación y la silicificación. A lo largo de toda la sucesión se evidencian también los procesos de vertisolización y de hidromorfismo (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Estos paleosuelos, y los factores de formación de mayor incidencia indicarían que se trata de suelos azonales e intrazonales principalmente, dado que tanto el factor de formación tiempo, el cual fue relativamente corto, en conjunto con el material parental predominantemente volcánico, imposibilitaron un mayor grado de desarrollo de los paleosuelos, limitando al

mismo tiempo la posibilidad de utilizarlos como *proxies* paleoclimáticos. Sin embargo, en base a la presencia de ciertos rasgos macro y micromorfológicos y a la mineralogía de las arcillas (los cuales fueron discutidos en detalle en la sección 5.5.5) se pudieron inferir condiciones templadas subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones para el momento de formación de los paleosuelos en la Formación Cerro Barcino (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

8.2.3. La Cuenca del Golfo San Jorge

En paleolatitudes medias de Patagonia, también se encuentra la Cuenca del Golfo San Jorge, donde los paleosuelos de la Formación Bajo Barreal y la Formación Laguna Palacios corresponden aproximadamente a los $\sim 51^\circ$ paleolatitud sur (calculada según Van Hinsbergen et al., 2015; Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Allí se identificaron seis pedotipos: Alfisoles vérticos (CGSJ-P1), Vertisoles (CGSJ-P2), Ultisoles (CGSJ-P3) e Inceptisoles hidromórficos (CGSJ-P4) para la Formación Bajo Barreal y Entisoles cálcicos (CGSJ-P5a), Entisoles silíceos (CGSJ-P5b) y Alfisoles (CGSJ-P6) para la Formación Laguna Palacios.

En los Alfisoles vérticos (CGSJ-P1) los procesos pedogenéticos en orden decreciente de intensidad fueron la argiluvación, la vertisolización y el hidromorfismo. En los Vertisoles (CGSJ-P2) el proceso pedogenético principal fue la vertisolización, acompañado por el hidromorfismo y en menor medida la carbonatación. En los Ultisoles (CGSJ-P3) los procesos dominantes fueron la lixiviación (ferruginación) y la argiluvación. Por último, para los Inceptisoles hidromórficos (CGSJ-P4) el proceso principal fue el hidromorfismo. En el caso de los Entisoles cálcicos (CGSJ-P5a) los procesos pedogenéticos dominantes fueron la carbonatación y la bioturbación, mientras que en los Entisoles silíceos (CGSJ-P5b) fueron la silicificación y la bioturbación. En los Alfisoles (CGSJ-P6) los procesos pedogenéticos involucrados fueron la argiluvación y la estructuración. (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

En términos generales la sucesión comprendida por la Formación Bajo Barreal se encontró dominada por procesos de argiluvación, vertisolización y lixiviación (ferruginación), acompañados por procesos de hidromorfismo y carbonatación, mientras que en la Formación Laguna Palacios los procesos dominantes fueron la bioturbación, la silicificación y la carbonatación y en menor medida por procesos de argiluvación (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

En las planicies de inundación de la Sección A de la Formación Bajo Barreal, se desarrollaron Alfisoles vérticos (CGSJ-P1) y Vertisoles (CGSJ-P2). Los procesos pedogenéticos y

los tipos de paleosuelos encontrados permiten considerarlos como paleosuelos zonales, donde los factores de formación clima y biota tuvieron un rol preponderante.

El contacto entre la Sección A y B de la unidad, marcado por la depositación del *marker bed* y Ultisoles (CGSJ-P3) marcaron un tiempo lo suficientemente prolongado para que tenga lugar un frente de meteorización que dio por resultado el desarrollo y preservación de este tipo de paleosuelo. Estos paleosuelos están dominados por procesos de meteorización química y lixiviación intensa, donde su desarrollo está vinculado principalmente al factor de formación clima, por lo que es posible considerarlos como paleosuelos zonales y utilizarlos como *proxies* paleoclimáticos. Finalmente, las planicies de inundación de la Sección B se encontraron dominadas por Inceptisoles hidromórficos, y en menor medida algunos Ultisoles, donde la topografía y el material parental con mayor aporte volcánico-lástico, generaron condiciones de drenaje restringidas, generando suelos intrazonales con hidromorfismo como principal proceso pedogenético (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Las reconstrucciones paleoclimáticas para la Formación Bajo Barreal en la Cuenca del Golfo San Jorge, utilizando como *proxies* paleoclimáticos a los Alfisoles vérticos (CGSJ-P1) y Vertisoles (CGSJ-P2) de la Sección A, permiten inferir condiciones templadas subhúmedas a húmedas con estacionalidad en la distribución de las precipitaciones. Para los Ultisoles (CGSJ-P3) desarrollados sobre el *marker bed*, las condiciones habrían sido templadas húmedas a perhúmedas indicando un aumento tanto en las precipitaciones medias anuales como también un ligero aumento en las temperaturas medias anuales respecto a los paleosuelos de la Sección A (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Finalmente, si bien los paleosuelos que caracterizan a la Sección B, son considerados intrazonales, por lo que no serían los indicados para utilizar como *proxies* paleoclimáticos, la presencia de algunos niveles con desarrollo de Ultisoles, junto con ciertos rasgos macro y micromorfológicos y a la mineralogía de las arcillas, permiten interpretar un sostenimiento en las condiciones interpretadas para los Ultisoles (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios se presentan como casos antagónicos donde es posible contrastar la importancia del rol que cumplen los factores de formación en el desarrollo de los suelos. En la Formación Laguna Palacios, el material parental exclusivamente volcánico-lástico en conjunto con el tiempo entre sucesivas erupciones volcánicas, sin dudas fue el mayor limitante en el desarrollo de estos suelos y en consecuencia, tuvo lugar la formación de Entisoles cálcicos y síliceos (CGSJ-P5a y CGSJ-P5b). Estos paleosuelos serían azonales, y por

lo tanto no permiten realizar inferencias paleoclimáticas, debido a que responden mayormente a condiciones de acomodación/aporte de sedimento que condicionaron la tasa de sedimentación y por ende repercute en la velocidad de desarrollo de los procesos pedogenéticos (sedimentación vs. pedogenesis; Kraus, 1999). Sin embargo, los Alfisoles desarrollados sobre previos Entisoles, podrían ser considerados como paleosuelos zonales, donde la evidencia de los procesos de argiluvación y bioturbación discutidos previamente podrían responder principalmente a los factores de formación clima y biota.

Las reconstrucciones paleoclimáticas para la Formación Laguna Palacios en la Cuenca del Golfo San Jorge, utilizando como *proxies* paleoclimáticos a los Alfisoles (CGSJ-P6) mencionados anteriormente, indican que el clima habría sido templado subhúmedo con estacionalidad en las precipitaciones (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Los valores promedio de *MAT* fueron de $11,49 \pm 2,1^\circ \text{C}$ (*proxy* PWI) y valores promedio de *MAP* fueron de $936 \pm 564 \text{ mm/año}$ (*proxy* CIA-K).

La cercanía entre la depositación de las formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios, ambas ubicadas dentro del Cenomaniano, y las similitudes en las interpretaciones paleoclimáticas realizadas para la Sección A de la Formación Bajo Barreal y la Formación Laguna Palacios permiten interpretar una posible correlación entre ellas. En tanto que el cambio en las condiciones tanto sedimentológicas como paleoclimáticas ocurridas a partir del *marker bed* y a lo largo de la Sección B de la Formación Bajo Barreal permitiría ubicar a esta sección de la unidad dentro del límite Cenomaniano–Turoniano (Fig. 8.4b).

El intervalo correspondiente al Cenomaniano–Turoniano (~101–90 Millones de años) del Cretácico medio estuvo caracterizado por un clima extremadamente cálido *hothouse* sobreimpuesto a las condiciones globales de *greenhouse* (Bice et al., 2003, 2006; Huber et al., 1995, 2002, 2018; O'Brien et al., 2017; Robinson et al., 2017). Los *proxies* paleoclimáticos indican que las temperaturas de la superficie del mar habrían alcanzado los $33\text{--}36^\circ \text{C}$ en los trópicos (Norris et al., 2002; Wilson et al., 2002), los $30\text{--}32^\circ \text{C}$ en el Océano Atlántico sur (60° paleolatitud S) (Bice et al., 2003) y $<20^\circ \text{C}$ en el Océano Ártico (Jenkyns et al., 2004), lo que implicó una reducción mayor de los gradientes de temperatura entre el ecuador y los polos (e.g., Huber et al., 1995). El intervalo de calentamiento global del Cenomaniano–Turoniano es coetáneo con el evento de anoxia oceánica global, conocido como evento Bonarelli o OAE 2, lo que causó una depositación masiva de pelitas negras ricas en materia orgánica (e.g., Jenkyns, 2010) y la extinción de biota marina (Sepkoski Jr, 1986) con hasta un 79% de extinción de macro invertebrados del *Western Interior Seaway* de Estados Unidos (Harries y Little, 1999).

Asimismo es un período que se destaca por la formación de importantes rocas madres generadoras de hidrocarburos en todo el planeta.

8.2.4. La Cuenca Austral-Magallanes

En el sur de Patagonia, en paleolatitudes medias–altas, entre los 49 y 60° paleolatitud Sur, se encuentra la Cuenca Austral-Magallanes, donde el relevamiento de los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro se realizó aproximadamente a los ~54° paleolatitud sur (calculada según Van Hinsbergen et al., 2015; Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Allí se identificaron tres pedotipos: Histosoles hidromórficos (CA-P1), Alfisoles (CA-P2) y Vertisoles hidromórficos (CA-P3).

En los Histosoles hidromórficos (CA-P1) los procesos pedogenéticos dominantes en orden decreciente de intensidad, fueron el hidromorfismo, la bioturbación y la vertisolización. En los Alfisoles (CA-P2) los procesos fueron la argiluvación de arcillas, el hidromorfismo y la bioturbación. Por último, para los Vertisoles hidromórficos (CA-P3) el proceso principal fue la vertisolización y en menor medida el hidromorfismo y la carbonatación (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Por lo que en términos generales para la sucesión comprendida por la Formación Puesto El Moro, los procesos dominantes fueron la vertisolización presente en toda la sucesión junto con el hidromorfismo y la bioturbación y la argiluvación que dominó en los Alfisoles (CA-P2) de la sección media de la unidad (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Allí, los Histosoles hidromórficos de la sección inferior responden a factores locales como el relieve propio de un ambiente de planicie costera, por lo que se trataría de paleosuelos intrazonales. Mientras que la sección media y superior dominada por Alfisoles y Vertisoles hidromórficos responden a condiciones paleoclimáticas regionales (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1).

Las reconstrucciones paleoclimáticas para la Formación Puesto El Moro en la Cuenca Austral-Magallanes, utilizando como *proxies* paleoclimáticos a los Alfisoles (CA-P2) y Vertisoles hidromórficos (CA-P3) mencionados anteriormente, indican que el clima habría sido templado húmedo con estacionalidad de las precipitaciones (Fig. 8.1–Fig. 8.2; Tabla 8.1). Los valores promedio de *MAT* fueron de $11,8 \pm 2,1^\circ \text{C}$ (*proxy* PWI) y valores promedios de *MAP* fueron de $1412 \pm 108 \text{ mm/año}$ (*proxy* CALMAG).

8.3. RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS PARA EL GREENHOUSE CENOMANIANO

Uno de los objetivos de la presente tesis consiste en vincular las reconstrucciones paleoclimáticas obtenidas para el Hemisferio Sur y detalladas previamente, con los datos bibliográficos del Hemisferio Norte, para generar una reconstrucción paleoclimática a partir de paleosuelos de carácter global.

La recopilación más reciente de reconstrucciones paleoclimáticas, para el Cretácico, es la publicada por [Chumakov \(1995\)](#) del Instituto Geológico de la Academia Rusia de Ciencias. En esta recopilación se incluyeron mapas de los depósitos sedimentarios, de plantas fósiles, insectos y vertebrados y se determinaron ocho zonas climáticas ([Fig. 8.3](#)). Luego los mapas fueron modificados y reproducidos a color por [Spicer y Skelton \(2003\)](#). Existen además reconstrucciones realizadas a partir de modelados numéricos (i.g., [Frakes, 1999](#); [Poulsen et al., 2007](#); [Floeguel y Wagner, 2006](#)).

Las reconstrucciones para el Cenomaniano indican la presencia de zonas o cinturones paleoclimáticos. Para paleolatitudes bajas (0–30° LS y 0–30° LN) se encuentran el cinturón Húmedo Ecuatorial (*EH*, aproximadamente entre los 0–15° LS), el cinturón Sur Cálido Árido (*SHA*, aproximadamente entre los 15–45° LS) y el cinturón Norte Cálido Árido (*NHA*, aproximadamente entre los 15–35° LN). Para paleolatitudes medias (30–60° LS y 30–60° LN) continúan el cinturón Sur Cálido Árido (*SHA*) hasta aproximadamente los 45° LS y el cinturón Norte Cálido Árido (*NHA*) hasta aproximadamente los 35° LN. Luego hasta aproximadamente los 60° LS y 65° LN el cinturón Sur Cálido Húmedo de Latitudes Medias (*SMW*) y el cinturón Norte Cálido Húmedo de Latitudes Medias (*NMW*). En tanto que, para paleolatitudes altas (60–90° LS y 60–90° LN) se encuentran el cinturón Sur Templado Húmedo de Latitudes Altas (*SHT*) y el cinturón Norte Templado Húmedo de Latitudes Altas (*NHT*) ([Fig. 8.3–Fig. 8.4](#); [Hay y Floegel, 2012](#)).

8.3.1. Reconstrucciones paleoclimáticas para el Hemisferio Sur

Los datos obtenidos en la presente tesis doctoral, a partir del uso de paleosuelos como *proxies* paleoclimáticos, permitieron realizar una reconstrucción paleoclimática para distintas paleolatitudes en el Hemisferio Sur ([Fig. 8.3–Fig. 8.4](#)). Para los 43° 30' paleolaltitud sur (Cuenca Neuquina), las condiciones paleoclimáticas fueron templadas semiáridas a subhúmedas con

Figura 8.3. Reconstrucciones paleoclimática global para el *greenhouse* Cenomaniano

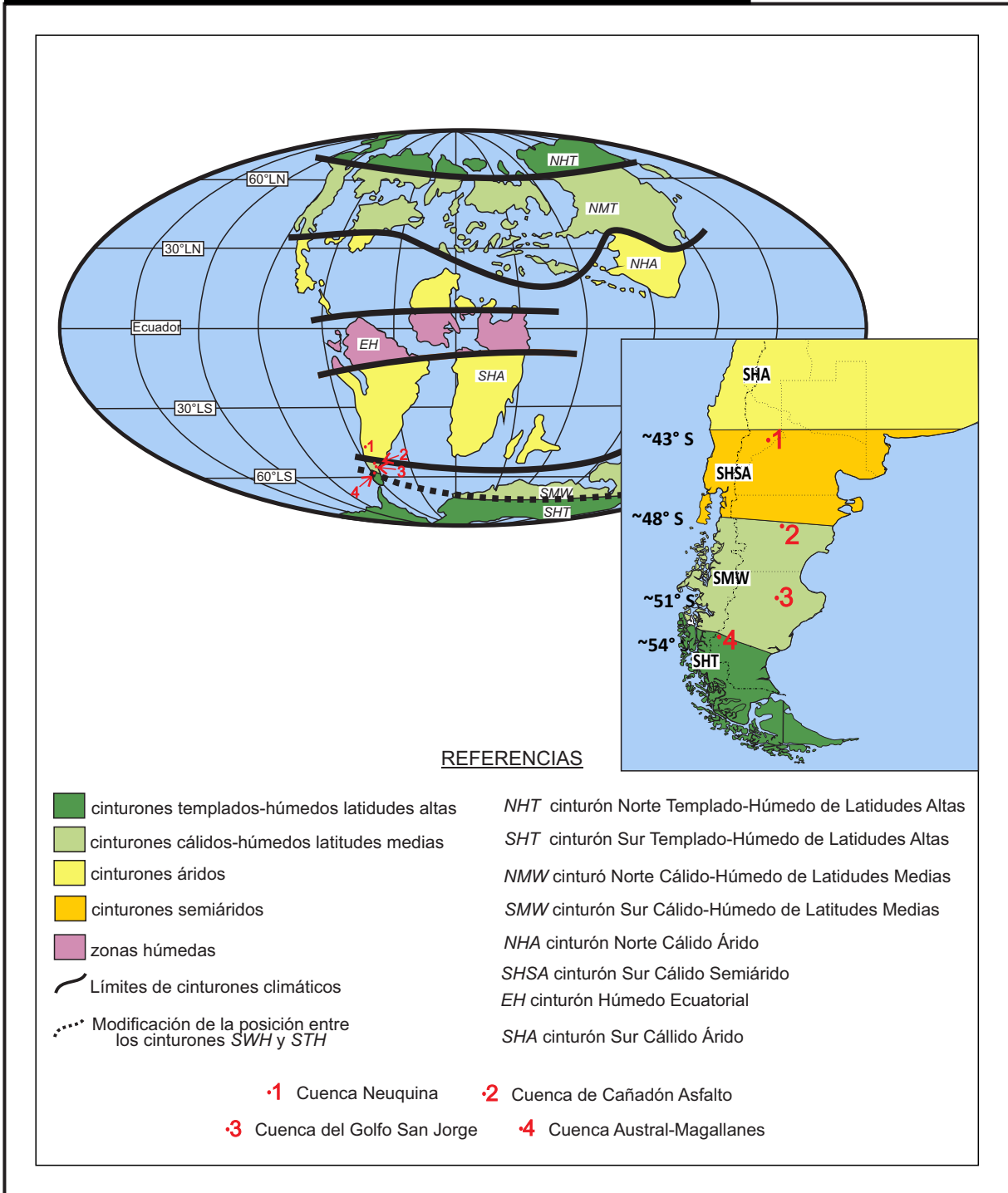


Figura 8.3. Reconstrucción paleoclimática global para el Cenomaniano (modificado de [Varela et al., 2018](#)), donde se incluyen la nueva propuesta de cinturón Sur Cálido Semiárido (SHSA; [Lizzoli et al., 2021](#)).

Figura 8.4. Reconstrucción paleoclimática a nivel global para el Cenomaniano y para el límite Cenomaniano-Turoniano

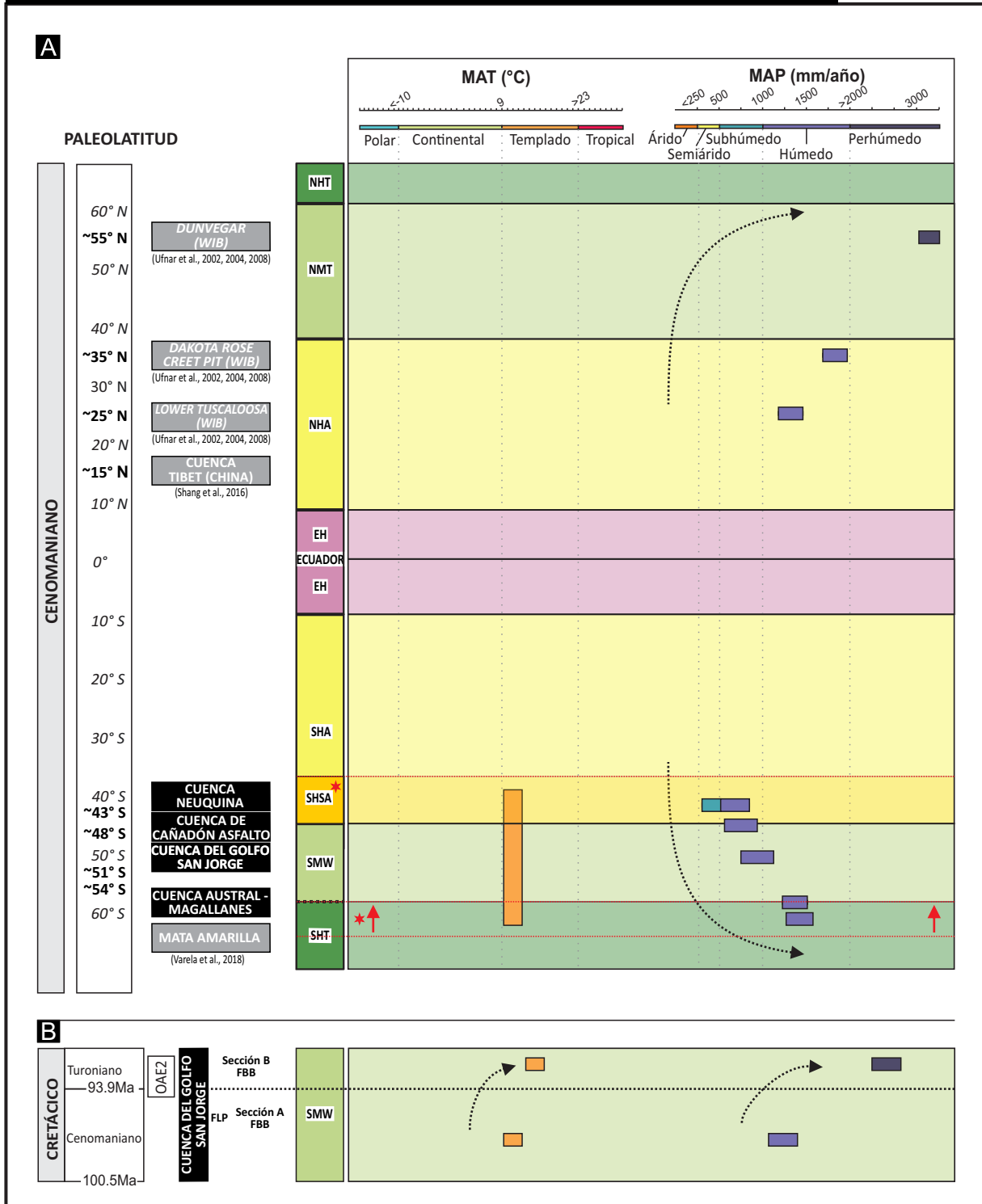


Figura 8.4. A: Reonstrucción paleoclimática global para el Cenomaniano. Los cinturones paleoclimáticos preestablecidos (Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003; ver referencias Figura 8.1). Se ubicaron según su paleolatitud, tanto las Cuencas estudiadas en la presente tesis (rectángulos negros) como las cuencas estudiadas por otros autores (rectángulos grises). La denominación de las zonas paleoclimáticas siguiendo los términos de temperaturas propuestos por Zhang et al. (2019) y los términos de precipitaciones propuestos por Bull et al. (1991). Asimismo se incluye la nueva propuesta de cinturón Sur Cálido Semiárido (Lizzoli et al., 2021). Las paleolatitudes se indican en cursiva y en negrita se indican las paleolatitudes de donde se relevaron los datos presentados. (FBB: Formación Bajo Barreal; FLP: Formación Laguna Palacios). B: Reconstrucción paleoclimática para el límite Cenomaniano-Turoniano en la Cuenca del Golfo San Jorge.

marcada estacionalidad en las precipitaciones a templadas subhúmedas con moderada estacionalidad en las precipitaciones (Fig. 8.3–Fig. 8.4). Para los $\sim 48^\circ$ paleolatitud sur (Cuenca de Cañadón Asfalto), las condiciones paleoclimáticas fueron templadas subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones (Fig. 8.3–Fig. 8.4). Para los $\sim 51^\circ$ paleolatitud sur (Cuenca del Golfo San Jorge), las condiciones paleoclimáticas fueron templadas subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones y templadas húmedas a perhúmedas en el límite Cenomaniano–Turoniano (Fig. 8.3–Fig. 8.4b). Para los $\sim 54^\circ$ paleolatitud sur (Cuenca Austral-Magallanes), las condiciones paleoclimáticas fueron templadas y húmedas. Para la Formación Mata Amarilla, Varela et al. (2018) interpretan condiciones paleoclimáticas húmedas y subtropicales con estacionalidad en las precipitaciones, donde los valores de *MAT* fueron de $12 \pm 2,1^\circ \text{ C}$ y los valores de *MAP* fueron de $1404 \pm 108 \text{ mm/año}$ (Varela et al., 2018; Fig. 8.3–Fig. 8.4).

A partir de la reconstrucción paleoclimática obtenida, es posible ubicar las zonas estudiadas dentro de los cinturones paleoclimáticos preestablecidos (Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003) para evaluar si se corresponden con los nuevos datos obtenidos o si es posible ajustar los límites entre los distintos cinturones (Fig. 8.3).

Desde el punto de vista paleogeográfico, los paleosuelos estudiados en la Cuenca Neuquina ($43^\circ 30'$ paleolaltitud sur) estarían ubicados dentro del cinturón Sur Cálido Árido (Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003). Este cinturón paleoclimático estaba caracterizado por condiciones secas, con restos de dinosaurios y depósitos de yeso y anhidrita (Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003). Las interpretaciones en la presente tesis son coincidentes con el concepto de un nuevo cinturón transicional, denominado Sur Cálido Semiárido (SHSA) (Lizzoli et al., 2021; Fig. 8.3–Fig. 8.4).

Desde el punto de vista geográfico, los paleosuelos estudiados en la Cuenca de Cañadón Asfalto ($\sim 48^\circ$ paleolatitud sur) y en la Cuenca del Golfo San Jorge ($\sim 51^\circ$ paleolatitud sur), estarían ubicados dentro del cinturón Cálido Húmedo de Latitudes Medias (Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003). En el Hemisferio Norte, las características de este cinturón indican condiciones cálidas y húmedas generalizadas con vegetación e insectos termófilos, junto a restos de angiospermas y dinosaurios. En cuanto a depósitos sedimentarios, se registraron depósitos de caolinita, de lateritas y bauxitas y de carbón y lignito (Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003; Fig. 8.3–Fig. 8.4). Las interpretaciones obtenidas en la presente tesis permiten inferir que los paleosuelos de la Cuenca de Cañadón Asfalto posiblemente se encuentren en el

límite entre el cinturón Sur Cálido Semiárido, interpretado previamente por [Lizzoli et al. \(2021\)](#), y el cinturón Sur Templado Húmedo; mientras que, los paleosuelos de la Cuenca del Golfo San Jorge, se encontrarían dentro del cinturón Sur Templado Húmedo ([Fig. 8.3–Fig. 8.4](#)).

Desde el punto de vista geográfico, los paleosuelos estudiados en la Cuenca Austral-Magallanes (~54° paleolatitud sur) estarían ubicados dentro del cinturón Cálido Húmedo de Latitudes Medias ([Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003](#)). Sin embargo, trabajos previos en los paleosuelos de la Formación Mata Amarilla ([Varela et al., 2018](#)), unidad equivalente y localizada muy cerca a los paleosuelos estudiados en la presente tesis (ver sección 7.8), indican que el clima habría sido templado húmedo subtropical con estacionalidad en las precipitaciones, donde los valores de *MAT* fueron de $12 \pm 2,1$ °C y los valores de *MAP* fueron de 1404 ± 108 mm/año. Estos autores modifican los límites entre el cinturón Cálido Húmedo de Latitudes Medias y el cinturón Sur Templado Húmedo de Latitudes Altas y ubican a los paleosuelos estudiados (~60° paleolatitud sur) en el límite entre ambos cinturones. En la presente tesis se recalculó la paleolatitud y la Formación Mata Amarilla se ubica aproximadamente a los 54° de paleolatitud sur.

El cinturón Sur Templado Húmedo de Latitudes Altas está caracterizado, en el Hemisferio Norte, por condiciones cálidas y húmedas generalizadas con vegetación e insectos termófilos moderados junto a restos de dinosaurios y depósitos de carbón y lignito ([Chumakov, 1995; Spicer y Skeleton, 2003](#)). En coincidencia con las interpretaciones de [Varela et al. \(2018\)](#), los paleosuelos de la presente tesis, en la Cuenca Austral-Magallanes estarían ubicados en el límite entre el cinturón Cálido Húmedo de Latitudes Medias y el cinturón Sur Templado Húmedo de Latitudes Altas ([Fig. 8.3–Fig. 8.4](#)).

8.3.2. Reconstrucciones paleoclimáticas para el Hemisferio Norte

Los datos bibliográficos del Hemisferio Norte provienen en su mayoría de paleosuelos estudiados dentro del *Cretaceous Western Interior Basin*, de los Estados Unidos (ubicada entre los 28° y los 54° paleolatitud norte). Aunque también se obtuvieron datos de paleosuelos del sureste del Tibet, en China, ubicados aproximadamente a 15° paleolatitud norte ([Shang et al., 2016](#)). A continuación se detallan brevemente, desde paleolitudes bajas a altas, los tipos de paleosuelos y sus procesos pedogenéticos asociados y las reconstrucciones paleoclimáticas obtenidas junto con la metodología empleada en cada caso.

Ubicado en el cinturón Norte Cálido Árido (~15° paleolatitud norte), [Shang et al. \(2016\)](#) estudiaron los paleosuelos desarrollados en el sureste del Tibet, en China. Los paleosuelos

referidos corresponden al Cenomaniano y al límite Cenomaniano–Turoniano (Fig. 8.4). En este trabajo se estudiaron 1200 m de depósitos aluviales compuestos por conglomerados clasto sostén, areniscas gijarrosas rojizas con estratificación entrecruzada y niveles de paleosuelos con nódulos de carbonatos. Los perfiles de paleosuelos tenían entre 1,5 y hasta 8 m de potencia y se identificaron en base a su litología (arcilla limosa), ausencia de estratificación y la presencia de nódulos de carbonato, rizolitos, bioturbación, moteados y agregados de suelo. Los carbonatos se encontraron como nódulos discretos entre 1 y 5 cm de diámetro. Bajo difracción de rayos X, las muestras de nódulos de carbonato consistieron en calcita, cuarzo y en menor medida, minerales de las arcillas. Bajo microscopio los nódulos se encontraban dominados por una masa basal micrítica con preservación de materia orgánica. Los paleosuelos fueron clasificados como Calcisoles. Como metodología se aplicó la paleotermometría de isótopos de carbonato y la paleobarometría de CO₂ en los carbonatos pedogenéticos. Esto se basa en la relación que existe entre los isótopos (¹³C y ¹⁸O) de los carbonatos y la temperatura. La abundancia relativa de los isótopos se registra mediante la variable Δ_{47} . Las temperaturas de formación del carbonato se pueden calcular a partir de calibraciones que la relacionan con la variable Δ_{47} . Esta metodología permite obtener la temperatura de formación de los carbonatos y también permite calcular la $\delta^{18}\text{O}$ del agua en donde se formó el carbonato. La temperatura del suelo derivada de Δ_{47} ($\Delta_{47}\text{-T}$) y las reconstrucciones de $p\text{CO}_2$ revelan que las temperaturas medias de verano a $\sim 15^\circ$ paleolatitud norte fueron de $\sim 35^\circ\text{C}$ con niveles estimados de $p\text{CO}_2$ de ~ 614 ppmV durante el Cenomaniano, seguido de un calentamiento de $\sim 11^\circ\text{C}$ coincidiendo con un aumento de los niveles de $p\text{CO}_2$ en $>40\%$ en el límite Cenomaniano–Turoniano. Durante el Turoniano, los valores de $\Delta_{47}\text{-T}$ y $p\text{CO}_2$ cayeron a $\sim 44^\circ\text{C}$ y ~ 775 ppmV, respectivamente (Shang et al., 2016).

En el trabajo de Ufnar et al. (2008) se estudiaron los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en esferosideritas encontradas en paleosuelos cenomanianos en la *Western Interior Basin* en Estados Unidos. Allí se obtuvieron valores de paleoprecipitaciones medias anuales. Para los 25° paleolatitud norte, en la Formación *Lower Tuscaloosa* (suroeste de *Mississippi*), se obtuvieron precipitaciones medias anuales de 1400 mm/año indicando condiciones húmedas. Los paleosuelos de la Formación *Lower Tuscaloosa* están dominados por una fábrica-b estriada con revestimientos y rellenos de arcilla, que en algunos casos se encuentran fracturados. Las esferosideritas presentan aros de oxidación y varían el tamaño de diámetro entre 1 a 1,75 mm (Fig. 8.4). Para los 35° paleolatitud norte, en la Formación *Dakoya Rose Creek Pit* (*Faarbuy Nebraska*), las

precipitaciones medias anuales se infirieron alrededor de 1600 mm/año. Los paleosuelos de la Formación *Dakoya Rose Creek Pit* presentan una fábrica-b estriada, con revestimientos de arcilla discontinuos y fragmentados. Las esferosideritas se presentan como nódulos individuales de hasta 1 mm de diámetro (Fig. 8.4). Para los 45° paleolatitud norte, en la Formación *Dunvegan* (este de *British Columbia*), las precipitaciones medias anuales se infirieron entre los 3100 a 3600 mm/año indicando condiciones perhúmedas y se estimaron condiciones de MAT de alrededor de 19° C indicando condiciones templadas. Los paleosuelos de la Formación *Dunvegan* están caracterizados por una fábrica-b puntuada, con una matriz compuesta rojo oscuro con rizohalos gris verdoso claro. También presentan revestimientos y rellenos de arcilla. Los nódulos de esferosideritas presentan diámetros entre 0,25 y 0,5 mm (Fig. 8.4). Cabe aclarar que los valores obtenidos por el modelo de Ufnar et al. (2008) representan la tasa de precipitación potencial (PPR), es decir que indican la cantidad de precipitación que podría ocurrir en promedio si la atmósfera hubiera agotado su humedad. Si bien estos valores no son reales, pueden proporcionar una referencia a partir de la cual se puede comparar los valores modernos con los del registro. Teniendo en cuenta lo detallado anteriormente, y una estimación de MAT de 19,1° C para los 45° paleolatitud norte, los valores indicarían una PPR entre 3100 y 3600 mm/año (Ufnar et al., 2008).

Con las mismas metodologías, estudiando esferosideritas en paleosuelos, White et al. (2001) obtuvo valores de precipitación media anual entre 2500 mm/año para los 28° paleolatitud norte y hasta 4100 mm/año para los 54° paleolatitud norte (White et al., 2001). Por su parte Ufnar et al. (2002, 2004) obtuvo valores entre 2600 mm/año para los 28° paleolatitud norte y 3300 mm/año para los 54° paleolatitud norte (Ufnar et al., 2002, 2004).

8.3.1. Reconstrucción paleoclimática a nivel global comparando el Hemisferio Sur y Norte

Al realizar una comparación entre los paleosuelos descriptos previamente para el Hemisferio Norte y los resultados obtenidos en la presente tesis para el Hemisferio Sur, se puede observar una correlación en cuanto a tipos de paleosuelos, procesos pedogenéticos y reconstrucciones paleoclimáticas (Fig. 8.4).

En ambos Hemisferios es posible observar, variaciones desde paleolatitudes bajas a altas, en cuanto a los tipos de paleosuelos obtenidos. Para paleolatitudes bajas a medias, es posible

ver dominio de paleosuelos con procesos de carbonatación, vinculados a condiciones semiáridas a subhúmedas. Mientras que para paleolatitudes medias—altas de Patagonia, los procesos evidencian mayor disponibilidad de agua, vinculado a condiciones subhúmedas a húmedas. Tanto en el Hemisferio Sur como en el Norte se pudo determinar un pico hacia condiciones húmedas a perhúmedas, interpretado como un óptimo climático posiblemente asociado al límite Cenomaniano–Turoniano (Fig. 8.4b).

Los datos obtenidos en la presente tesis permiten entonces completar los modelos paleoclimáticos globales con datos del Hemisferio Sur. En términos generales se puede decir que hay una coincidencia entre las estimaciones paleoclimáticas previamente realizadas a nivel global con las obtenidas a partir de este trabajo, donde es posible reconocer la presencia de cinturones paleoclimáticos, con una expansión de los cinturones áridos desde el ecuador a los trópicos y un aumento de las precipitaciones hacia latitudes medias a altas.

En coincidencia con lo planteado por Hasegawa et al. (2012), los depósitos fluvio-eólicos y los tipos de paleosuelos encontrados en la Cuenca Neuquina (43° 30' paleolaltitud sur) corroboran la migración de los cinturones subtropicales de alta presión hacia latitudes cada vez más altas también para el Hemisferio Sur, lo que muestra una simetría de ambos Hemisferios respecto al Ecuador. En tanto que el aumento en la tasa de precipitaciones pudo corroborarse desde la Cuenca de Cañadón Afalto hasta la Cuenca Austral-Magallanes (desde los 48 hasta los 60° de paleolaltitud sur). Además se pudo corroborar un aumento en las condiciones tanto de temperatura como de precipitaciones hacia el límite Cenomaniano–Turoniano.

Al comparar los resultados obtenidos para el Hemisferio Sur con los publicados previamente para el Hemisferio Norte, se puede observar que los valores son ligeramente menores en cuanto a las precipitaciones medias anuales y una estacionalidad más marcada para los del Hemisferio Sur. Estas diferencias pueden deberse a varias causas, por un lado el hecho que las metodologías empleadas para obtener los valores de climofunciones fueron diferentes, sobre todo cabe aclarar que los valores obtenidos en los trabajos de Ufnar et al. (2008) reflejan valores de precipitación potencial, por lo que al indicar la máxima precipitación posiblemente sean una de las razones por la cual las precipitaciones medias anuales son mayores a las del Hemisferio Sur. Otra de las razones puede tener que ver con la diferente distribución de las masas continentales, en el caso del *Western Interior Sea*, la Cuenca se encontraba rodeada por grandes mares epicontinentales a diferencia de la situación que

presentan las cuencas de Patagonia. Es posible pensar que esos mares epicontinentales podrían tener un rol en el control de las temperaturas, generando un buffer que amortigua esas diferencias estacionales, y también de las tasas de precipitación.

Cabe aclarar que las precipitaciones mostradas en la presente tesis fueron obtenidas a partir de climofunciones que indican promedios anuales. Por lo que estudios futuros podrían focalizarse en analizar la variación estacional tanto en la distribución de las precipitaciones como en estimaciones más precisas de temperaturas, para continuar ajustando las climofunciones empleadas así como los modelos paleoclimáticos globales planteados.

8.4. PODRÁ LA HUELLA ACTUAL DE CO₂ REESTABLECER EL GREENHOUSE DEL CENOMANIANO?

“Can human force a return to a “Cretaceous” climate?” Es el título de una publicación realizada por William Hay en la revista *Sedimentary Geology* en el 2011 (Hay, 2011). ¿Existe un escenario análogo ante el posible actual incremento del calentamiento global? ¿Es posible pensar que las condiciones de *greenhouse* globales del Cretácico medio podrían reestablecerse en el futuro? ¿Es posible que las perturbaciones en los niveles de CO₂ atmosféricos actuales, o “la huella de CO₂ generada por el hombre”, lleven al planeta a condiciones climáticas *equables*?

Recientemente, el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) concluyeron que las tasas actuales de calentamiento global son “muy posiblemente” aceleradas por el hombre como resultado del incremento de las emisiones de gases invernadero o *greenhouse*, en particular de CO₂ (Alley et al., 2007). Los modelos climáticos y las emisiones de carbono antropogénicas proyectadas sugieren una tendencia de aumento de entre 1 y 6° C de temperatura media para el año 2100 (Alley et al., 2007).

Para pensar en este retorno a las condiciones de *greenhouse* del Cenomaniano, Hay, (2011) propone primero establecer las condiciones de la Tierra durante el Cretácico y las condiciones de la Tierra actuales, es decir conocer las temperaturas del Cretácico, conocer las causas del calentamiento global y conocer las tasas de cambio climático actual. Con esto, finalmente, preguntarse si sería posible que las perturbaciones humanas en el clima lleven a la

Tierra actual a condiciones similares a las que imperaron durante el *greenhouse* del Cenomaniano.

Como se menciona en la sección 8.1, los gradientes latitudinales de temperatura entre el ecuador y los polos son uno de los aspectos más importantes para entender el clima *equable* del Cretácico medio y el clima actual (Zhang et al., 2019).

Las posibles causas del clima *equable* son: 1. Reducción del albedo forzado por el hielo en las regiones polares; 2. Un transporte de energía más eficiente por la atmósfera y el océano; y 3. Aumento en las concentraciones de gases de tipo *greenhouse* (Hay, 2011). Hoy en día, existe un consenso generalizado en que el mayor elemento de control en el clima *equable* del Cretácico medio fue el incremento en las concentraciones de gases *greenhouse*, dominado por CO₂ (e.g., Barron y Washington, 1984, 1985; Hay, 2011).

Se cree que las concentraciones de CO₂ en la atmósfera del Cretácico medio eran entre 2 y 8 veces el nivel preindustrial de 280 ppmv (Hay, 2011). Las variaciones del CO₂ atmosférico se conocen a partir de datos de testigos de hielo del Cuaternario. Las tasas máximas de cambio son del orden de 1 ppmv por siglo. Se cree que los niveles atmosféricos de gases *greenhouse* cambiaron más rápidamente, posiblemente hasta 100 ppmv por siglo, durante el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM). La tasa de cambio moderna es superior a 200 ppmv por siglo y va en aumento. Los seres humanos ya han quemado combustibles fósiles que contienen alrededor de 300 Gigatoneladas de carbono. Al ritmo actual de quema de combustibles fósiles, los niveles atmosféricos de CO₂ alcanzarán 2 veces el nivel preindustrial alrededor del año 2070. Con la quema continua de las 5000 Gigatoneladas restantes de reservas de carbono en combustibles fósiles, la atmósfera alcanzará 8 veces el nivel preindustrial poco después del año 2300 (Hay, 2011).

Una vez introducido en la atmósfera, el CO₂ permanecerá durante decenas a cientos de miles de años. La capacidad del océano para absorber CO₂ disminuye a medida que se absorbe y el océano se calienta (Hay, 2011). La fijación por el plancton y la disolución de CaCO₃ en sedimentos ayudarán a reducir los niveles de CO₂ en la atmósfera, pero aún no se han producido modelos biogeoquímicos verdaderamente realistas (Hay, 2011).

Además del aumento de las concentraciones de gases *greenhouse* en la atmósfera, un retorno a las condiciones climáticas similares a las del Cretácico medio requeriría polos sin hielo y grandes cambios en la circulación atmosférica y oceánica (Hay, 2011).

Trabajos similares del máximo térmico del Mioceno medio también plantean la posibilidad de utilizar a los paleosuelos como paleo-análogos para el cambio climático futuro (Metzger, 2013; Steinhorsdottir et al., 2021). Debido a las condiciones particulares que imperaron en intervalos de *greenhouse* durante la historia de la Tierra, es que estos períodos pueden ser utilizados como posibles análogos para entender o predecir las condiciones futuras debido al cambio climático antropogénico. Por lo que aumentar el entendimiento de cómo los sistemas de la Tierra operaron bajo diferentes condiciones puede permitir responder preguntas a futuro (Steinhorsdottir et al., 2021). En estos trabajos se plantea cómo a partir de paleosuelos del Mioceno medio es posible entender los efectos del cambio climático en los suelos y en los ecosistemas del máximo térmico del Mioceno medio (Metzger, 2013). Allí se plantean cómo podrían ser los cambios esperados en los suelos a partir del cambio climático generado por el hombre. Las reconstrucciones apuntan a tener condiciones templadas y húmedas en el sur de Argentina, sur de Australia y Nueva Zelanda y condiciones áridas hacia el norte de Asia (Metzger, 2013).

A partir de todo lo expuesto, Hay (2011) concluye que un retorno a condiciones climáticas parecidas a las del Cretácico medio son entonces probables, a menos que se pueda organizar una campaña eficaz para detener las emisiones de CO₂ a la atmósfera y eliminar parte del exceso de CO₂ que ya se ha introducido.

Christensen et al. (2007) predicen un aumento general de las tierras emergidas, aridez en los subtrópicos y un incremento en las precipitaciones a latitudes altas y en parte de los trópicos. Entonces a medida que progrese el calentamiento global, la distribución de las precipitaciones comenzará a desplazarse hacia latitudes cada vez más altas.

Por lo que es posible pensar que climas templados húmedos migren hacia latitudes medias—altas, y posiblemente los suelos que hoy dominan en la Patagonia Austral como Andisoles y Aridisoles (Soil Taxonomy, 2015) migren hacia suelos con mayor disponibilidad de agua como Inceptisoles, Alfisoles o Vertisoles (Soil Taxonomy, 2015). Mientras que climas áridos podrían expandirse hacia los trópicos.

A partir del presente trabajo de tesis doctoral se deja registro de los tipos de paleosuelo, los procesos pedogenéticos y los factores formadores de suelo que tuvieron lugar en los depósitos continentales cenomanianos en las cuencas del Sur de Sudamérica para las condiciones de *greenhouse* globales que imperaron durante el Cretácico. A partir de esto se puede pensar cómo podrían ser los futuros suelos que van a tener lugar si el actual calentamiento global continúa.

09

CONCLUSIONES



El objetivo de la presente tesis doctoral consistió en entender cuál fue la relación entre los procesos pedogenéticos y los factores formadores de suelo (material parental, clima, topografía, organismos y tiempo) durante el estadio de *greenhouse* del Cenomaniano en función de los cambios latitudinales en el sur de Sudamérica, por lo que se estudiaron los paleosuelos registrados en los depósitos continentales de edad cenomaniana, aflorantes en distintas cuencas de Patagonia, ubicadas en paleolatitudes medias y medias-altas.

A continuación se enumeran las principales conclusiones y consideraciones finales del presente trabajo:

- En el norte de Patagonia, para paleolatitudes medias (43° 30' paleolatitud sur) se estudiaron los paleosuelos de las formaciones Candeleros (FC) y Huincul (FH) en el sur de la Cuenca Neuquina:
 - Se identificaron cinco asociaciones de facies (depósitos de canal [AF1], depósitos de flujos fluviales no confinados [AF2], depósitos de planicie de inundación [AF3], depósitos de dunas eólicas [AF4] y depósitos de interdunas húmedas [AF5]) y cinco pedotipos asociados: Entisoles cálcicos (CN-P1), Vertisoles (CN-P2), Inceptisoles vérticos (CN-P3a), Inceptisoles hidromórficos (CN-P3b), Vertisoles cálcicos (CN-P4) e Inceptisoles típicos (CN-P5).
 - Se determinó un ambiente mixto fluvio-eólico para la FC y fluvial para la FH, ambos con paleosuelos asociados.
 - Los procesos pedogenéticos dominantes fueron la vertisolización y la carbonatación junto con el hidromorfismo y la bioturbación para la FC, mientras que para la FH, en orden decreciente de intensidad, fueron el hidromorfismo, la argiluvación, la bioturbación y la vertisolización.
 - Se definió una paleocronotoposecuencia en la sección inferior de la FC, donde se observó una variación desde Entisoles cálcicos a Inceptisoles vérticos e hidromórficos y Vertisoles. En las secciones media y superior de FC y FH, las variaciones en el tipo de paleosuelo estuvieron vinculadas a variaciones de los subambientes sedimentarios y de los factores de formación.
 - El material parental de ambas unidades fueron areniscas silicoclásticas. El drenaje resultó en paleosuelos bien drenados para la FC y moderadamente bien drenados para la FH. El tiempo de desarrollo fue moderado con

evidencias de bioturbación tanto de flora como de fauna para ambas unidades. Las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la FC variaron de templadas semiáridas a templadas subhúmedas, con estacionalidad en las precipitaciones mientras que durante la depositación de la FH fueron templadas subhúmedas con una estacionalidad en las precipitaciones.

- En paleolatitudes medias ($\sim 48^\circ$ paleolatitud sur), se estudiaron los paleosuelos correspondientes a los miembros Puesto La Paloma (MPLP), Cerro Castaño (MCC) y Las Plumas (MLP) de la Formación Cerro Barcino en la Cuenca de Cañadón Asfalto:
 - Se identificaron seis asociaciones de facies (depósitos piroclásticos de caída [AF1], depósitos de flujo de detritos no canalizados gravosos [AF2], depósitos canalizados gravosos [AF3], depósitos canalizados arenosos [AF4], depósitos en manto no confinados [AF5] y depósitos finos con pedogénesis [AF6]) y cinco pedotipos (Inceptisoles [CCA-P1], Vertisoles cálcicos [CCA-P2], Inceptisoles cálcicos [CCA-P3], Inceptisoles cálcicos [CCA-P4], Entisoles [CCA-P5]).
 - Se determinó un ambiente aluvial para el MPLP, fluvial para el MCC y aluvial para el MLP, con importante aporte volcánico.
 - Los procesos pedogénéticos fueron, en orden decreciente de intensidad, la iluviación de ceolitas, la carbonatación, el hidromorfismo, la vertisolización, la iluviación de sílice y la bioturbación para el MPLA; la carbonatación, el hidromorfismo y la bioturbación para el MCC; y la iluviación de sílice, el hidromorfismo, la vertisolización y la bioturbación para el MLP.
 - El material parental de las unidades estudiadas fueron depósitos volcánico-clásticos. El drenaje resultó en paleosuelos moderado a bien drenados para el MPLP y MCC y drenaje deficiente para el MLP. El tiempo de desarrollo de los paleosuelos fue relativamente bajo a moderado para los MPLP y MCC y relativamente bajo para el MLP. Las unidades presentaron evidencias de bioturbación por fauna y flora. Las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de los MPLP, MCC y MLP fueron templadas subhúmedas con una estacionalidad en la distribución de las precipitaciones.

- En paleolatitudes medias ($\sim 51^\circ$ paleolatitud sur), se estudiaron los paleosuelos de las formaciones Bajo Barreal (FBB) y Laguna Palacios (FLP) en el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge.
 - La Sección A de la FBB se caracteriza por depósitos aluviales (Paredes et al., 2018) con desarrollo de Alfisoles vérticos (CGSJ-P1) y Vertisoles (CGSJ-P2). En el contacto entre ambas secciones (*marker bed*) se registró el desarrollo de un frente de meteorización con la formación de Ultisoles (CGSJ-P3). La Sección B se caracteriza por depósitos aluviales (Paredes et al., 2018) tuvo desarrollo de Inceptisoles hidromórficos (CGSJ-P4) y en menor medida por Ultisoles (CGSJ-P3).
 - Para la FLP se identificaron tres asociaciones de facies (depósitos aluviales proximales [AF1], depósitos aluviales medio-distales [AF2] y depósitos de caída de ceniza [AF3]) y tres pedotipos (Entisoles cálcicos [CGSJ-P51a], Entisoles síliceos [CGSJ-P5b] y Alfisoles [CGSJ-P6]). Esta unidad se asoció a un ambiente de abanicos aluviales.
 - Los procesos pedogenéticos dominantes, en orden decreciente de intensidad, fueron la iluviación de arcillas, la vertisolización, el hidromorfismo, la lixiviación y la bioturbación, mientras que para la FLP fueron la iluviación de sílice y la carbonatación junto con la bioturbación.
 - El material parental para la FBB fueron pelitas siliclástica para la Sección A y pelitas tobáceas para la Sección B, y para la FLP fueron rocas volcánicas. El drenaje resultó en paleosuelos con condiciones de drenaje deficiente para la FBB y en paleosuelos bien drenado para la FLP. El tiempo de desarrollo fue alto para los Ultisoles de la FBB mientras que fue entre muy bajo y moderado para la FLP. Ambas unidades presentan evidencias de bioturbación por flora y fauna. Las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la FBB variaron desde templadas subhúmedas a húmedas con estacionalidad en la distribución de las precipitaciones en la Sección A, hacia condiciones templadas húmedas a perhúmedas en la Sección B, mientras que durante la depositación de la FLP fueron templadas subhúmedas con estacionalidad en las precipitaciones.

- En el sur de Patagonia, en paleolatitudes medias–altas (~54° paleolatitud sur), se estudiaron los paleosuelos de la Formación Puesto El Moro (FPM) en la Cuenca Austral-Magallanes.
 - La unidad se dividió informalmente por [Varela et al. \(2019\)](#) en tres secciones, donde la sección inferior se interpreta como un ambiente estuárico y litoral con desarrollo de Histosoles hidromórficos (CA-P1), la sección media como un ambiente fluvial de moderada a alta sinuosidad con desarrollo de Alfisoles (CA-P2), y la sección superior como un ambiente fluvial distributivo con desarrollo de Vertisoles hidromórficos (CA-P3).
 - Los procesos pedogenéticos dominantes fueron el hidromorfismo, la bioturbación y la vertisolización para los Histosoles hidromórficos; la argiluviación, el hidromorfismo y la bioturbación para los Alfisoles; y la vertisolización, el hidromorfismo y la carbonatación para los Vertisoles hidromórficos.
 - El material parental de la FPM fueron areniscas silicoclásticas. El drenaje resultó en paleosuelos de muy pobremente a pobremente drenados para los Histosoles hidromórficos y moderadamente bien drenados para los Alfisoles y los Vertisoles hidromórficos. El tiempo de desarrollo resultó relativamente corto para los Histosoles hidromórficos, moderado para los Alfisoles y los Vertisoles hidromórficos. La FPM presenta evidencias de bioturbación tanto por la fauna como por la flora. Las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la FPM fueron templadas húmedas con una estacionalidad en las precipitaciones.

- Los datos obtenidos en la presente tesis doctoral, a partir del uso de paleosuelos como *proxies* paleoclimáticos, permitieron realizar una reconstrucción paleoclimática para distintas paleolatitudes en el Hemisferio Sur. Para los 43° 30' paleolatitud sur, los paleosuelos de la Cuenca Neuquina coincidiría con la propuesta de un cinturón Sur Cálido Semiárido. Entre los ~48° y ~51° paleolatitud sur, los paleosuelos de las cuencas de Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge, se encontrarían dentro del cinturón Cálido Húmedo de Latitudes Medias. Por último para los ~54° paleolatitud sur, los paleosuelos de la Cuenca Austral-Magallanes se ubicarían entre los límites de los

cinturones Sur Cálido Húmedo de Latitudes Medias y Sur Templado Húmedo de Latitudes Altas.

- La comparación realizada entre los paleosuelos del Hemisferio Norte y los resultados obtenidos en la presente tesis, para el Hemisferio Sur, permitieron observar una correlación entre los tipos de paleosuelos, los procesos pedogenéticos y las reconstrucciones paleoclimáticas. En ambos hemisferios fue posible observar, variaciones desde paleolatitudes medias, con paleosuelos con procesos de carbonatación, vinculados a condiciones semiáridas a subhúmedas hasta paleolatitudes medias–altas, donde los procesos evidencian cada vez mayor disponibilidad de agua, vinculada a condiciones subhúmedas a húmedas. Por lo tanto, se puede inferir una coincidencia entre las estimaciones paleoclimáticas preestablecidas y las obtenidas en la presente tesis, en las cuales se observa un claro aumento en las precipitaciones desde paleolatitudes medias a medias–altas.
- Ante el actual incremento del calentamiento global es posible pensar en un incremento en las precipitaciones hacia latitudes medias–altas a altas y un desplazamiento de la aridez hacia los trópicos. Por lo que sería posible pensar en futuros mapas climáticos globales con una distribución de cinturones climáticos y de suelos similar a los que imperaron durante el *greenhouse* del Cretácico medio.

BIBLIOGRAFÍA



BILIOGRAFÍA

- Adams, J.A., Campbell, A.S., Cutler, E.J.B., 1975. Some properties of a chronotoposequence of soils from granite in New Zeland, 1. Profile weights and general composition. *Geoderma* 13, 23–40
- Adams, J.S., Kraus, M.J., Wing, S.L., 2011. Evaluating the use of weathering indices for determining mean annual precipitation in the ancient stratigraphic record. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 309, 358–366.
- Adamson, K., Candy, I., Whitfield, L., 2015. Coupled micromorphological and stable isotope analysis of Quaternary calcrete development. *Quaternary Research*, 84 (2), 272–286.
- Ahmad, N., Mermut, A. (Eds.), 1996. *Vertisols and technologies for their management*. Elsevier.
- Alexander, E.B., 2009. A comment on the Zonal, Intrazonal, and Azonal conceptos and Serpentine Soils. *Madroño*, 56 (1), 57.
- Allard, J.O. 2015. *Arquitectura, estilos fluviales y controles externos sobre la sedimentación continental del Cretácico en la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut*. Tesis Doctoral Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Facultad de Ciencias Naturales (inérita), 526 pp., Comodoro Rivadavia.
- Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. 2010. Variable response and depositional products of fluvial-alluvial fan systems in pyroclastic-rich successions: Cerro Barcino Formation (Cretaceous) of the Cañadón Asfalto basin, Central Patagonia, Argentina. 18th International Sedimentological Congress, Resúmenes: 101, Mendoza.
- Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. 2012. Un test sedimentológico para establecer el límite entre las cuencas de Cañadón sfalto y del Golfo San Jorge durante la depositación del Grupo Chubut (Cretácico): Implicancias paleogeográficas de datos de paleoflujo. XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 241–242, Salta
- Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. 2014. Depósitos aluviales de la Formación Cerro Barcino en el borde oriental de la Cuenca de Cañadón Asfalto: interpretación paleoambiental, evolución temporal y evidencias de actividad tectónica sinsedimentaria. XIX Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: T1–2, Córdoba
- Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. 2015. Conexión cretácica entre las cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto (Patagonia): paleogeografía, implicancias tectonoestratigráficas y su potencial en la exploración de hidrocarburos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72, 21–37.
- Allard, J., Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Buetti, S. y Sánchez, F., 2021a. Estructura y tectónica de las cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto. En Giacosa R. (ed.), *Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut*.
- Allard, J.O., Foix, N., Urrez, N., Cuello, M.J., 2021b. Edades U-Pb del Grupo Chubut en el Codo del Río Senguerr, Cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia Extraandina): Calibración cronoestratigráfica e impacto en el análisis del sistema petrolero. En *Relatorio del XI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*.
- Alley, R., Berntsen, T., Bindhoff, N.L., Chen, Z., Chidthaisong, A., Friedlingstein, P., Gregory, J., Hegerl, G., Heimann, M., Hewitson, B., Hoskins, B., Joos, F., Jouzel, N., Overpeck, J., Qin, D., Raga, G., Ramaswamy, V., Ren, J., Rusticucci, M., Solomon, S., Somerville, R., Stocker, T., Stott, P., Stouffer, R., Whetton, P., Wood, R.A, Wratt, D., 2007. *Climate Change 2007: The Physicl Sciences Basis: Summary for Policymakers: IPCC Secretariat*, Geneva.
- Alonso-Zarza, A.M., 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126 (1–4), 177– 191

- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sciences Review* 60, 261–298.
- Alonso-Zarza, A.M., Sanz, M.E., Calvo, J.P., Estévez, P., 1998. Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin: evidence for the origin of *Microcodium*. *Sedimentary Geology* 116 (1–2), 81–97
- Andreis, R.R., 2001. Paleocology and environments of the Cretaceous sedimentary basins of Patagonia (southern Argentina). In VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Buenos Aires, Argentina: Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial (Vol 7, pp. 7–14).
- Anselmi, G., Gamba, M.T., Panza, J. L., 2004. Hoja Geológica 4369-IV, Los Altares, provincia de Chubut. Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 313, 70 pp.
- Apestequía, S., Carballido, J.L., 2014. A new eilenodontine (Lepidosauria, Sphenodontidae) from the Lower Cretaceous of central Patagonia. *Journal of Vertebrate Paleontology* 34 (2), 303–317.
- Apestequía, S., Agnolín, F., Claeson, K., 2007. Review of Cretaceous dipnoans from Argentina (Sarcopterygii, Dipnoi) with description of new species. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 9 (1), 27–40
- Apestequía, S., Veiga, G.D., Sanchez, M.L., Argüello-Scotti, A., Candia-Halupczok, D.J., 2016. Kokorkom, el desierto de los huesos: Grandes dunas eólicas en la Formación Candeleros (Cretácico Superior), Patagonia Argentina. *Ameghiniana*, 54 (7).
- Arbe, H.A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Universidad de Buenos Aires (Tesis doctoral, inédito).
- Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino* (Vol 1, pp. 103–128). El Calafate Buenos Aires.
- Arbe, H. A., Hechem, J., 1984. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, lago Argentino. En IX Congreso Geológico Argentino Actas (Vol. 7, pp. 124–158).
- Arbe, H.A., Fernández Bell Fano, F., 2002. Formación Springhill en el área costa afuera. *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas*, 75–89.
- Archangelsky, S., Bellosi, E.S., Jalfin, G.A., Perrot, C., 1994. Palynology and alluvial facies from the mid-Cretaceous of Patagonia, subsurface of San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 15 (2), 127–142.
- Archangelsky, A., Andreis, R.R., Archangelsky, S., Artabe, A., 1995. Cuticular characters adapted to volcanic stress in a new Cretaceous cycad leaf from Patagonia, Argentina. Considerations on the stratigraphy and depositional history of the Baqueró Formation. *Review of Paleobotany and Palynology* 89 (3–4), 213–233.
- Archangelsky, A., Archangelsky, S., Poiré, D., Canessa, N., 2008. Registros palinológicos en la Formación Piedra Clavada (Albiano) en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, 10 (2), 185–198
- Ardolino, A.A., Franchi, M.R., 1993. El vulcanismo cenozoico de la meseta de Sumún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, IV Mendoza, Argentina, Asociación Geológica Argentina (pp. 225–235)
- Argañaz, E., Grellet-Tinner, G., Fiorelli, L.E., Krause, J.M., Rauhut, O.W., 2013. Huevos de saurópodos del Aptiano-Albiano, Formación Cerro Barcino (Patagonia, Argentina): un enigma paleoambiental y paleobiológico. *Ameghiniana* 50 (1), 35–50.

- Ashley, G.R., Driese, S.G., 2000. Paleopedology and paleohydrology of a volcanoclastic paleosol: Implications for Early Pleistocene paleoclimate record, Olduvai Gorge, Tanzania. *Journal of Sedimentary Research* 70, 1065–1080.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. Zucchi, H.E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica* 6, San Miguel de Tucumán: 319–345
- Barreda, V., Achangelsky, S., 2006. The southernmost record of tropical pollen grains in the mid-Cretaceous of Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 27 (6), 778–787.
- Barron, E.J., 1983. A warm equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth-Sciences Review* 19, 305–338.
- Barron, E.J., Washington, W.M., 1984. The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 89 (D1), 1267–1279.
- Barron, E.J., Washington, W.M., 1985. Warm Cretaceous climates: High atmospheric CO₂ as a plausible mechanism. *The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations archean to present*, 32, 546–553.
- Barron, E.J., Hay, W.W., Thompson, S., 1989. The hydrologic cycle: a major variable during Earth history. *Global and Planetary Change* 1 (3), 157–174
- Basilici, G., Dal Bó, P.F.F., 2010. Anatomy and controlling factors of a Late Cretaceous aeolian sand sheet: the Marília and the Adamantina formations, NW Bauru Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 226, 71–93.
- Basilici, G., Dal Bó, P.F.F., Ladeira, F.S.B., 2009. Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (north-west Bauru Basin, Brazil). *Sedimentology* 56, 1876–1904
- Basilici, G., Dal Bó, P.F.F., Oliveira, E.F., 2016. Distribution of palaeosols and deposits in the temporal Evolution of a semi-arid fluvial distributary system (Bauru Group, Upper Cretaceous, SE Brazil). *Sedimentary Geology* 341, 245–264.
- Basilici, G., Colombera, L., Soares, M.V.T., Arévalo, O.J., Mountney, N.P., Lorenzoni, P., Janočko, J., 2022. Variations from dry to aquatic conditions in Vertisols (Esplugafreda Formation, Eastern Pyrenees, Spain): Implications for late Paleocene climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 595, 110972.
- Bedatou, E., Melchor, R.N., Bellosi, E., Genise, J.F., 2008. Crayfish burrows from Late Jurassic–Late Cretaceous continental deposits of Patagonia: Argentina. Their palaeoecological, palaeoclimatic and palaeobiogeographical significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257 (1-2), 169–184.
- Bellardini, F., Filippi, L.S., Garrido, A.C., Carballido, J.L., Baiano, M. A., 2022. Nuevos restos de Rebaquisáuridos desde la Formación Huincul (Cenomaniano medio–Turoniano temprano) del centro de la Cuenca Neuquina, Patagonia, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 22 (2), 1–24.
- Bellosi, E.S., Scitutto, J.C., 2002. Laguna Palacios Formation (San Jorge Basin, Argentina): an upper cretaceous loess-paleosol sequence from Central Patagonia. *Resúmenes de la 9a Reunión Argentina de Sedimentología*, 15.
- Bice, K.L., Huber, B.T., Norris, R.D., 2003. Extreme polar warmth during the Cretaceous greenhouse? Paradox of the late Turonian $\delta^{18}O$ record at Deep Sea Drilling Project Site 511. *Paleoceanography* 18 (2).

- Bice, K.L., Birgel, D., Meyers, P.A., Dahl, K.A., Hinrichs, K.U., Norris, R.D., 2006. A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO₂ concentrations. *Paleoceanography* 21 (2).
- Birkeland, P.W., 1999. Soils and Geomorphology (Book Review). *The Geographical Bulletin* 41 (2), 121.
- Biscaye, P., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society American Bulletin* 76, 803–832.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research* 64 (3a), 450–489.
- Bodin, S., Meissner, P., Janssen, N.M.M., Steuber, T., Mutterlose, J., 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous. *Global Planetary Change* 133, 238–253.
- Bonaparte, J.F., 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos.
- Bonaparte, J.F., Coria, R.A., 1993. Un nuevo y gigantesco saurópodo titanosaurio de la Formación Río Limay (Albiano-Cenomaniano) de la Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 30 (3), 271–282
- Bonaparte, J.F., Gasparini, Z., 1978. The sauropods of the Neuquén and Chubut Groups and their chronological relations. En VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén (Vol. 11, pp. 393–406).
- Bonaparte, J.F., Gasparini, Z.D., 1979. Los saurópodos de los grupos Neuquén y Chubut, y sus relaciones cronológicas. En Actas del VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén (Vol. 2, pp. 393–406).
- Bowman, V., 2015. Antarctic palynology and palaeoclimate—a review. *Bionature*, 35 (1–2), 1–6.
- Brea, M., Bellosi, E.S., Umazano, A.M., Krause, J.M., 2016. Aptian–Albian Cupressaceae (sensu stricto) woods from Cañadón Asfalto Basin, Patagonia Argentina. *Cretaceous Research* 58, 17–28.
- Bridge, J.S., 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Science Publishing, Oxford, p. 491.
- Bridge, J.S., Leeder, M.R., 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology* 26 (5), 617–644.
- Bridge, J.S., Jalfin, G.A., Georgieff, S.M., 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research* 70 (2), 341–359.
- Brindley, G.W., 1980. Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. In: *Minerogical Society, Monographs*, vol. 5. Oxford University Press, London, pp. 411e436.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. In: *Minerogical Society, Monographs*, vol. 5. Oxford University Press, London, p. 495
- Brown, L.F., Barcat, C., Fisher, L.W., Nevistic, A., 1982. Seismic stratigraphic and depositional systems analysis: new exploration approaches applied to the Gulf of San Jorge Basin, Argentina. In: *1st Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas*, pp. 127–156 (Mar del Plata)
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2002. Trace fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: implications for ichnofacies models of continental environments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 183 (1), 71–86.
- Bucher, J., López, M., García, M., Bilmes, A., D'Elia, L., Funes, D., Feo, R. y Franzese, J. 2018. Estructura y estratigrafía de un bajo neógeno del Antepaís Norpatagónico: el depocentro Paso del Sapo, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (3): 312–324.
- Bucher, J., Moyano Paz, D., López, M., D'Elia, L., Bilmes, A., Varela, A., Franzese, J., 2021. Tectonic vs. climate controls on the evolution of a miocene intermontane basin, Patagonian Andean foreland, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 110 (5), 1783–1804.

- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic Responses to Climatic Change*. United States: N, p. 1991.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications, p. 152.
- Buol, W.S., Southard, R.J., Graham, R.C., McDaniel, P.A., 2011. *Soil Genesis and Classifications*, sixth ed. Wiley-Blackwell, Oxford, p. 543.
- Bustillo, M.A., Bustillo, M., 2000. Miocene silcretes in argillaceous playa deposits, Madrid Basin, Spain: petrological and geochemical features. *Sedimentology* 47 (5), 1023–1037.
- Bustillo, M.A., Alonso-Zarza, A.M., 2007. Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 198 (3–4), 255–271.
- Bustillo, M.A., Plet, C., Alonso-Zarza, A.M., 2013. Root calcretes and uranium-bearing silcretes at sedimentary discontinuities in the Miocene of the Madrid basin (Toledo, Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83 (12), 1130–1146.
- Caldeira, K., Rampino, M.R., 1991. The mid-Cretaceous super plume, carbon dioxide, and global warming. *Geophysical Research Letters* 18 (6), 987–990.
- Calvo, J.O., 1991. Huellas de dinosaurios en la Formación Río Limay (Albiano- Cenomaniano?), Picún Leufú, Provincia de Neuquén, República Argentina. (Ornithischia-Saurischia: Sauropoda. Theropoda). *Ameghiniana* 28 (3–4), 241–258.
- Calvo, J.O., Bonaparte, J.F., 1990. *Andesaurus delgadoi* gen et sp. nov. (Saurischia- Sauropoda), dinosaurio Titanosauridae de la Formación Río Limay (Albiano- Cenomaniano), Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 28 (3–4), 303–310.
- Calvo, J.O., Lockley, M.G., 2001. The first pterosaur tracks from Gondwana. *Cretac. Res.* 22, 585–590.
- Calvo, J.O., Salgado, S., 1995. *Rebbachisaurus tessonei*, sp. nov. A new sauropoda from the Albian Cenomanian of Argentina; new evidence on the origin of the Diplodocidae. *Gaia* 11, 13–33.
- Canale, J.I., Scanferla, C.A., Agnolin, F.L., Novas, F.E., 2008. New carnivorous dinosaur from the Late Cretaceous of NW Patagonia and the evolution of abelisaurid theropods. *Naturwissenschaften* 96 (3), 409–414
- Canale, J. I., Scanferla, C. A., Agnolin, F. L., & Novas, F. E. (2009). New carnivorous dinosaur from the Late Cretaceous of NW Patagonia and the evolution of abelisaurid theropods. *Naturwissenschaften*, 96(3), 409-414.
- Canale, J.I., Ibiricu, L., Haluza, A., Casal, G., 2011. The continental Cenomanian of Patagonia: a comparison between the fossil vertebrate faunas of the Río Limay Subgroup (Neuquén Group) and the Bajo Barreal Formation (Chubut Group). *Ameghiniana* 48, R98.
- Candia Halupczok, D.J., Sánchez, M.L., Veiga, G.D., Apesteguía, S., Prámparo, M.B., 2016. Depósitos lacustres en sucesiones eólicas en el yacimiento paleontológico La Buitrera: Una contribución al conocimiento paleoambiental de la Formación Candeleros (Cretácico Superior). En: VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología–XV Reunión Argentina de Sedimentología, Santa Rosa, La Pampa, Argentina, 2016, vol. 49. En Abstracts Book.
- Candia Halupczok, D.J., Sánchez, M.L., Veiga, G.D., Apesteguía, S., 2018. Dinosaur tracks in the Kokorkom Desert, Candeleros Formation (Cenomanian, Upper cretaceous), Patagonia Argentina: implications for deformation structures in dune fields. *Cretaceous Research* 83, 194–206.
- Canessa, N.D., Poiré, D.G., Doyle, P., 2005. Estratigrafía de las unidades cretácicas de la margen norte del Lago Viedma, entre el Cerro Pirámides y la Estancia Santa Margarita, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. *La Plata, Actas del XVI Congreso Geológico Argentino*, v.16, p.157–164.
- Cantrill, D.J., Poole, I., 2012. *The vegetation of Antarctica through geological time*. Cambridge University Press.

- Carballido, J.L., Garrido, A.C., Canudo, J.I., Salgado, L., 2010. Redescription of *Rayososaurus agrioensis* Bonaparte (Sauropoda, Diplodocoidea), a rebachisaurid from the early Late Cretaceous of Neuquén. *Geobios* 43 (5), 493–502.
- Carballido, J.L., Pol, D., Otero, A., Cerda, I.A., Salgado, L., Garrido, A.C., Krause, J.M., 2017. A new giant titanosaur sheds light on body mass evolution among sauropod dinosaurs. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 284 (1860), 20171219.
- Carmona, R.P., Umazano, A.M., Krause, J.M., 2016. Estudio estratigráfico y sedimentológico de las sedimentitas portadoras de los titanosaurios gigantes del Albiano Tardío de Patagonia central, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 23 (2), 127–132.
- Cas, R.A., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient, a Geological Approach to Processes, Products and Successions*. Allen y Unwin, London, pp. 528.
- Casal, G., Candeiro, C.R.A., Martínez, R., Ivany, E., Ibiricu, L., 2009. Dientes de Theropoda (Dinosauria: Saurischia) de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Superior, Provincia del Chubut, Argentina. *Geobios* 42 (5), 553–560.
- Casal, G.A., Ollard, J.O., Foix, N., 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico del Cretácico superior en la Cuenca del Golfo San Jorge: nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (1), 77–95.
- Casal, G.A., Ibiricu, L.M., Martínez, R.D., 2021. Vertebrados continentales cretácicos del Grupo Chubut. En Giacosa R. (ed.) *Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut*, Capítulo D.7, p. 806–833.
- Cazau, L.B., Uliana, M.A., 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. En *Congreso Geológico Argentino (Vol. 3, pp. 131–163)*.
- Cebli, G.A. 1973. *Geología y estratigrafía de la región central del Chubut, al sur del río homónimo, entre Sa. de Cañadón Grande, Sa. Cuadrada, Sa. del Guanaco e inmediaciones de la Sa. Negra, Depto. de Paso de Indios, provincia del Chubut, Argentina*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inérita), 89 pp., Buenos Aires
- Cebli, G.A., Nakayama, C., Sciutto J.C. y Serraiotto, A.A. 1976. Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima. *IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 375–392*, Buenos Aires.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., V. Magaña Rueda, Mearns, L., Menéndez, C.G., Räisänen, J., et al., 2007, *Regional Climate Projections*, in Solomon D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller, S. ed., *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 847–940.
- Chumakov, N.M., 1995. Climatic zones in the middle of the Cretaceous Period. *Stratigr. Geol. Correl.* 3, 3–14.
- Cladera, G., Limarino, C.O., Alonso, M.S., Rauhut, O., 2004. Controles estratigráficos en la preservación de restos de vertebrados en la Formación Cerro Barcino (Cenomaniano), Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 11 (2), 39–56.
- Cleveland, M.D., Atchley, S.C., Nordt, L.C., 2007. Continental sequence stratigraphy of the Triassic (Norian-Rhaetian) Chinle Strata, northern New Mexico, U.S.A.: allocyclic and autocyclic origins of paleosol bearing alluvial successions. *Journal of Sedimentary Research* 77, 909–924.
- Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J., Proserpio, C. 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 471–480*.

- Coronel, M.D., Isla, M.F., Veiga, G.D., Mountney, N.P., Colombero, L., 2020. Anatomy and facies distribution of terminal lobes in ephemeral fluvial successions: Jurassic Tordillo Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 67 (5), 2596–2624.
- Corbella, H., Novas, F., Apesteguía, S., Leanza, H., 2004. First fission-track age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie* 6 (2), 227–232.
- Coria, R.A., Curie, P., 2006. A new carcharodontosaurid (Dinosauria, Theropoda) from the Upper Cretaceous of Argentina. *Geodiversitas* 28 (1), 5–52.
- Coria, R.A., Salgado, L., 1998. A basal Abelisauria Novas, 1992 (Theropoda- Ceratosauria) from the Cretaceous of Patagonia. *Gaia* 15, 89–102.
- Cortiñas, J.S. 1996. La Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 147–163, Buenos Aires.
- Cuitino, J.I., Fernicola, J.C., Raigemborn, M.S., Krapovickas, V., 2019. Stratigraphy and depositional environments of the Santa Cruz Formation (Early–Middle Miocene) along the Río Santa Cruz, Southern Patagonia, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 19 (2), 14–33.
- Cúneo, R.N., Ramezani, J., Scasso, R.A., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A.M., Bowring, S.A., 2013. High-precision U-Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research* 24, p. 1267–1275
- da Silva, M.L., Batezelli, A., Ladeira, F.S.B., 2019. Genesis and evolution of paleosols of the Marília Formation, Maastrichtian of the Bauru Basin, Brazil. *Catena* 182, 104–108.
- Dal Bó, P.F.F., Basilici, G., Angelica, R.S., Ladeira, F.S.B., 2009. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet paleoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil). *Cretaceous Research* 30, 659–675.
- Dal Bó, P.F.F., Basilici, G., Angélica, R.S., 2010. Factors of palaeosol formation in a late cretaceous eolian sand sheet paleoenvironment, Marília Formation, southeastern Brazil. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 292, 349–365
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C., Aragón, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (3-4), 377–386.
- Daniels, B.G., Hubbard, S.M., Romans, B.W., Malkowski, M.A., Matthews, W.A., Bernhardt, A., Graham, S.A., 2019. Revised chronostratigraphic framework for the Cretaceous Magallanes-Austral Basin, Última Esperanza Province, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 94, 102209.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Varela, A.N., Bucher, J., López, M., García, M., Ventura Santos, R., Hauser, N., Naipauer, M., Sato, A.M. y Franzese, J.R., 2020. Geochronology, sedimentology and paleosols analysis of a Miocene, syn-orogenic, volcanoclastic succession (La Pava Formation) in the north Patagonian foreland: Tectonic, volcanic and paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 100: 102555.
- De Ferrariis, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3 Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121–144. Buenos Aires.
- Del Corro, G., 1975. Un nuevo saurópodo del Cretácico Superior. *Chubutisaurus insignis*, 229–240.
- de la Fuente, M.S., Umazano, A.M., Sterli, J., Carballido, J.L., 2011. New chelid turtles of the lower section of the Cerro Barcino formation (Aptian-Albian?), Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 32 (4), 527–537.

- De Sosa Tomas, A., Vallati, P. y Martín-Closas C. 2017. Biostratigraphy and biogeography of charophytes from the Cerro Barcino Formation (upper Aptian-lower Albian), Cañadón Asfalto Basin, central Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 79, 1–11.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (South Central Andes): cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology* 40, 559–562.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Elizabeth, A., Balgord, E.A., Carrapa, B., Ramos, V.A., 2015. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research* 1, 1–21
- Di Persia, C.A., 1953. Informe sobre el levantamiento geológico efectuado en la parte norte de la estructura del Anticlinal II de Feruglio y en el cierre sur de la estructura del Cerro Cachetaman, Sierra de San Bernardo, escala 1: 10.000. YPF, Informe Inédito, Comodoro Rivadavia.
- Dingus, L., Garrido, A.C., Scott, G.R., Chiappe, L.M., Clarke, J. & Schmitt, J.G. 2009. The litho-, bio-, and magnetostratigraphy of titanosaurian nesting sites in the Anacleto Formation at Auca Mahuevo (Campanian, Neuquén Province, Argentina). En: Barry Albright III, L. (Ed.): *Papers on Geology, Vertebrate Paleontology, and Biostratigraphy in Honor of Michael O. Woodburne*. Museum of Northern Arizona Bulletin 65: 237-258.
- Do Campo, M., Del Papa, C., Jiménez-Millán, J., Nieto, F., 2007. Clay mineral assemblages and analcime formation in a Palaeogene fluvial-lacustrine sequence (Maíz Gordo Formation Palaeogen) from northwestern Argentina. *Sedimentary Geology* 201 (1–2), 56–74.
- Do Campo, M., del Papa, C., Nieto, F., Hongn, F., Petrinovic, I., 2010. Integrated analysis for constraining palaeoclimatic and volcanic influences on clay-mineral assemblages in orogenic basins (Palaeogene Andean foreland, Northwestern Argentina). *Sedimentary Geology* 228 (3–4), 98–112.
- do Carmo Santos, A.D.C., Pereira, M.G., Anjos, L.H.C.D., Bernini, T.A., Cooper, M., 2016. Genesis of soils formed from mafic igneous rock in the Atlantic Forest environment. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 40.
- do Carmo Santos, A., da Silva, R.C., da Silva Neto, E.C., dos Anjos, L.H.C., Pereira, M.G., 2021. Weathering and pedogenesis of mafic rock in the Brazilian Atlantic Forest. *Journal of South American Earth Sciences* 111, 103452.
- Driese, S.G., Ashley, G.M., 2016. Paleoenvironmental reconstruction of a paleosol catena, the Zinj archeological level, Olduvai Gorge, Tanzania. *Quaternary Research* 85 (1), 133–146.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M., Valencia, V., 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44°S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677, 99–114.
- Esteban, M., Klappa, C., 1983. Subareal exposure environment. In: Scholle, P., Bebout, D., Moore, C. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 1–54.
- Fennell, L.M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E.A., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2017. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35 30'–37 S). *Basin Research* 29 (S1), 51–72.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172 (1–2), 83–96.
- Ferello, R., 1951. Estudio geológico del Anticlinal de Papelía. YPF, Informe inédito (J-163).
- Ferello, R., Tealdi, O.L., 1950. Descripción del perfil general del flanco Oriental del Anticlinal de la Sierra del Castillo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, unpublished.

- Feruglio, E., 1929. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge. *Anales GAEA*, 3 (2): 395–488. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Vol. 1, 347 pp. Buenos Aires.
- Figari, E.G., 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 176 pp., Buenos Aires.
- Figari, E., 2011. The Sierra de la Manea Formation (Titho-Neocomian) composite-stratotype, Cañadón Asfalto Basin, Patagonia, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: S15, Neuquén.
- Figari, E.T., Courtade, S.F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. In XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas (Vol. 1, pp. 66–77).
- Figari, E.G., García, D.G., 2018. Modelos analógicos superficie subsuelo para el Chubutiano Inferior de las cuencas de Cañadón Asfalto y del Golfo San Jorge, Argentina. X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas digitales, p. 669-688, Mendoza, Argentina.
- Figari, E.G., Hechem, J.J., Homovc, J.F., 1990. Arquitectura depositacional de las “Areniscas Verdes” de la Formación Bajo Barreal, provincia del Chubut, Argentina. In: 3rd Reunión Argentina de Sedimentología, vol. 1. pp. 130–138 (San Juan).
- Figari, E.G., Courtade, S.F., Calegari, R., Arroyo, H., Constantini, L., 1998. Estructura y estratigrafía del Cerro Ballena. In: Faja Plegada meridional de la Cuenca del Golfo San Jorge. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, vol. I. pp. 18–23 (Buenos Aires).
- Figari, E., Strelkov, E.E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 197–237, Mar del Plata.
- Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R.N., Escapa, I., 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis* 22 (2), 135–169.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31 (12), 1081–1084.
- Fildani, A., Weislogel, A., Drinkwater, N.J., McHargue, T., Tankard, A., Wooden, J., Flint, S., 2009. U-Pb zircon ages from the southwestern Karoo Basin, South Africa—Implications for the Permian-Triassic boundary. *Geology* 37 (8), 719–722.
- Fisher, J.A., Nichols, G.J., Waltham, D.A., 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology* 195, 55–73
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A., Biddle, K.T., 1990. Evolution of the San Jorge basin, Argentina. *American Association Petroleum Geology Bulletin* 74, 879–920.
- Flakes, L.A., 1979. *Climate throughout Geologic Time*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands. Vii + 310 pp.
- Fletcher, T.L., Cantrill, D.J., Moss, P.T., Salisbury, S.W., 2014). A new species of *Protophyllocladoxylon* from the Upper Cretaceous (Cenomanian–Turonian) portion of the Winton Formation, central-western Queensland, Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 208, 43–49.

- Floegel, S., Wagner, T., 2006. Insolation-control on the Late Cretaceous hydrological cycle and tropical African climate—global climate modelling linked to marine climate records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 235 (1–3), 288–304.
- Flores, M.A., 1955. Reconocimiento geológico del río Deseado entre el arroyo Pinturas y la estancia Los Manantiales (Santa Cruz). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 31 p., (inédito). Buenos Aires.
- Flórez-Molina, M.T., Parra-Sánchez, L.N., Jaramillo-Jaramillo, D.F., Jaramillo-Mejía, J.M., 2018. Evidencias macromorfológicas y micromorfológicas de paleosuelos en el desierto de La Tatacoa y su variación sincrónica. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 42 (165), 422–438.
- Foix, N., Allard, J.O., Paredes, J.M. y Giacosa R.E., 2011. Sistemas fluviales exhumados de la Formación Cerro Barcino (Cretácico Superior de la Cuenca de Cañadón Asfalto): Estilos fluviales y análogos actuales. XVIII Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: 1014–1015, Neuquén
- Foix, N., Allard, J.O., Paredes, J.M. y Giacosa, R.E. 2012. Fluvial styles, palaeohydrology and modern analogues of an exhumed, Cretaceous fluvial system: Cerro Barcino Formation, Cañadón Asfalto basin, Argentina. *Cretaceous Research* 34: 298–307
- Foix, N., Allard, J.O., Paredes, J.M. y Ocampo, S.M. 2014. Redes de paleocanales fluviales exhumados en el Grupo Chubut (Cretácico), cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut (Argentina): un ejemplo excepcional a escala regional, análogos actuales y marcianos. XIV Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 112–113, Puerto Madryn.
- Foix, N., Allard, J.O., Ferreira, M.L. y Atencio, M., 2018. Aportes a la arquitectura estratigráfica del Grupo Chubut en el Flanco Norte, Centro de Cuenca y Offshore de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas, p. 779–795, Mendoza, Argentina.
- Fölster, H., Kalk, E. Moshrefi, N., 1971. Complex pedogenesis of ferrallitic savanna soils in south Sudan. *Geoderma* 6, 135–149
- Frakes, L.A., 1999. From Cretaceous sea surface and continental temperature data. *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system*, 332, 49.
- Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J., 2012. Evolution of middle to late Cretaceous oceans—a 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology* 40, 107–110
- Gaffney, K.J., Chapman, H.N., 2007. Imaging atomic structure and dynamics with ultrafast X-ray scattering. *Science* 316 (5830), 1444–1448.
- Gallagher, T.M., Sheldon, N.D., 2013. A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate. *Geology* 41, 647–650.
- Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1996. Fluvial systems. In *Terrigenous Clastic Depositional Systems* (pp. 60–90). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12 (2), 121–177.
- Garrido, A.C., 2000. Estudio estratigráfico y reconstrucción paleoambiental de las secuencias fosilíferas continentales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Plaza Huincul, provincia del Neuquén. In: *Escuela de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Trabajo Final para el Título de Grado*, 78 pp. Inédita.
- Gatto, D., 2015. Análisis estratigráfico y paleoambiental del miembro Las Plumas (formación Cerro Barcino) en el Cerro Las Leoneras, Cretácico de Patagonia, Argentina.
- Genise, J.F., Brown, T.M., 1994. New Miocene scarabeid and hymenopterous nests and early Miocene (Santacrucian) paleoenvironments, Patagonian Argentina. *Ichnos* 3:107–117.

- Genise, J.F., Bellosi, E.S., Gonzalez, M.G., 2004. An approach to the description and interpretation of ichnofabrics in palaeosols. *Geological Society, London, Special Publications*, 228(1), 355–382.
- Genise, J.F., Scitutto, J.C., Laza, J.H., González, M.G., Bellosi, E.S., 2002. Fossil bee nests, coleopteran pupal chambers and tuffaceous paleosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, Central Patagonia (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177 (3–4), 215–235.
- Genise, J.F., Bedatou, E., Melchor, R.N., 2008. Terrestrial crustacean breeding trace fossils from the Cretaceous of Patagonia (Argentina): palaeobiological and evolutionary significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264 (1–2), 128–139.
- Genise, J.F., Bellosi, E.S., Sarzetti, L.C., Krause, M.J., Dinghi, P.A., Sanchez, M.V., Umazano, A.M., Puerta, P., Cantil, L.F., Jicha, B.R., 2020. 100 Ma sweat bee nests: Early and rapid codiversification of crown bees and flowering plants. *PLoS ONE* 15 (1): e0227789
- Geuna, S., R. Somoza, H. Vizán, E.G. Figari y C. Rinaldi, 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key constraint to the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana? *Earth and Planetary Science Letters* 181:145–160.
- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Giambiagi, L.B., Aguirre-Urreta, B., Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research* 26 (6), 726–745.
- Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V.A., 2015. U–Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. *Cretaceous Research*, 55, 116–128.
- Gianechini, F.A., Makovicky, P.J., Apesteguía, S., 2011. The teeth of the unenlagiine theropod *Buitreraptor* from the Cretaceous of Patagonia, Argentina, and the unusual dentition of the Gondwanan dromaeosaurids. *Acta Palaeontologica Polonica* 56 (2), 279–290.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez, M., 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: the origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649, p. 81–99.
- Gile, L.H., Peterson, F.F., Grossman, R.B., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science* 101 (5), 347–360.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research* 76, 731–770.
- Glinka, K., 1914. Die typen de bodenbildung, ihre klassifikation und geographische verbreitung. *Verlagsbuchhandlung Gebruder Borntraeger, Berlin*.
- Hamilton R., 1964. A short note on droplet-formation in ironcrusts. In Jongerius, A. (ed.), *Soil Micromorphology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 277–278.
- Harries, P.J., Little, C.T., 1999. The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 154 (1–2), 39–66.
- Hasegawa, H., Tada, R., Jiang, X., Saganuma, Y., Imsamut, S., Charusiri, P. Khand, Y., 2012. Drastic shrinking of the Hadley circulation during the mid-Cretaceous Supergreenhouse. *Climate of the Past* 8 (4), 1323–1337
- Hay, W.W., 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research* 29, 725–753
- Hay, W.W., 2011. Can humans force a return to a ‘Cretaceous’ climate? *Sedimentary Geology* 235, 5–26.
- Hay, W.W., Floegel, S., 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews* 115 (4), 262–272.

- Hay, W.W., Flögel, S., Söding, E., 2005. Is the initiation of glaciation on Antarctica related to a change in the structure of the ocean? *Global and Planetary Change* 45, 23–33.
- Hechem, J.J., 1994. Modelo predictivo de reservorios en un sistema fluvial efímero del Chubutiano de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1 (1), 3–14.
- Hechem, J.J., Homocv, J.F., Figari, E.G., 1990). Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. In 11 Congreso Geológico Argentino (Vol. 3, p. 173–176).
- Heredia, A.M., Pazos, P.J., Fernández, D.E., Martínez, I.D., Comerio, M., 2018. A new narrow-gauge sauropod trackway from the Cenomanian Candeleros Formation, northern Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 96, 70–82.
- Heredia, A.M., Díaz-Martínez, I., Pazos, P.J., 2019. Gregarious behaviour among non-avian theropods inferred from trackways: a case study from the Cretaceous (Cenomanian) Candeleros Formation of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 538, 190480.
- Herman, A.B., Spicer, R.A., 1996. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean. *Nature* 380 (6572), 330–333.
- Higuchi, T., Abe-Ouchi, A., Chan, W-L., 2021. Differences Between Present-Day and Cretaceous Hydrological Cycle Responses to Rising CO₂ Concentrations. *Geophysical Research Letters* 48, e2021GL094341.
- Homocv, J.F., Lucero, M., 2002. Cuenca del Golfo San Jorge: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. Instituto Argentino de Petróleo y Gas (IAPG), Buenos Aires, 119–126.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G., et al. (Eds.), *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics: The Geological Society, Special Publication*, 252, pp. 1–14.
- Huber, B.T., Hodell, D.A., Hamilton, C.P., 1995. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society American Bulletin* 107, 1164–1191
- Huber, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* 30 (2), 123–126.
- Huber, B.T., MacLeod, K.G., Watkins, D.K., Coffin, M.F., 2018. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Global and Planetary Change* 167, 1–23.
- Hugo, C.A., Leanza, H.A., 2001. Hoja Geológica 3069- IV General Roca (escala 1: 250.000). In: *Provincias de Río Negro y Neuquén*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Boletín, 308, pp. 1–65.
- Iglesias, A., Wilf, P., Johnson, K.R., Zamuner, A.B., Cúneo, N.R., Matheos, S.D., Singer, B.S., 2007. A Paleocene lowland macroflora from Patagonia reveals significantly greater richness than North American analogs. *Geology* 35 (10), 947–950.
- Iglesias, A., Artabe, A.E., Morel, E.M., 2011. The evolution of Patagonian climate and vegetation from the Mesozoic to the present. *The Biological Journal of the Linnean Society* 103, 409–422.
- Imbellone, P.A., Giménez, J.E., Panigatti, J.L., 2010. Suelos de la región pampeana. *Procesos de formación* (No. P33 INTA 18288). INTA.
- Jalfin, G.A., Bellosi, E.S., Smith, E., Laffitte, G., 2002. Generación de petróleos y carga de reservorios en Manantiales Behr, Cuenca del Golfo San Jorge: un caso de exploración en áreas maduras. In V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Mar del Plata, CD ROM.

- Jenkyns, H.C., Forster, A., Schouten, S., Sinninghe Damste, J.S., 2004. High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean. *Nature* 432, 888–892
- Jenkyns, H.C., Dickson, A.J., Ruhl, M., Van den Boorn, S.H., 2017. Basalt-seawater interaction, the Plenus Cold Event, enhanced weathering and geochemical change: deconstructing Oceanic Anoxic Event 2 (Cenomanian–Turonian, Late Cretaceous). *Sedimentology* 64 (1), 16–43.
- Jenny, H., 1941. *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill, New York
- Joeckel, R.M., Wooden Jr., S.R., Korus, J.T., Garbisch, J.O., 2014. Architecture, heterogeneity, and origin of late Miocene fluvial deposits hosting the most important aquifer in the Great Plains, USA. *Sedimentary Geology* 311, 75–95.
- Joeckel, R.M., Ludvigson, G.A., Kirkland, J.I., 2017. Lower Cretaceous paleo-Vertisols and sedimentary interrelationships in stacked alluvial sequences, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 361, 1–24.
- Jones, M.L.M., Sowerby, A., Williams, D.L., Jones, R.E., 2008. Factors controlling soil development in sand dunes: evidence from a coastal dune soil chronosequence. *Plant Soil* 307 (1), 219–234.
- Jones, F.H., dos Santos Scherer, C.M., Kuchle, J., 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sediment. Geol.* 337, 133–150.
- Jones, B.F., Galán, E., 2018. Sepiolite and palygorskite. In *Hydrous phyllosilicates* (pp. 631–674). De Gruyter.
- Kellogg, C.E., 1963). Why a new system of soil classification?. *Soil Science* 96 (1), 1–5.
- Klages, J.P., Salzmann, U., Bickert, T., Hillenbrand, C.D., Gohl, K., Kuhn, G., Dziadek, R., 2020. Temperate rainforests near the South Pole during peak Cretaceous warmth. *Nature* 580 (7801), 81–86.
- Klappa, C.F., 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27, 613–629.
- Kimmins, J.P., 2004. *Forest ecology. Fishes and forestry: Worldwide watershed interactions and management*, 17–43.
- Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences—Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56 (1–4), 193–206.
- Köppen, W., 2011. The thermal zones of the Earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and to the impact of heat on the organic world. *Meteorol. Z.* 20, 351–360.
- Kovda, I., 2020. Vertisols: extreme features and extreme environment. *Geoderma Reg.* 22, e00312.
- Kraemer, P.E., Riccardi, A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49 40'-50 10'lat. S), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3), 333–360.
- Krapovickas, V., 2010. *El Rol de Las Trazas Fósiles de Tetrápodos en los Modelos de Icnofacies Continentales en Ambientes de Climas Áridos-semiáridos* (Unpubl. PhD Thesis). University of Buenos Aires, p. 343.
- Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *EarthScience Reviews* 47, 41–70.
- Kraus, M.J., Aslan, A., 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: A hierarchical approach. In: Thiry, M. (Ed.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental deposits* International Association of Sedimentologists, Special Publication, vol. 27, pp. 303–321.
- Kraus, M.J., Hasiotis, S.T., 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn basin, Wyoming, USA. *Journal of Sedimentary Research* 76, 63–646.

- Krause, J.M., Bellosi, E., White, T., Raigemborn, M.S., 2010. Paleosuelos y paleoclimas del Paleoceno superior-Eoceno medio de la Cuenca San Jorge, Patagonia, Argentina. En X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía-VII Congreso Latinoamericano de Paleontología.
- Krause, J.M., Umazano, A.M., Bellosi, E.S., White, T.S., 2014. Hydromorphic paleosols in the upper Puesto La Paloma Member, Cerro Barcino Formation, mid Cretaceous, Patagonia Argentina: environmental and stratigraphic significance. XVI Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 146–147, Puerto Madryn.
- Krause, M.J., Ramezani, J., Umazano, A.M., Pol, D., Carbadillo, J.L., Sterli, J., Puerta, P., Cúneo, N.R. y Bellosi, E.S., 2020. High-resolution chronostratigraphy of the Cerro Barcino Formation (Patagonia): Paleobiologic implications for themid-cretaceous dinosaurian fauna of South America. *Gondwana Research* 80, 33–49
- Kühn, P., Aguilar, J., Miedema, R., 2010. Textural features and related horizons. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*: Amsterdam. Elsevier, Netherlands, pp. 217–250.
- Kühn, P., Aguilar, J., Miedema, R., Bronnikova, M., 2018. Textural pedofeatures and related horizons. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*: Amsterdam. Elsevier, Netherlands, pp. 377–423.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Herrero, J.C., Donnari, E.I., Pucci, J.C., 1997. Hoja geológica 3969-III Picun Leufú.
- Leanza, H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11 (2), 145–184.
- Leanza, H., Apesteguía, S., Novas, F.E., De la Fuente, M.S., 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research* 25, 61–87.
- Leardi, J.M., Pol, D., 2009. The first crocodyliform from the Chubut Group (Chubut Province, Argentina) and its phylogenetic position within basal Mesoeucrocodylia. *Cretaceous Research* 30 (6), 1376–1386.
- Leckie, D., Fox, C., Tarnocai, C., 1989). Multiple paleosols of the late Albian Boulder Creek Formation, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 36 (2), 307–323.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. X° Congreso Geológico Argentino., Serie Correlación Geológica*, 6, pp. 221–243.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120 (3–4), 303–330.
- Leguizamón, R., Garrido, A.C., 2000. Silicificaciones y moldes de tallos cretácicos de la Formación Huincul (Grupo Neuquén, Subgrupo Río Limay), provincia del Neuquén. *Ameghiniana*, 37 (4), 11R.
- Lesta, P.J. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. III Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I: 251–289, Buenos Aires.
- Lesta, P., Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional Ciencias Córdoba, p. 601–653.
- Lindbo, D.L., Stolt, M.H., Vepraskas, M.J., 2010). Redoximorphic features. En *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths* (pp. 129–147). Elsevier.
- Linnert, C., Robinson, S.A., Lees, J.A., Bown, P.R., Pérez-Rodríguez, I., Petrizzo, M.R. Russell, E.E., 2014. Evidence for global cooling in the Late Cretaceous. *Nature communications*, 5 (1), 1–7.
- Lizzoli, S., Raigemborn, M.S., Varela, A.N., 2021. Controls of pedogenesis in a fluvial-eolian succession of Cenomanian age in northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 577, 110549.

- Llorens, M. y Marveggio, N., 2009. Palinoflora de la Formación Los Adobes (Cretácico) y su implicancia en la edad del Grupo Chubut. 14° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Ameghiniana 46, Suplemento 126R
- López, M., Bucher, J., D'Elia, L., Feo, R.N., Bilmes, A., García, M.R., Franzese, J.R., 2022. Sistema aluvio-lacustre del mioceno temprano de la cuenca de Collón Cura y controles en el desarrollo de diatomitas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 79 (2), 331–348.
- Lynne, B.Y., Campbell, K.A., 2004. Morphologic and mineralogic transitions from opal-A to opal-CT in low-temperature siliceous sinter diagenesis, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Journal of Sedimentary Research 74 (4), 561–579.
- Ludvigson, G.A., Joeckel, R.M., Murphy, L.R., Stockli, D.F., González, L.A., Suarez, C.A., Al-Suwaidi, A., 2015). The emerging terrestrial record of Aptian-Albian global change. Cretaceous Research 56, 1–24.
- Lukens, W.E., Stinchcomb, G.E., Nordt, L.C., Kahle, D.J., Driese, S.G., Tubbs, J.D., 2019. Recursive partitioning improves paleosol proxies for rainfall. The American Journal of Science 319 (10), 819–845.
- Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C., 1993. Classification of paleosols. Geol. Soc. Am. Bull. 105, 129–136.
- Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States. Geological Society of America, Special Paper 203:1–21.
- Malkowski, M.A., Sharman, G., Graham, S.A., 2014. Geochronology, Stratigraphy, and Provenance of the Early Fill of the Magallanes-Austral Basin, Southern Patagonia: Diachronous Initiation of a Retroarc Foreland Basin. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2014, pp. EP21D-3572).
- Malkowski, M.A., Grove, M., Graham, S.A., 2016. Unzipping the Patagonian Andes—Long-lived influence of rifting history on foreland basin evolution. Lithosphere 8 (1), 23–28.
- Malkowski, M.A., Schwartz, T.M., Sharman, G.R., Sickmann, Z.T., Graham, S.A., 2017a. Stratigraphic and provenance variations in the early evolution of the Magallanes-Austral foreland basin: Implications for the role of longitudinal versus transverse sediment dispersal during arc-continent collision. Bulletin 129 (3–4), 349–371.
- Malkowski, M.A., Sharman, G.R., Graham, S.A., Fildani, A., 2017b. Characterisation and diachronous initiation of coarse clastic deposition in the Magallanes–Austral foreland basin, Patagonian Andes. Basin Research 29, 298–326.
- Manassero, M.L., 1997. Sedimentology of the Upper Cretaceous red beds of Angostura Colorado Formation in the western sector of the Northpatagonian Massif, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10 (1), 81–90.
- Manassero, M., Zalba, P.E., Andreis, R.R., Morosi, M., 2000. Petrology of continental pyroclastic and epiclastic sequences in the Chubut group (Cretaceous): Los Altares-las Plumas area, Chubut, Patagonia Argentina. Revista geológica de Chile 27 (1), 13–26.
- Marbut, C.F., 1927. Geography at the First International Congress of Soil Science. Geographical Review 661–665.
- Marinelli, R.V., 1998. Reservorios deltaicos de La formación Piedra Clavada. Bol. Inf. Pet. (1924) 15, 28–37.
- Martínez, L.C.A., 2008. Maderas de Araucariaceae en la Formación Huincul (Cretácico Superior), Neuquén, Argentina. Ameghiniana 45 (4), 29R.
- Martínez, L.C.A., 2009a. Análisis xiloflorístico y paleoecológico de la Formación Huincul, Cretácico Superior, Neuquén, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Ameghiniana 46 (4), 86R.

- Martínez, L.C.A., 2009b. Magnoliophyta basal en el Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina. Evidencia xilológica. XVI° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. *Ameghiniana* 46 (4), 129R.
- Martinsen, O.J., Ryseth, A.L.F., Helland-Hansen, W.I.L.L.I.A.M., Flesche, H., Torkildsen, G., Idil, S., 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson sandstone (Campanian), rock springs uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46 (2), 235–263.
- Maury, M.F., 1855. *The Physical Geography of the Sea*. (1856). Nelson and Sons, Paternoster Row, London, 493pp, 13.
- Marveglio, N., Llorens, M., 2011. Nueva edad de la roca hospedante de la mineralización de uranio - Yacimiento Cerro Solo - Provincia del Chubut. XVIII Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: 941–942, Neuquén
- Marveglio, N., Llorens, M., 2013. Nueva edad de la base del Grupo Chubut en la mena uranífera Cerro Solo, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (3), 318–326.
- Maynard, J.B., 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology* 100, 279–289.
- Mees, F., 2018. Authigenic silicate minerals—sepiolite-palygorskite, zeolites and sodium silicates. En *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 177-203). Elsevier.
- Melchor, R.N., Bedatou, E., de Valais, S., Genise, J.F., 2006. Lithofacies distribution of invertebrate and vertebrate trace-fossil assemblages in an Early Mesozoic ephemeral fluvio-lacustrine system from Argentina: Implications for the Scoyenia ichnofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239 (3–4), 253–285.
- Méndez, V., Zanettini, J.C., Zappettini, E.O., 1987. Aspectos geológicos del Orógeno Andino Central de la República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 181–184.
- Mermut, A.R., Patterson, D.D., McDaniel, P.A., 1996. Cold Vertisols and their management. In *Developments in Soil Science* (Vol. 24, pp. 479-497). Elsevier.
- Mescolotti, P.C., Varjao, F.G., Warren, L.V., Ladeira, B., Giannini, F., Assine, M.L., 2019. The sedimentary record of wet and dry eolian systems in the Cretaceous of Southeast Brazil: stratigraphic and paleogeographic significance. *Br. J. Geol.* 49 (3), e20190057
- Metzger, C.A., 2013. Miocene soil database: global paleosol and climate maps of the middle Miocene thermal maximum. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2013, pp. PP43A-2071).
- Milnes, A.R., Thiry, M., 1992. Silcretes. In *Developments in earth surface processes* (Vol. 2, pp. 349-377). Elsevier.
- Ming y Boettinger, 2001 Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposit: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. xvi+ 582 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. *Geological Magazine* 134 (3), 409–421.
- Ming, D.W., Boettinger, J.L., 2001. Zeolites in soil environments. *Reviews in mineralogy and geochemistry* 45 (1), 323–345.
- Moore, D.M., Reynolds Jr., R.C., 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, Oxford.
- Mountney, N.P., 2006. Eolian facies models. In: Posamentier, H., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*, SEPM Mem, 84, pp. 19–83.
- Munsell Color, 2010. *Munsell Soil Color Charts*. Munsell Color, Grand Rapids, Michigan.
- Munsell, A.H., 1912. A pigment color system and notation. *The American Journal of Psychology* 23 (2), 236–244.
- Musacchio, E.A. 1972. Carófitas del Cretácico Inferior en sedimentitas «Chubutenses» al este de la Herrería, Chubut. *Revista de las Asociación Paleontológica Argentina* 9 (4): 354–356

- Musacchio, E.A. 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y Cretácico en la comarca del valle medio del río Chubut, Argentina. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 179–187, Trelew.
- Musacchio, E.A., Chebli, G., 1975. Ostrácodos no marinos y carófitos del Cretácico inferior en las Provincias del Chubut y del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 12: 70–96
- Naipauer, M., Ramos, V.A., 2016. Changes in Source Areas at Neuquén Basin: Mesozoic Evolution and Tectonic Setting Based on U–Pb Ages on Zircons. In: *Growth of the Southern Andes*. Springer, Cham, pp. 33–61.
- Nanson, G.C., Knighton, A.D., 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth surface processes and landforms* 21 (3), 217–239.
- Navarro, E.L., Astini, R.A., Belousova, E., Guler, M.V., Gehrels, G., 2015. Detrital zircon geochronology and provenance of the Chubut Group in the northeast of Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 63, 149–161.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits.
- Norris, R.D., Bice, K.L., Magno, E.A., Wilson, P.A., 2002. Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse. *Geology* 30 (4), 299–302.
- Nordt, L.C., Driese, S.G., 2010a. New weathering index improves paleorainfall estimates from Vertisols. *Geology* 38, 407–410
- Nordt, L.C., Driese, S.G., 2010b. A modern soil characterization approach to reconstructing physical and chemical properties of paleo-Vertisols. *American Journal of Science* 310, 37–64.
- Nordt, L.C., Driese, S.G., 2013. Application of the Critical Zone concept to the deep-time sedimentary record. *Sedimentary Record* 11 (3), 4–9.
- Nordt, L., Orosz, M., Driese, S., Tubbs, J., 2006. Vertisol carbonate properties in relation to mean annual precipitation: implications for paleoprecipitation estimates. *J. Geol.* 114, 501–510
- North, C.P., Davidson, S.K., 2012. Unconfined alluvial flow processes: recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth Sci. Rev.* 111, 199–223.
- Novas, F.E., de Valais, S., Vickers-Rich, P., Rich, T., 2005. A large Cretaceous theropod from Patagonia, Argentina, and the evolution of carcharodontosaurids. *Naturwissenschaften* 92 (5), 226–230.
- Nunes, C.I., Pujana, R.R., Escapa, I.H., Gandolfo, M.A., Cúneo, N.R., 2018. A new species of *Carlquistoxylon* from the Early Cretaceous of Patagonia (Chubut province, Argentina): the oldest record of angiosperm wood from South America. *IAWA journal* 39 (4), 406–426.
- Nunes, C.I., Bodnar, J., Escapa, I.H., Gandolfo, M.A., Cúneo, N.R., 2019. A new cupressaceous wood from the Lower Cretaceous of central Patagonia reveals possible clonal growth habit. *Cretaceous Research* 99, 133–148.
- O'Brien, C.L., Robinson, S.A., Pancost, R.D., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., Lunt, D.J., Alsenz, H., Bornemann, A., Bottini, C., Brassell, S.C., Farnsworth, A., Forster, A., Huber, B.T., Inglis, G.N., Jenkyns, H.C., Linnert, C., Littler, K., Markwick, P., McAnena, A., Mutterlose, J., Naafs, B.D.A., Püttmann, W., Sluijs, A., van Helmond, N.A.G.M., Vellekoop, J., Wagner, T., Wrobel, N.E., 2017. Cretaceous sea-surface temperature evolution: constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes. *Earth Sciences Review* 172, 224–247.
- O'Connor, L.K.; Robinson, S.A.; Naafs, B.D.A.; Jenkyns, H.C.; Henson, S.; Clarke, M.; Pancost, R.D., 2019. Late Cretaceous temperature evolution of the southern high latitudes: A TEX86 perspective. *Paleoceanography Paleoclimatology* 34, 436–454.

- Olazábal, S.X., Paredes, J.M., Allard, J.O., Foix, N., Valle, M.N., Tunik, M.A., 2022. Influencia del aporte volcánico en arenitas Cretácicas de la Formación Bajo Barreal (Cerro Ballena, Santa Cruz). En XXI Congreso Geológico Argentino" Geología y desarrollo, desafíos del siglo XXI" Puerto Madryn-Argentina, 14-18 de marzo de 2022. Actas. Asociación Geológica Argentina.
- Oliva, G., Cheppi, C., Montes, L., 1993. Cenizas del Volcan Hudson: su impacto sobre la vegetación. Actas de la VVI Reunión Argentina de Ecología, Puerto Madryn, Chubut, p. 87.
- Owen, G., 1995. Soft-sediment deformation in Upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, Northwest Scotland. *Journal of Sedimentary Research* 65B, 495–504
- Owen, R.A., Owen, R.B., Renaut, R.W., Scott, J.J., Jones, B., Ashley, G.M., 2008. Mineralogy and origin of rhizoliths on the margins of saline, alkaline Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentary Geology* 203 (1–2), 143–163.
- Pankhurst R.J., Riley, T.R., Fanning C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 5: 605–625
- Panza, J.L., 1981. Descripción geológica de las Hoja 46 e, Gran Laguna Salada, y 47 f, Meseta Cuadrada, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional (inédito), 241 pp, Buenos Aires.
- Panza, J.L.A., Genini, A., Franchi, M., 2001. Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados.
- Paredes, J.M., Hudecek, R., Foix, N., Rodríguez, J.F., Nillini, A., 2003. Análisis paleoambiental de la Formación Matasiete (Aptiano) en su área tipo, noroeste de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10 (2), 81–101.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo Piñol, F., Nillni, A., Allard, J.O. y Marquillas, R.A., 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a highenergy system: The Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202, 96–123.
- Paredes, J.M., Foix, N., 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* 72, 317–335.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Valle, M.N. y Giordano, S.R., 2018. Complex alluvial architecture, paleohydraulics and controls of a multichannel fluvial system, Bajo Barreal Formation (upper cretaceous) in the cerro Ballena Anticline, Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 85, 168–190.
- Paredes, J.M., Giordano, S.R., Valle, M.N., Olazábal, S.X., Allard, J.O., Foix, N., Tunik, M.A., 2020. Climatic control on stacking density of fluvial successions: Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation of the Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Marine and Petroleum Geology* 113, 104116.
- Paredes, J.M., Valle, M.N., Olazábal, S.X, Giordano, S.R., Foix, N., Allard, J.O., Tunik, M.A., 2022. Clima, apilamiento y conectividad en sucesiones fluviales: el anticlinal del Cerro Ballena (Santa Cruz, Argentina). En XXI Congreso Geológico Argentino" Geología y desarrollo, desafíos del siglo XXI" Puerto Madryn-Argentina, 14-18 de marzo de 2022. Actas. Asociación Geológica Argentina.
- Pearson, O.P., 1994. The impact of an eruption of Volcan Hudson on small mammals in Argentine Patagonia. *Mastozool. Neotrop.* 1, 103–112.
- Perez, M., Umazano, A.M., Melchor, R.N., 2013a. Early Cretaceous ichnofauna from eolian and associated deposits of Patagonia: the Cerro Barcino Formation, Chubut, Argentina. In Abstracts and Intra-Symposium Fieldtrip, del 2 Simposio Latino Americano de Icnología, SLIC.
- Perez, M., Umazano, A.M., Melchor, R.N., 2013b. Cretaceous burrows of probable vertebrate origin from volcanoclastic interdune deposits of the Cerro Barcino Formation, Patagonia, Argentina. In Abstracts and Intra-Symposium Fieldtrip, del 2 Simposio Latino Americano de Icnología, SLIC.

- Perez Loinaze, V.S., Giordano, S.R., Limarino, C.O., 2021. Late Cretaceous palynomorphs from the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 107, 103–151.
- Pérez Mayoral, J., Argüello Scotti, A., Apesteguía, S., Veiga, G.D., 2021. High-resolution analysis of an erg-margin system from the Cretaceous Candeleros formation (La Buitrera Paleontological Area, Río Negro province, Argentina): an approach to different scales of fluvial-aeolian interactions. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis* 28 (1), 37–60.
- Peroni, G., Cagnolatti, M., Pedrazzini, M., 2002. Cuenca Austral: marco geológico y reserva histórica de la actividad petrolera. In: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Vergani, G. (Eds.), *Simposio Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, pp. 11–19.
- Pierre, T.P., Primus, A.T., Simon, B.D., Philemon, Z.Z., Hamadjida, G., Monique, A., Pierre, N.J., Lucien, B.D., 2019. Characteristics, classification and genesis of vertisols under seasonally constrained climate in the Lake Chad Basin, Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 150, 176–193.
- Poiré, D.G., Iglesias, A., Varela, A.N., Richiano, S., Ibañez Mejías, M., Strömberg, C.A.E., 2017. Edades U-Pb en zircones de tobos de la Fm. Piedra Clavada, Pcia. de Santa Cruz, Argentina: Un marcador Albiano tardío para la evolución tectónica y biológica de la Cuenca Austral. In *Actas del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán*, 95–98.
- Pole, M., Philippe, M., 2010. Cretaceous plant fossils of Pitt Island, the Chatham group, New Zealand. *Alcheringa* 34 (3), 231–263.
- Poulsen, C.J., Barron, E.J., Peterson, W.H., Wilson, P.A., 1999. A reinterpretation of Mid-Cretaceous shallow marine temperatures through model-data comparison. *Paleoceanography* 14 (6), 679–697.
- Poulsen, C.J., Barron, E.J., Arthur, M.A., Peterson, W.H., 2001. Response of the mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings. *Paleoceanography* 16 (6), 576–592.
- Poulsen, C.J., Pollard, D., White, T.S., 2007. General circulation model simulation of the $\delta^{18}\text{O}$ content of continental precipitation in the middle Cretaceous: a model-proxy comparison. *Geology* 35, 199–202.
- Proserpio, C.A., 1987. Descripción geológica de la hoja 44e, Valle General Racedo. Dirección Nacional de Minería y Geología.
- Pujana, R., Umazano, A., Bellosi, E., 2007. Maderas fósiles afines a Araucariaceae de la Formación Bajo Barreal, Cretácico tardío de Patagonia central (Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie* 9 (2), 161–167.
- Raigemborn, M.S., Gomez-Peral, L., Krause, J.M., Matheos, S.D., 2014. Controls on clay mineral assemblages in an Early Paleogene nonmarine succession: implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 52, 1–23.
- Raigemborn, M.S., Beilinson, E., Krause, J.M., Varela, A.N., Bellosi, E., Matheos, S., Sosa, N., 2018a. Paleolandscape reconstruction and interplay of controlling factors of an Eocene pedogenically-modified distal volcanoclastic succession in Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 86, 475–496.
- Raigemborn, M.S., Krapovickas, V., Beilinson, E., Gómez Peral, L., Zucol, A.F., Zapata, L.F., Kay, M.R., Bargo, M.S., Vizcaíno, S.F., Sial, A.N., 2018a. Multiproxy studies of Early Miocene pedogenic calcretes in the Santa Cruz Formation of southern Patagonia, Argentina indicate the existence of a temperate warm vegetation adapted to a fluctuating water table. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 500, 1–23.

- Raigemborn, M. S., Lizzoli, S., Hyland, E., Cotton, J., Gómez Peral, L.E., Beilinson, E., Krause, J.M., 2022. A paleopedological approach to understanding Eocene environmental conditions in southern Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 601, 111129.
- Rainoldi, A.L., Franchini, M., Beaufort, D., Patrier, P., Giusiano, A., Impiccini, A., Pons, J., 2014. Large-scale bleaching of red beds related to upward migration of hydrocarbons: Los Chihuidos High, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 84 (5), 373–393.
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Servicio Geológico Nacional.
- Ramos, V.A., Naipauer, M., 2014. Patagonia: where does it come from?.
- Ramos, V.A. 2021. La evolución tectónica de la provincia del Chubut. En Giacosa R. (ed.) *Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut, Capítulo E.7*, p. 1372-1397
- Rampino, M.R., 1991. Volcanism, climatic change, and the geologic record.
- Rauhut, O.W., Cladera, G., Vickers-Rich, P., Rich, T.H., 2003. Dinosaur remains from the Lower Cretaceous of the Chubut group, Argentina. *Cretaceous Research* 24 (5), 487–497.
- Renaut, R.W., 1993. Zeolitic diagenesis of late Quaternary fluviolacustrine sediments and associated calcrete formation in the Lake Bogoria Basin, Kenya Rift Valley. *Sedimentology* 40 (2), 271–301.
- Retallack, G.J., 1988. Field recognition of paleosols. In: Reinhardt, J., Sigleo, W.R. (Eds.), *Paleosols and Weathering Through Geologic Time*. Geological Society of America, Special Paper 216, pp. 1–20
- Retallack, G.J., 1993. Classification of paleosols: discussion and reply. Discussion. *Geological Society American Bulletin* 105, 1635–1636.
- Retallack, G.J., 1994. The Environmental Factor Approach to the Interpretation of Paleosols. *Factors of Soil Formation: A Fiftieth Anniversary Retrospective*, vol. 33. SSSA Special Publication.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology* (2nd edition). Blackwell Science, Ltd., Oxford (416 pp.)
- Retallack, G.J., 2010. Lateritization and bauxitization events. *Economic Geology* 105 (3), 655–667.
- Riccardi, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha: Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina.
- Richiano, S.M., Varela, A.N., Cereceda, A., Poiré, D.G., 2012. Evolución paleoambiental de la Formación río mayer, cretácico inferior, cuenca austral, Patagonia Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 19, 3–26.
- Richiano, S., Varela, A.N., Gómez-Peral, L., Cereceda, A., Poiré, D.G., 2015. Composition of the lower cretaceous source rock from the austral basin (río Mayer formation, Patagonia, Argentina): regional implication for unconventional reservoirs in the southern andes. *Mar. Petrol. Geology* 66, 764–790.
- Richiano, S., Varela, A.N., Poiré, D.G., 2016. Heterogeneous distribution of trace fossils across initial transgressive deposits in rift basins: an example from the Springhill Formation, Argentina. *Lethaia* 49 (4), 524–539.
- Robinson, S.A., Heimhofer, U., Hesselbo, S.P., Petrizzo, M.R., 2017. Mesozoic climates and oceans—a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*, 64, 1–15.
- Rodríguez, J.F.R., Littke, R. 2001. Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study. *Marine and Petroleum Geology* 18, 995–1028.
- Rodríguez, J.F.R., 1993. La depositación de las areniscas verdes (Formación Bajo Barreal—Cretácico Tardío) y sus implicancias tafonómicas. In *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas* (Vol. 1, pp. 194-199).
- Rodríguez-López, J.P., Clemmensen, L.B., Lancaster, N., Mountney, N.P., Veiga, G.D., 2014. Archean to recent aeolian sand systems and their sedimentary record: current understanding and future prospects. *Sedimentology* 61, 1487–1534.

- Roll, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras, reimpresión Tomo 15 (163), 17–83. Buenos Aires.
- Royer, D.L., 2010. Fossil soils constrain ancient climate sensitivity. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107 (2), 517–518.
- Saba, S.L., de Lamo, D.A., 1994. Dynamic responses of mammals to the eruption of Volcan Hudson. *Mastozoología Neotropical* 1 (2), 113–122.
- Sacristán-Horcajada, S., Arribas, M.E., Mas, R., 2016. Pedogenetic calcretes in early Synrift alluvial systems (Upper Jurassic, West Cameros Basin), northern Spain. *Journal of Sedimentary Research* 86, 268–286.
- Salduondo, J., Comerio, M., Cravero, F., Etcheverry, R., 2020. Mineralogical and geochemical analysis of sodium bentonites in continental settings: The Uspallata Group (Triassic) of the Cuyana Basin, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 102, 102548.
- Sánchez, M., Asurmendi, E., 2011. Distribución y evolución del Subgrupo Río Limay (Cretácico Superior) en el sector central de Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén, Mendoza y Río Negro. En: *Mendoza y Río Negro, Argentina: Neuquén, Argentina*, 18 Congreso Geológico Argentino.
- Sánchez, M.L., Asurmendi, E., 2015. Stratigraphy and sedimentology of the terminal fan of Candeleros Formation (Neuquén Group), Lower Cretaceous, Neuquén basin, provinces of Neuquén and Mendoza, Argentina. *Andean Geology* 42 (3), 329–348.
- Sánchez, M.L., Heredia, S., 2006. Sedimentología y paleoambientes del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico Superior) en la Quebrada de las Chivas, Departamento Confluencia, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (1), 39–56.
- Sánchez, M.L., Heredia, S., Calvo, J.O., 2004. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), Cretácico Superior, en el cañadón El Escondido, sudeste del Neuquén. En: *Xº Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes 157*. San Luis.
- Sánchez, M.L., Morra, S., Armas, P., Rossi, J., 2008a. El Grupo Neuquén (Cretácico) en el borde oriental de la Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Río Negro. *XVIIº Congreso Geológico Argentino. Actas* 797–798.
- Sánchez, M.L., Rossi, J., Morra, S., Parmas, P., 2008b. Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén–Cretácico Tardío) en el Departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15 (1), 1–26.
- Sánchez, M.L., Tarditi, J., Asurmendi, E., Parmas, P., 2008c. El contacto entre los subgrupos Río Neuquén y Río Colorado (Cretácico Superior) en la zona del lago Los Barreales, Cuenca Neuquina, Neuquén. *XVIIº Congreso Geológico Argentino. Actas* 795–796.
- Sauer, D., Stein, C., Glatzel, S., Kühn, J., Zarei, M., Stahr, K., 2015. Duricrusts in soils of the Alentejo (southern Portugal)—types, distribution, genesis and time of their formation. *Journal of Soils and Sediments* 15 (6), 1437–1453.
- Schaetzl, R., Anderson, S., 2013. *Soil: genesis and geomorphology*, 5th Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 817 pp.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic rocks and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology* 9, 41–43.
- Schoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C., Soil Survey Staff, 2012. *Field book for describing and sampling soils*, version 3.0. Natural Resources Conservation Service. National Soil Survey Center, Lincoln, NE.

- Sciutto, J.C., 1981. Geología del Codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, p. 203-219, San Luis, Argentina.
- Sciutto, J.C., Martínez, R.D., 1996. El Grupo Chubut en el anticlinal Sierra Nevada, Chubut, Argentina. In Actas del XIII congreso geológico argentino y III congreso de exploración de hidrocarburos, Vol. 1, 67–75.
- Sepkoski Jr, J.J., Raup, D.M., 1986. Periodicity in marine extinction events.
- Shang, F., Weislogel, A.L., Sharma, S., Chen, R., Tripathi, A.K., 2016. Paleosol records of tropical terrestrial temperatures and atmospheric pCO₂ levels during the mid-Cretaceous (Cenomanian-Turonian) 'super-greenhouse' world. Mesozoic history of the southeastern Tibetan plateau: Sediment provenance, paleoclimate, and surface elevation history, 1001, 78.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. AAPG bulletin 78 (4), 544–568.
- Sheldon, N.D., 2006. Quaternary glacial–interglacial climate cycles in Hawaii. *J. Geol.* 114, 367–376.
- Sheldon, N.D., Tabor, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Science Reviews* 95, 1–52.
- Sheldon, N.D., Retallack, G.J., Tanaka, S., 2002. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon. *Journal of Geology* 110, 687–696.
- Sickmann, Z.T., Schwartz, T.M., Graham, S.A., 2018. Refining stratigraphy and tectonic history using detrital zircon maximum depositional age: an example from the Cerro Fortaleza Formation, Austral Basin, southern Patagonia. *Basin Research* 30 (4), 708–729.
- Silva Nieto, D.G., Lizuaín, A., Páez, M., 2017. Reinterpretación estratigráfica de la Formación Cerro Barcino (Grupo Chubut), en el Chubut central. Actas 20° Congreso Geológico Argentino, ST1. pp. 127–128.
- Skelton, P.W., Spicer, R.A., Kelley, S.P., Gilmour, I., 2003. The cretaceous world (p. 360).
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin* 97 (1), 1–10.
- Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 45, 10–25
- Soares, M.V., Basilici, G., Dal Bó, P.F., Marinho, T., Mountney, N.P., Colombera, L., Oliveira, E., Silva, K.E., 2018. Climatic and geomorphologic cycles in a semiarid distributive fluvial system, Upper Cretaceous, Bauru Group, SE Brazil. *Sedimentary Geology* 372, 75–95.
- Soares, M.V., Basilici, G., Lorenzoni, P., Colombera, L., Mountney, N.P., Martinelli, A.G., Mesquita, A.F., da Silva Marinho, T., Garcia, V., Marconato, A., 2020. Landscape and depositional control on paleosols of a distributive fluvial system (Upper Cretaceous, Brazil). *Sedimentary Geology* 409, 105774.
- Soil Survey Staff. 1960. Soil classification: A Comprehensive System. 7th Approximation. U.S. Dept. Agr. Washington, D.C
- Soil Taxonomy, a Basic System for Making and Interpreting Soil Surveys, 1999. United States Department of Agriculture. Handbook, Washington, p. 436.
- Soil Survey Staff, 2015. Illustrated Guide to Soil Taxonomy, Version 2. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. National Soil Survey Center, Lincoln, Nebraska.
- Spalletti, L.A., Mazzoni, M.M., 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del Lago Colhue Huapi, provincia de Chubut. In *Obra del Centenario del Museo de la Plata* (Vol. 4).

- Spalletti, L., Gazzera, C.E., 1994. Eventos eólicos en capas rojas cretácicas (Formación Río Limay, Grupo Neuquén), sector sudeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. En: L. Spalletti (Ed.). Contribuciones de los Simposios sobre Cretácico de América Latina. Parte A: Eventos y Registro Sedimentario. Actas 89–100.
- Spicer, B., Skelton, P.W., 2003. The operation of the major geological carbon sinks. *The Cretaceous World*, 249–271.
- Spiers, G.A., Pawluk, S., Dudas, M.J., 1984. Authigenic mineral formation by solodization. *Canadian Journal of Soil Science* 64 (4), 515–532.
- Srivastava, P., Sauer, D., 2014. Thin-section analysis of lithified paleosols from Dagshai Formation of the Himalayan Foreland: identification of paleopedogenic features and diagenetic overprinting and implications for paleoenvironmental reconstruction. *Catena* 112, 86–98.
- Srivastava, P., Rajak, M.K., Sinha, R., Pal, D.K., Bhattacharyya, T., 2010. A high-resolution micromorphological record of the Late Quaternary paleosols from Ganga–Yamuna interfluvium: Stratigraphic and paleoclimatic implications. *Quaternary International* 227 (2), 127–142.
- Srivastava, P., Sinha, R., Deep, V., Singh, A., Upreti, N., 2018. Micromorphology and sequence stratigraphy of the interfluvium paleosols from the Ganga Plains: a record of alluvial cyclicity and paleoclimate during the Late Quaternary. *Journal of Sedimentary Research* 88 (1), 105–128.
- Stipanovich, P.N., Rodrigo, F.E.L.I.X., Baulies, O.L., Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2), 67–98.
- Steinthorsdottir, M., Coxall, H.K., De Boer, A.M., Huber, M., Barbolini, N., Bradshaw, C.D., Strömberg, C.A.E., 2021). The Miocene: the future of the past. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 36 (4), e2020PA004037.
- Stoops, G., 1968. Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa). *Pedologie* 18 (1), 110–149.
- Stoops, G., 2003. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Soil Science Society of America, Madison.
- Stoops, G., Jongerius, A., 1975. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. En A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma* 13 (3), 189–199.
- Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F., 2010. Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, p. 720.
- Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F., 2018. Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths Elsevier, Amsterdam, 2nd ed, p. 1000.
- Sylwan, C.A., 2001. Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27, 123–157.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F. y Padva, D., 2011. Cuenca del Golfo San Jorge. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, Actas, 139–183, Mar del Plata, Argentina.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C., Fanning, M., 2014. Cenomanian? early Turonian minimum age of the Chubut Group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 50, 67–74.
- Summerfield, M.A., 1983. Geochemistry of weathering profile silcretes, southern Cape Province, South Africa. Geological Society, London, Special Publications 11 (1), 167–178.
- Surdam, R.C., Sheperd, R.A., 1978. Zeolites in saline, alkaline-lake deposits.
- Tabor, N.J., Myers, T.S., Michel, L.A., 2017. Sedimentologist's Guide for Recognition, Description, and Classification of Paleosols. In: Zeigler, K.E., Parker, W.G. (Eds.),

- Terrestrial Depositional Systems: Deciphering Complexities through Multiple Stratigraphic Methods. Elsevier, Amsterdam, 165–208.
- Tasch, P., Volkheimer, W., 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia.
- Taylor, G., Eggleton, R.A., 2017. Silcrete: an Australian perspective. *Australian Journal of Earth Sciences* 64 (8), 987–1016.
- Teruggi, M.E., Rosseto, H., 1963. Petrografía del Chubutiano del Codo del Senguerr. *Boletín de Informaciones Petroleras* 354, 18–35, Buenos Aires, Argentina
- Thiry, M., 1981. Sédimentation continentale et altérations associées: calcitisations, ferruginisations et silicifications. *Les Argiles Plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. Sci. Géol. Mém.* 64 (173 p).
- Thiry, M., 1999. Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: Thiry, M., SimonCoinçon, R. (Eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits. Special Publication of International Association of Sedimentologists* 27, 87–128.
- Thiry, M., 1991. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek opal field, South Australia. *Journal of Sedimentary Research* 61 (1), 111–127.
- Thiry, M., Milnes, A., 2017. Silcretes: Insights into the occurrences and formation of materials sourced for stone tool making. *Journal of Archaeological Science: Reports* 15, 500–513.
- Thiry, M., Milnes, A.R., 1991. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia. *Journal of Sedimentology and Petroleum* 61, 111–127.
- Thiry, M., Milnes, A.R., Rayot, V., Simon-Coinçon, R., 2006. Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the Tertiary regolith of inland Australia. *Journal of Geological Society* 163, 723–736.
- Thiry, M., Millot, R., Innocent, C., Franke, C., 2015. The Fontainebleau Sandstone: bleaching, silicification and calcite precipitation under periglacial conditions. *Rapport de Recherche, Centre de Geosciences. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France* (26 p).
- Tunik, M.A., Vietto, M.E., Sciutto, J.C., Estrada, E., 2004. Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. *Análisis preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4), 601–606.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489 (1–4), 258–273.
- Turic, M., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del Río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (inédito).
- Turic, M., 1971. Geología de la Comarca del lago San Martín entre las estancias La Lila y Los Cerros (Dpto. Lago Argentino-Provincia de Santa Cruz). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe T-59, inédito.*
- Ufnar, D.F., González, L.A., Ludvigson, G.A., Brenner, R.L., Witzke, B.J., 2002. The mid-Cretaceous water bearer: isotope mass balance quantification of the Albian hydrologic cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 188 (1–2), 51–71.
- Ufnar, D.F., Ludvigson, G.A., González, L.A., Brenner, R.L., Witzke, B.J., 2004. High latitude meteoric $\delta^{18}\text{O}$ compositions: paleosol siderite in the middle Cretaceous Nanushuk Formation, North Slope, Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 116 (3–4), 463–473.
- Ufnar, D.F., Ludvigson, G.A., González, L., Gröcke, D.R., 2008. Precipitation rates and atmospheric heat transport during the Cenomanian greenhouse warming in North America: estimates from a stable isotope mass-balance model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266 (1–2), 28–38.

- Ullyott, J.S., Nash, D.J., Shaw, P.A., 1998. Recent advances in silcrete research and their implications for the origin and palaeoenvironmental significance of sarsens. *Proceedings of the Geologists' Association* 109 (4), 255–270.
- Ullyott, J.S., Nash, D.J., 2016. Distinguishing pedogenic and non-pedogenic silcretes in the landscape and geological record. *Proceedings of the Geologists' Association* 127 (3), 311–319.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Melchor, R.N., 2008. Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203 (3–4), 213–228.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Melchor, R.N., 2012. Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: Facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 40, 94–115.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Krause, J.M., 2016. Allocyclic controls in volcanoclastic fluvial successions: lessons from alluvial architecture of Cretaceous Chubut Group, Patagonia. XV Reunión Argentina de Sedimentología y VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Resúmenes: 171, Santa Rosa.
- Umazano, A.M., Villegas, P.M., Krause, J.M. y Bellosi, E.S. 2017a. Señales de actividad tectónica sinsedimentaria en sucesiones fluviales volcanoclasticas: el caso de la Formación Cerro Barcino, Cretácico de Patagonia, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 7, Resúmenes: 120-122, San Miguel de Tucumán.
- Umazano, A.M., Krause, J.M., Bellosi, E.S., Pérez, M., Visconti, G., Melchor, R.N., 2017b. Changing fluvial styles in volcanoclastic successions: A cretaceous example from the Cerro Barcino Formation, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 77: 185–205.
- Van Hinsbergen, D. J., De Groot, L. V., van Schaik, S. J., Spakman, W., Bijl, P. K., Sluijs, A., Brinkhuis, H., 2015. A paleolatitude calculator for paleoclimate studies. *PLoS one*, 10 (6), e0126946.
- Varela, A.N., 2015. Tectonic control of accommodation space and sediment supply within the Mata Amarilla Formation (lower Upper Cretaceous) Patagonia, Argentina. *Sedimentology* 62, 867–896.
- Varela, A.N., Veiga, G.D., Poiré, D.G., 2012a. Sequence stratigraphic analysis of Cenomanian greenhouse palaeosols: a case study from southern Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology* 271-272, 67–82.
- Varela, A. N., Poiré, D.G., Martin, T., Gerdes, A., Goin, F.J., Gelfo, J.N., Hoffmann, S., 2012. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. *Andean Geology* 39 (3), 359-379.
- Varela, A.N., Iglesias, A., Poiré, D.G., Zamuner, A.B., Richiano, S., Brea, M., 2016. Petrified forests in the Austral Basin marks a Cenomanian forced regression heterogeneous surface. *Geobiology* 14, 293–313.
- Varela, A.N., Raigemborn, M.S., Richiano, S., White, T., Poiré, D.G., Lizzoli, S., 2018. Late Cretaceous paleosols as paleoclimate proxies of high-latitude Southern Hemisphere: Mata Amarilla Formation, Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology* 363, 83–95.
- Varela, A.N., Richiano, S., D'Elia, L., Moyano Paz, D., Tettamanti, C., Poiré, D.G., 2019. Sedimentology and stratigraphy of the Puesto El Moro Formation, Patagonia, Argentina: implications for upper cretaceous paleogeographic reconstruction and compartmentalization of the Austral-Magallanes Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 92, 466–480.
- Varela, A. N., Raigemborn, M. S., Santamarina, P. E., Lizzoli, S., Adatte, T., Heimhofer, U., 2021. Carbon Isotopic Signature and Organic Matter Composition of Cenomanian High-Latitude Paleosols of Southern Patagonia. *Geosciences* 11 (9), 378.

- Vepraskas, M.J., Wilding, L.P. & Drees, L.R., 1994. Aquic conditions for soil taxonomy: concepts, soil morphology, and micromorphology. In Ringrose-Voase, A.J. & Humphreys, G.S. (eds.), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*. Developments in Soil Science, Volume 22. Elsevier, Amsterdam, pp. 117–131.
- Vepraskas, M.J., Lindbo, D.L., Stolt, M.H., 2018. Redoximorphic features. In *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths* (pp. 425–445). Elsevier.
- Vilela, C.R., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 48c, Lago Musters. Servicio Nacional Minero Geológico.
- Villegas, P.M., Visconti, G. y Umazano, A.M. 2014. Respuestas sedimentarias de un sistema fluvial al influjo de sedimentos piroclásticos: el caso de los miembros Bardas Coloradas y Puesto La Paloma durante el Cretácico de Patagonia. XIV Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 295–296, Puerto Madryn.
- Villegas, P.M., Umazano, A.M., Melchor, R.N., 2017. Abanicos aluviales y ríos asociados a depósitos volcanoclásticos cretácicos del Miembro Las Plumas, Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 7, Actas: 123–125, San Miguel de Tucumán.
- Villegas, P.M., Umazano, A.M., Melchor, R.N., Kataoka, K., 2019. Soft-sediment deformation structures in gravelly fluvial deposits: A record of Cretaceous seismic activity in Patagonia? *Journal of South American Earth Sciences* 90, 325–337
- Vizán, H., Geuna, S., Melchor, R., Bellosi, E.S., Lagorio, S.L., Vásquez, C., Japas, M.S., Ré, G., Do Campo, M., 2013. Geological setting and paleomagnetism of the Eocene red beds of Laguna Brava Formation (Quebrada Santo Domingo, northwestern Argentina)
- Volkheimer, W., Gallego, O.F., Cabaleri, N.G., Armella, C., Narvaez, P.L., Nieto, D.G.S., Páez, M. A., 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. *Cretaceous Research* 30 (1), 270–282.
- Webb, J.A., Golding, S.D., 1998. Geochemical mass-balance and oxygen-isotope constraints on silcrete formation and its paleoclimatic implications in southern Australia. *Journal of Sedimentary Research* 68 (5), 981–993.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olsen, M., Buehler, H., Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology* 38, 39–42.
- Wilkin, R.T., Barnes, H.L., 1998. Solubility and stability of zeolites in aqueous solution; I, Analcime, Na-, and K-clinoptilolite. *American Mineralogist* 83 (7–8), 746–761.
- Wilson, M.D., Pittman, E.D, (1977. Authigenic clays in sandstones; recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Research* 47 (1), 3–31.
- Wilson, P.A., Norris, R.D., Cooper, M.J., 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology* 30 (7), 607–610.
- White, T., González, L., Ludvigson, G., Poulsen, C., 2001. Middle Cretaceous greenhouse hydrologic cycle of North America. *Geology* 29, 363–366.
- White, T., Witzke, B., Ludvigson, G., Brenner, R., 2005. Distinguishing base-level change and climate signals in a Cretaceous alluvial sequence. *Geology* 33, 13–16.
- Wichmann, R., 1927. Sobre la facies lacustre senoniana de los estratos con dinosaurios y su fauna. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)*. 30, 383–405

- Zaki, A.S., Giegengack, R., Castelltort, S., 2020. Inverted channels in the Eastern Sahara—distribution, formation, and interpretation to enable reconstruction of paleodrainage networks. In *Palaeohydrology* (pp. 117-134). Springer, Cham.
- Zhang, L., Wang, C., Li, X., Cao, K., Song, Y., Hu, B., Lu, D., Wang, Q., Du, X., Cao, S., 2016. A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 443, 98–106
- Zhang, L., Hay, W.W., Wang, C., Gu, X., 2019. The evolution of latitudinal temperature gradients from the latest cretaceous through the present. *Earth Sciences Review* 189, 147–158.