ANÁLISIS DEL RELLENO VOLCANO-SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DE COLLÓN CURA Y SU CORRELACIÓN CON EL ANTEPAÍS NEÓGENO DE LOS ANDES DEL SUR DE NEUQUÉN Y NORTE DE RÍO NEGRO

Tesis Doctoral 2020 Universidad Nacional de La Plata Facultad de Ciencias Naturales y Museo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Lic. Manuel López Director: Dr. Leandro D'Elia

AGRADECIMIENTOS

Gracias a mi familia y amigos/as,

- a Tsunami y la 274,
- a mis profesores/as,
- al Centro de Investigaciones Geológicas,
- a los/as pobladores/as del Collón Cura, Limay y Lanín,
- y a la Universidad pública, gratuita y de calidad.

¡Realidad: inapreciables, fugitivos, negros puntos, que jamás divisan juntos, tus mil ojos miserables!

Almafuerte

(Pedro Bonifacio Palacios)

RESUMEN

El presente trabajo de tesis doctoral contiene un análisis del relleno volcanosedimentario neógeno de la cuenca de Collón Cura, ubicada en el contexto del Antepaís Norpatagónico de la región sur del Neuquén y norte de Río Negro, Argentina. El análisis se realizó mediante múltiples metodologías y resulta en una aproximación secuencial del relleno de la cuenca con implicancias para la región del antepaís y el análisis de señales ambientales a distintos órdenes de magnitud.

La cuenca de Collón Cura constituye una depresión elongada de 120 km de longitud y 40 km de ancho con rumbo general NNW – SSE que se encuentra limitada al W y E por fallas inversas generadas por re-activación e inversión de estructuras preexistentes que afectan parcialmente al relleno. El límite occidental separa el relleno de la cuenca con los Andes Norpatagónicos y corresponde a un sistema de fallas de vergencia al este que se extiende por más de 120 km con rumbo general NNW - SSE. El límite oriental separa el relleno de la cuenca con el Macizo de Sañicó y corresponde a un sistema de fallas de vergencia al oeste que se compone de fallas discontinuas de decenas de kilómetros con orientaciones que varían de NNW – SSE a NNE – SSW. Ambos sistemas de fallas configuran la cuenca como una zona triangular, dentro de la cual se presenta un sistema de fallas inversas de vergencia opuesta y orientación N -S que afectan a todo el relleno de la cuenca. El relleno de la cuenca se caracteriza por volcanitas y sedimentitas volcaniclásticas y epiclásticas y fue dividido en cuatro Secuencias Depositacionales (A1, A2, A3 y A4) limitadas por Superficies de Discontinuidad (S1, S2, S3 y S4). Análisis geométricos de las superficies S1, S3 y S4, y la confección de las superficies potenciales iniciales S3' y S4' permitieron estimar los volúmenes potenciales iniciales de las secuencias A1-A2' (1125 km³) y A3' (1719 km³) y los volúmenes preservados finales de las secuencias A1-A2 (297 km³) y A1-A3 (1666 km³). El esquema cronoestratigráfico confeccionado por un perfil magnetoestratigráfico calibrado con dos dataciones radimétricas U-Pb en circones acotaron al relleno entre el Mioceno temprano a medio-superior (21/16,0 Ma) y el límite Mioceno-Plioceno (~ 5 Ma).

La secuencia A1 (21/16,0 y 15,160 Ma; Burdigaliano - Langhiano) se desarrolla por encima del basamento, se limita por las superficies S1 y S2 y fue acumulada en sistemas aluviales volcaniclásticos con moderado a escaso desarrollo de paleosuelos (AF1 y 2) que desembocaban en un sistema lacustre somero (AF3). La secuencia A2 (15,160 y 15,032 Ma; Langhiano) se limita por las superficies S2 y S3 y corresponde a depósitos de corrientes piroclásticas (AF4 y 5) y sistemas de bajadas volcaniclásticas (AF6 y 7). La secuencia A3 (15,032 y 12,049 Ma; Langhiano - Serravaliano) se limita por las superficies S3 y S4 y fue acumulada en un sistema fluvial axial de carga mixta (AF9

y 10) con intercalaciones de sistemas de fajas de canales de carga gravosa (AF8), depósitos de corrientes piroclásticas (AF11), acumulaciones eólicas (AF12) y coladas de lava (AF13). La secuencia A4 (10,6 \pm 0,2 y ~ 5 Ma; Tortoniano - Zancleano) se desarrolla por encima de la superficie S4 y consiste en un sistema fluvial axial de fajas de canales con carga gravosa (AF14) y sistemas aluviales transversales (AF15).

El análisis espacial, temporal y depositacional de las Secuencias Depositacionales y Superficies de Discontinuidad junto con la determinación cuali-cuantitativa de los indicadores ambientales tectónicos, volcánicos y climáticos permitió desarrollar un modelo evolutivo de la cuenca de Collón Cura que contempla 5 etapas. La primera etapa (Etapa 1; ~21/16,0 - 15,160 Ma) corresponde a sistemas aluviales volcaniclásticos y sistemas lacustres someros depositados sin-cinematicamente a los márgenes de la cuenca con tasas de rotación de 0,069º/ka para el dominio occidental y 0,041º/ka para el dominio oriental. Los sistemas poseen hasta 94,8 % de componentes volcaniclásticos secundarios resedimentados / retrabajados y 5,2 % de componentes epiclásticos de origen volcánico y fueron acumulados a razón máxima de 2,5 cm/ka bajo condiciones ambientales templadas sub-húmedas con estacionalidad marcada y precipitaciones y temperaturas medias anuales máximas del orden de los 801 \pm 20 mm/año (índice Σ Bases) y 11° ± 1° C (índice SAL). La segunda estapa (Etapa 2; 15,160 – 15,032 Ma) contiene 1125 km³ de materiales de los cuales 69 % corresponden a depósitos de corrientes piroclásticas y 31 % a sistemas de bajadas volcaniclásticas depositados bajo tasas de acumulación de 78 cm/ka. Estos depósitos son sin-cinemáticos a ambos márgenes y fueron depositados bajo condiciones ambientales templadas sub-húmedas. La tercer etapa (Etapa 3; 15,032 – 12,049 Ma) corresponde a un lapso de no depositación y erosión con desarrollo de valle inciso que removió 863 km³ de material del relleno. La etapa se dio en condiciones sin-cinemáticas al sistema de fallas del dominio occidental con tasas de rotación del rango de los 0,069º/Ka y 0,032º/Ka y coetáneamente a la desactivación del sistemas de fallas del dominio oriental. La cuarta etapa (Etapa 4; 12,049 – 10,6 ± 0,2 Ma) de evolución de la cuenca presenta 1719 km³ de sistemas fluviales de carga mixta interdigitados con sistemas de fajas de canales gravosos que fueron depositados en condiciones sin-cinemáticas al dominio occidental bajo tasas de rotación de 0,032º/Ka y post-cinemática al dominio oriental. En conjunto estos sistemas se depositaron bajo tasas de acumulación de 9,52 cm/ka y se componen de un 4,6 % de depósitos volcaniclásticos primarios (ignimbritas) y 95,4 % de depósitos mixtos. La quinta y última etapa (Etapa 5; 10,6 ± 0,2 - ~ 5 Ma) se caracteriza por la depositación de sistemas fluvio-aluviales poscinemáticos a los márgenes de la cuenca ocurrida bajo condiciones ambientales semiáridas. Se componen de depósitos mayormente epiclásticos con escaso a nulo aporte volcaniclásticos. Luego de la depositación de los sistemas y previamente a los ~ 5

Ma se desarrolló el sistema de fallas del dominio central que deformo a todas las unidades del relleno.

El análisis secuencial a escala de relleno de cuenca (1° orden; $10^6 - 10^7$ años) permitió definir episodios de acumulación y no depositación/erosión limitados por superficies de 1° orden que registran modificaciones en el espacio de acomodación y aporte sedimentario debido a la interrelación de los factores de control tectónico, volcánico y climático. En el Episodio de acumulación inicial (Etapas 1 y 2) se generó espacio de acomodación debido a procesos tectónicos de activación e inversión de estructuras que ocasionaron la fragmentación del antepaís y la configuración del depocentro cerrado que fue colmatado por el intenso volcanismo instaurado producto de una nueva dinámica magmática de subducción. Durante el Episodio de no depositación/erosión inicial (Etapa 3) ocurrió una disminución en el espacio de acomodación debido a la captura fluvial de la cuenca a causa de una interrelación entre el cese del levantamiento de la barrera topográfica y la condiciones paleoclimáticas subhúmedas. En el Episodio de acumulación final (Etapa 4) se generó espacio de acomodación debido a una subsidencia regional que favoreció la configuraron los principales sistemas de transferencia de sedimentos debido al interconexión regional de redes de drenaje y la acumulación de sistemas fluviales. Finalmente, durante el Episodio no depositación/erosión final (Etapa 5) se generó una disminución del espacio de acomodación debido a un levantamiento tectónico generado por variaciones climáticas que produjeron la denudación orogénica.

La identificación de las señales ambientales a distintos órdenes fue considerado como clave para demostrar la interdependencia de los controles como causales de las mismas. De esta manera, se identificó que la interdigitación de sistemas fluviales de carga mixta y sistemas fluviales de carga de fondo gravosa del episodio de acumulación final corresponde a señales ambientales de 2° orden ($10^5 - 10^6$ años) producto de variaciones en el control tectónico. La modificación en los procesos de resedimentación / retrabajo de flujos gravitacionales de sedimentos hacia procesos eólicos en las bajadas volcaniclásticas del episodio de acumulación inicial se identificó como una señal ambiental de 3° orden ($10^4 - 10^5$ años) debida a variaciones en el factor de control climático. La depositación de grandes volúmenes de corrientes piroclásticas sobre sistemas aluviales voclaniclásticos y lacustres del episodio de acumulación inicial se identificó como una señal ambiental de 4° - 5° orden ($10^2 - 10^4$ años) producida por una variación en el factor de control volcánico.

ABSTRACT

The present PhD thesis develops a Neogene volcano-sedimentary infill analysis of the Collón Cura basin, located within the North-Patagonian Foreland at the south of Neuquén and north of Río Negro, Argentina. The analysis was performed by multiple methodologies and the results were done with a sequence stratigraphy approximation and implications for the foreland region. The analysis of the environmental signals were done at different orders of magnitude.

The Collón Cura basin constitutes an elongated depression of 120 km long and 40 km wide with a general NNW - SSE trend and is limited at W and E with inverse faults generated by re-activation and inversion of pre-existing structures that partially affect the filling. The western limit separates the filling of the basin with the Norpatagonian Andes and corresponds to a fault system with east vergence that extends for more than 120 km long and general NNW - SSE trend. The eastern boundary separates the infill of the basin with the Sañicó Massif and corresponds to a fault system with west vergence that is composed of discontinuous faults of tens of kilometers long with orientations that vary from NNW - SSE to NNE - SSW. Both fault systems configure the basin as a triangular zone, within which there is a reverse fault system of opposite vergence and N-S orientation that affects the entire basin infill. The basin infill is characterized by volcanic and volcaniclastic to epiclastic deposits that was divided into four Depositional Sequences (A1, A2, A3 and A4) limited by Discontinuity Surfaces (S1, S2, S3 and S4). Geometric analyzes of the S1, S3 and S4 surfaces, and the potential S3' and S4' surfaces allowed to estimate the initial potential volumes of the A1-A2 '(1,125 km3) and A3' (1719 km3) sequences and the final preserved volumes of the A1-A2 (297 km3) and A1-A3 (1,666 km3) sequences. The chronostratigraphic scheme made up of a magnetostratigraphic profile calibrated with two U-Pb radiometric dates in zircons limit the infill between the Lower to Middle-Upper Miocene (21 / 16.0 Ma) and the Miocene-Pliocene boundary (~ 5 Ma).

The A1 sequence (21 / 16.0 and 15.160 Ma; Burdigalian - Langhian) developed above the basement, is limited by the S1 and S2 surfaces and was accumulated in volcaniclastic alluvial systems with moderate to low paleosols development (AF1 and 2) linked to a shallow lacustrine system (AF3). The A2 sequence (15,160 and 15,032 Ma; Langhian) is limited by S2 and S3 surfaces and corresponds to pyroclastic density currents (AF4 and 5) and volcaniclastic plain systems (AF6 and 7). The A3 sequence (15,032 and 12,049 Ma; Langhian - Serravalian) is limited by S3 and S4 surfaces and was accumulated in a mixed axial river system (AF9 and 10) with intercalations of

gravelly channel belts system (AF8), pyroclastic density currents (AF11), aeolian accumulations (AF12) and lava flows (AF13). The A4 sequence (10.6 \pm 0.2 and ~ 5 Ma; Tortonian - Zanclean) is developed above the S4 surface and consists of an axial fluvial gravelly channel belts system (AF14) and transverse alluvial systems (AF15).

The spatial, temporal and depositional analysis of the Depositional Sequences and Discontinuity Surfaces together with the quali-quantitative determination of the tectonic, volcanic and climatic environmental indicators allowed to develop a model of the Collón Cura basin evolution that includes 5 stages. The first stage (Stage 1; ~ 21 / 16.0 - 15,160 Ma) corresponds to volcaniclastic alluvial systems and shallow lacustrine systems was deposited sin-kinematically to the margins of the basin with rotation rates of 0.069° / ka for the western domain and 0.041° / ka for the eastern domain. The systems have 94.8% of resedimentated / reworked volcaniclastic components and 5.2% of epiclast components with a volcanic origin and were accumulated at a rate of 2.5 cm / ka under sub-humid temperate environmental conditions with marked seasonality and middle annual rainfall and temperatures average of 801 ± 20 mm / year (Σ Bases index) and 11° \pm 1° C (SAL index). The second stage (Stage 2; 15,160 - 15,032 Ma) contains 1125 km³ of materials of which 69% correspond to deposits of pyroclastic density currents and 31% to volcaniclastic plain systems deposited under sedimentation rates of 78 cm / ka. These deposits are syn-kinematic at both margins and were deposited under sub-humid temperate environmental conditions. The third stage (Stage 3; 15,032 - 12,049 Ma) corresponds to a period of non deposition and erosion with development of an incised valley that removed 863 km³ of material from the infill. The stage occurred in synkinematic conditions to the fault system of the western domain with rotation rates in the range of 0.069°/Ka and 0.032°/Ka and simultaneously to the deactivation of the fault systems of the eastern domain. The fourth stage (Stage 4; 12,049 - 10.6 ± 0.2 Ma) of the evolution of the basin presents 1719 km³ of mixed load river systems interdigitated with gravelly channel belts systems that were deposited in syn-kinematics conditions of the western domain with rotation rates of 0.032º/Ka and post-kinematic conditions to the eastern domain. The sedimentary systems were deposited under rates of 9.52 cm/ka and have 4.6% of primary volcaniclastic deposits (ignimbrites) and 95.4% mixed deposits. The fifth and final stage (Stage 5; $10.6 \pm 0.2 - 5$ Ma) is characterized by the deposition of post-kinematic fluvial-alluvial systems to the margins of the basin that occurred under semi-arid environmental conditions. They consist of mostly epiclastics deposits with little to non volcaniclastic contribution. After the deposition of the sedimentary systems and before ~ 5 Ma, the central domain fault system was developed and deformed all the infill units of the basin.

The sequence stratigraphy analysis at basin fill scale (1st order; 10⁶-10⁷ years) allowed to define episodes of accumulation and non-deposition/erosion limited by 1st order surfaces that register modifications in the accommodation space and sedimentary contribution due to the interrelation of tectonic, volcanic and climatic control factors. In the Initial accumulation episode (Stages 1 and 2), accommodation space was generated due to tectonic processes of activation and inversion of structures that caused the fragmentation of the foreland region and the configuration of the closed depocenters that was filled by the intense volcanism established by a new magmatic subduction dynamic. During the Initial non-deposition/erosion episode (Stage 3), there was a decrease in the accommodation space due to the river catch of the basin produced by the interrelation between the cessation of the uplift of the topographic barrier and the sub-humid paleoclimatic conditions. In the Final accumulation episode (Stage 4), accommodation space was generated due to a regional subsidence that favored the configuration of the main sediment transfer systems generated by the regional interconnection of drainage networks and the accumulation of river systems. Finally, during the Final nondeposition/erosion episode (Stage 5), a decrease in accommodation space was generated due to a tectonic uplift generated by climatic variations that produced orogenic denudation.

The identification of environmental signals at different orders was considered as a key to demonstrate the interdependence of controls as the cause of them. In this way, it was identified that the interdigitation of mixed load river systems and gravelly channel belts systems of the final accumulation episode corresponds to 2^{nd} order (10^5 - 10^6 years) environmental signals resulting from variations in the tectonic control. The modification in the resedimentation/reworked processes of sedimentgravity flows towards aeolian processes in the volcaniclastic plains of the initial accumulation episode was identified as a 3^{rd} order environmental signal (10^4 - 10^5 years) due to variations in the climate control. The deposition of large volumes of pyroclastic density currents over voclaniclastic alluvial and shallow lacustrine systems of the initial accumulation episode was identified as an 4^{th} - 5^{th} order (10^2 - 10^4 years) environmental signal produced by a variation in the volcanic control.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

| 1. INTRODUCCIÓN |
|--|
| 2. MARCO GEOLÓGICO8 |
| 2.1. La cuenca de Collón Cura8 |
| 2.2. Relleno volcano-sedimentario neógeno11 |
| 2.3. Contexto tectónico, magmático y climático de la cuenca de Collón Cura14 |
| 2.3.1. Contexto tectónico14 |
| 2.3.2. Contexto Magmático17 |
| 2.3.3. Contexto climático18 |
| 3. METODOLOGÍA20 |
| 3.1. Análisis Morfoestructural20 |
| 3.2. Análisis estratigráfico y caracterización geométrica de superficies de discontinuidad y estimación volumétrica de secuencias depositacionales |
| 3.3. Análisis geocronológicos23 |
| 3.3.1. Análisis de dataciones radimétricas23 |
| 3.3.2. Análisis magnetoestratigráfico26 |
| 3.4. Análisis sedimentológico28 |
| 3.5. Análisis de los indicadores ambientales28 |
| 3.5.1. Indicadores tectónicos29 |
| 3.5.2. Indicadores volcánicos |
| 3.5.3. Indicadores climáticos32 |
| 3.6. Integración e interpretación de los datos34 |

| 4. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICO | |
|---|------------------|
| 4.1. Rasgos morfoestructurales | |
| 4.1.1 Dominio Morfoestructural Occidental | |
| 4.1.2. Dominio Morfoestructural Central | |
| 4.1.3. Dominio Morfoestructural Oriental | |
| 4.2. Estratigrafía de la cuenca de Collón Cura | |
| 4.3. Caracterización geométrica de superficies de discontinuidad y volumétrica de secuencias depositacionales | estimación 44 |
| 4.4. Geocronología del relleno de la cuenca de Collón Cura | |
| 5. MODELO DE FACIES Y PALEOAMBIENTES | |
| 5.1 Modelo de Facies | 55 |
| 5.1.1. Secuencia Depositacional A1 | 55 |
| 5.1.2. Secuencia Depositacional A2 | 62 |
| 5.1.3. Secuencia Depositacional A3 | 68 |
| 5.1.4. Secuencia Depositacional A4 | 79 |
| 5.2. Paleoambientes de las Secuencias Depositacionales | |
| 5.2.1. Secuencia Depositacional A1 | 84 |
| 5.2.2. Secuencia Depositacional A2 | |
| 5.2.3. Secuencia Depositacional A3 | |
| 5.2.4. Secuencia Depositacional A4 | 87 |
| 6. ANÁLISIS DE LOS INDICADORES AMBIENTALES | 90 |
| 6.1. Indicadores tectónicos | 90 |
| 6.1.1. Estructuración del dominio morfoestructural occidental | |

| 6.1.2. Estructuración del dominio morfoestructural central | 94 |
|--|----------|
| 6.1.3. Estructuración del dominio morfoestructural oriental | 95 |
| 6.1.4. Síntesis de los indicadores tectónicos | 97 |
| 6.2. Indicadores volcánicos | 97 |
| 6.2.1. Secuencia Depositacional A1 | 99 |
| 6.2.2. Secuencia Depositacional A210 |)1 |
| 6.2.3. Secuencia Depositacional A310 |)2 |
| 6.2.4. Secuencia Depositacional A410 |)5 |
| 6.2.5. Síntesis de los indicadores volcánicos10 |)6 |
| 6.3. Indicadores climáticos10 |)9 |
| 6.3.1. Secuencia Depositacional A110 |)9 |
| 6.3.2. Secuencia Depositacional A211 | 11 |
| 6.3.3. Secuencia Depositacional A311 | 12 |
| 6.3.4. Secuencia Depositacional A411 | 13 |
| 6.3.5. Síntesis de los indicadores climáticos11 | 15 |
| 7. SÍNTESIS DE RESULTADOS Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA11 | 17 |
| 7.1. Etapa 1: ~21/16,0 – 15,160 Ma, Mioceno temprano a medio (Burdigaliano Langhiano). Estructuración inicial y depositación sin-cinemática de sistemas aluviale volcaniclásticos y sistemas lacustres someros11 | эs 17 |

| 7.4. Etapa 4: 12,049 – 10,6 ± 0,2 Ma, Mioceno medio (Serravaliano –To | rtoniano). |
|--|------------------|
| eólica y sistemas de faias de canales gravosos en condiciones sin-cinemáti | |
| influencia eventual de aporte volcaniclástico. | 122 |
| | |
| 7.5. Etapa 5: 10,6 ± 0,2 - ~ 5 Ma, Mioceno tardío - Plioceno (Tortoniano - Za | incleano). |
| Depositacion de sistemas fluvio-aluviales en condiciones pos-cinematio | as a los |
| | 123 |
| . DISCUSIÓN | 126 |
| 8.1. Factores de control de 1° orden (10 ⁶ – 10 ⁷ años): ¿La tectónica como control principal? | factor de 126 |
| 8.1.1. Episodio de acumulación inicial (~21/16.0 - 15.032 Ma) | 127 |
| 8.1.2. Episodio de no depositación/erosión inicial (15,032 – 12,049 Ma) | 129 |
| 8.1.3. Episodio de acumulación final (12,049 - 10,6 ± 0,2 Ma) | 130 |
| 8.1.4. Episodio de degradación final (post - 10,6 ± 0,2 Ma) | 132 |
| 8.2. Consecuencias de los Factores de control de 1° orden ($10^6 - 10^7$ añ | ios) en la |
| configuración y evolución del Antepaís Fragmentado Norpatagónico | 133 |
| 8.3. Señales ambientales en el registro volcano-sedimentario | 139 |
| 8.3.2. Señales ambientales de 2° orden (10 ⁵ – 10 ⁶ años) | 139 |
| 8.3.2. Señales ambientales de 3° orden (10 ⁴ – 10 ⁵ años) | 142 |
| 8.3.3. Señales ambientales 4° - 5° orden (10² – 10 ⁴ años)? | 144 |
| 8.4. Síntesis e integración | 146 |
| . CONCLUSIONES | 147 |
| EFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 150 |

ANEXOS

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

and the American Article and the provident and

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

El análisis del relleno de cuencas sedimentarias desde un punto de vista secuencial es considerado una de las últimas y mayores revoluciones conceptuales en el ámbito de la sedimentología (Miall, 1995). Mediante la interpretación genética y jerarquización de superficies de discontinuidad que limitan "paquetes" de rocas, junto con el estudio de los patrones arquitecturales de las sucesiones sedimentarias, el análisis secuencial expone el balance entre el espacio de acomodación y el aporte sedimentario. Esto permite definir en el relleno de cuencas sedimentarias episodios de acumulación (*basin infill*) y episodios de erosión (*erotional events;* Catuneanu et al., 2009) y generar un orden cronológico y predictivo de las sucesiones del relleno. De esta manera, la estratigrafía secuencial constituye la principal herramienta para dilucidar cómo los controles extrínsecos principales (tectónica, clima y eustacia) condicionan la evolución de las cuencas (Shanley y McCabe, 1994; Martinsen et al., 1999; Catuneanu et al., 2009).

Recientemente, un nuevo avance en el análisis de cuencas sedimentarias ha evidenciado que en las sucesiones sedimentarias de relleno se registran modificaciones en la producción, el transporte y la depositación de los sedimentos que se expresan como señales ambientales (Environmental signals; Castelltort et al., 2015). Las señales ocurren en un amplio rango temporal que abarca desde horas a millones de años, y se deben a modificaciones en los controles tectónicos, climáticos y eustáticos (Romans et al., 2016). Desde un punto de vista secuencial, las señales ambientales pueden ser concebidas como propagaciones aguas abajo de la modificación aguas arriba de los factores de control a diferentes escalas temporales y espaciales (Tectónica y Clima; upstream controls; Catuneanu et al., 2009). Esta condición de propagación de las señales, precisa de una nueva forma de analizar los sistemas sedimentarios actuales y del pasado que consiste en los Sistemas de Transferencia de Sedimentos (Sediment-routing Systems; Allen, 2008; Romans et al., 2016). Estos se definen como sistemas de transporte de masa por sobre la superficie terrestre desde un área fuente hasta las zonas finales de depositación (Allen, 2008). De este modo, el análisis de cuencas sedimentarias integradas en un sistema de transferencia de sedimentos implica que las perturbaciones generadas por modificaciones en los controles extrínsecos de aguas arriba puedan transmitirse a diferentes escalas y magnitudes en forma de señales ambientales desde las áreas fuentes hasta las áreas finales de depositación (Romans et al., 2016).

En la región del Antepaís Norpatagónico (Figura 1), durante el Mioceno se configuró una compleja red de sistemas de transferencia de sedimentos (Bilmes et al., 2019) que

5

se vio perturbada por procesos tectono-magmáticos, climáticos y eustáticos tales como: i. la principal fase de levantamiento orogénico de los Andes Norpatagónicos; ii. la configuración del sistema de Antepaís Fragmentado Patagónico (Figura 1; Folguera y Ramos, 2011; Bilmes et al., 2013; Folguera et al., 2018; Franzese et al., 2018; Bucher et al., 2019b; López et al., 2019); iii. una alta productividad magmática con generación de cuerpos intrusivos y grandes acumulaciones volcaniclásticas en el área extra-andina (González Díaz, 1982; Hervé et al., 2007; Castro et al., 2010; Aragón et al., 2011); y iv. la conformación de una sombra de lluvias que produjo importantes variaciones paleoclimáticas y paleoecológicas (Blisniuk et al., 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006; Roux, 2012; Bucher et al., 2019c). En este contexto, la región del Antepaís Norpatagónico se configuró como un conjunto de cuencas intermontanas miocenas aisladas de la influencia de las variaciones eustáticas, que se caracterizan por episodios de acumulación en condiciones de cuencas abiertas y cerradas y sucesiones sedimentarias sin-orogénicas altamente influenciadas por aporte volcaniclástico (Figura 1; Bilmes et al., 2013 y 2014; Ramos et al., 2014; Huyghe et al., 2014; Franzese et al., 2018; Bucher et al., 2019 a y b; López et al., 2019). De este modo, estas cuencas constituyen un caso de estudio excepcional para el análisis de la interacción entre procesos tectono-magmáticos y climáticos y sus consecuencias en la producción y distribución de sedimentos sobre la superficie de la tierra.



Figura 1. Modelo de elevación digital de los Andes Norpatagónicos (ANP) y la región del Antepaís Fragmentado Norpatagónico (AFNP). En naranja se resaltan los depocentros neógenos y en especial la cuenca de Collón Cura (CC). LOFZ Sistema de fallas de Liquiñe Ofqui.

El presente trabajo desarrolla un análisis del relleno volcano-sedimentario de la cuenca de Collón Cura desde un punto de vista secuencial a escala de relleno de cuenca y de la propagación de las señales ambientales a distintas escalas temporales y espaciales. El interés de estos análisis radica en que la cuenca de Collón Cura es el sector proximal del sistema de transferencia de sedimentos miocenos del Antepaís Norpatagónico en cuya evolución se evidencia la génesis y propagación de las señales ambientales producidas por los procesos tectono-magmáticos y climáticos (Figura 1). Para desarrollar tales objetivos, el presente trabajo contiene: i. caracterización morfoestructural de la cuenca; ii. identificación y caracterización de secuencias y superficies en un contexto temporal; iii. análisis sedimentológicos e interpretaciones paleoambientales; iv. identificación, caracterización y cuali-antificación de indicadores de señales ambientales tectónicas, volcánicas y climáticas; y v. la integración de los resultados obtenidos mediante un análisis evolutivo. Finalmente, se discutirán las modificaciones del espacio de acomodación/aporte de sedimentos a escala de relleno de cuenca 1° orden (10⁶ – 10⁷ años) asignándoles uno o más factores de control y se considerarán las consecuencias que dichos controles tienen en el análisis de cuencas sedimentarias continentales así como para la configuración del sistema de transferencia de sedimentos del Antepaís Norpatagónico. A su vez, se analizarán distintas señales ambientales del relleno volcano-sedimetario de la cuenca para dilucidar cómo las modificaciones de los factores de control generan y propagan señales a escalas temporales de 2° orden ($10^5 - 10^6 a$ ños), 3° orden ($10^4 - 10^5 a$ ños) y 4° - 5° orden ($10^2 - 10^5 a$ ños) 10⁴ años).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

and the second second

State - State - Care

the former

WARDEN WALL

2.1. La cuenca de Collón Cura

A lo largo del margen occidental del continente Sudamericano, el proceso de subducción de la placa de Farallón-Nazca por debajo de la placa Sudamericana generó una faja de intensa deformación orogénica que conforma en la actualidad la Cordillera de los Andes. Esta cadena montañosa se extiende por más de 7000 km en dirección predominantemente N – S y se caracteriza por estar segmentada en Andes Septentrionales, Andes Centrales y Andes Australes (Gansser, 1973; Ramos, 1999). En la región septentrional de los Andes Australes se encuentra la provincia geológica de los Andes Norpatagónicos (Figura 2.1; Cordillera Patagónica Septentrional s.s., Ramos, 1999). Los Andes Norpatagónicos se extienden desde los 38° S a los 46° S aproximadamente y se caracterizan por constituir un sector relativamente angosto y topograficamente bajo de la Cordillera de los Andes. Poseen entre 200 y 300 km de ancho promedio y una altura media de 2000 msnm (Figura 2.1), con picos de mayor altura que llegan a 3747 msnm (Volcán Lanín).



Figura 2.1 Modelo de elevación digital de la región norte de la Patagonia Argentina. Como principales rasgos se resaltan los Andes Norpatagónicos, el Macizo Norpatagónico, el Macizo del Deseado y la Zona de Falla de Liquiñe Ofqui (ZFLO). A.S. Andes Septentrionales, A.C. Andes Centrales, A.A. Andes Australes (Gansser, 1973).

La conformación y evolución de los Andes Norpatagónicos desde el inicio del Ciclo Andino (Jurásico inferior; Ramos, 2009; Folguera y Ramos, 2011; Horton et al., 2018) culminó no solo con la configuración tectónica de este sector de la cordillera, sino también con la región del Antepaís Norpatagónico (Folguera y Ramos, 2011; Bilmes et al., 2013; Folguera et al., 2018; Bucher et al., 2018, 2019a; López et al., 2019). Durante el Neógeno, el Antepaís Norpatagónico (Retroacro interno y externo; García Morabito y Ramos, 2012) registra el desarrollo de diversas cuencas intermontanas (e.g., cuenca de Aluminé, Catán Lil, Collón Cura, Piedra del Águila, Picún Leufú, Ñirihuau y el área de Pilcaniyeu, entre otras; Cazau, 1972; Ramos, 1978; González Díaz y Nullo, 1980; Folguera y Ramos, 2002; García Morabito et al., 2011) limitadas por altos de distintos sustratos que constituyen el sector septentrional del Antepaís Fragmentado Patagónico (Figura 2.2; Bilmes et al., 2013; Huyghe et al., 2014).

La cuenca de Collón Cura (Ramos, 1978) es una de las principales cuencas intermontanas neógenas del Antepaís Fragmentado Patagónico. Se encuentra en el extremo sur de la Provincia del Neuquén y el extremo NW de la provincia de Río Negro, entre los 39° 45' y 40° 45' S y 71° 00' y 70° 35' W (Figura 2.2). Constituye una depresión elongada de 120 km de longitud y 40 km de ancho con rumbo general NNW – SSE que se encuentra limitada al oeste por los Andes Norpatagónicos y al este por el Macizo de Sañicó (Ramos, 1978; Uliana, 1978). Sus límites norte y sur corresponden a bloques de distintos sustratos asociados a lineamientos corticales de primer orden (Dzierma et al., 2012). Estos son el alto de Auca Pan, asociado al lineamiento del Río Malleo (Mocha-Villarica; Dzierma et al., 2012) al norte y el alto del Río Limay asociado al lineamiento del Río Limay al sur (Figura 2.2; Ramos, 1978; González Díaz y Nullo, 1980).

Desde el punto de vista genético, inicialmente la cuenca fue interpretada como una cuenca extensional generada en un régimen tectónico extensional a transtensional y posteriormente se reinterpretó como de origen transpresivo (Groeber, 1947, 1951; Galli, 1969; Ramos, 1978; González Díaz y Nullo, 1980; González Díaz et al., 1986; Dalla Salda y Franzese, 1987; Diraison et al., 1998). Actualmente diversos autores han evidenciado que la cuenca se configuró bajo un régimen tectónico dominantemente contraccional, conformando una zona triangular de piel gruesa limitada por fallas antitéticas heredadas que se habrían reactivado e invertido durante el Mioceno temprano a medio (Figura 2.2; García Morabito et al., 2011; García Morabito y Ramos, 2012; Ramos et al., 2014 y 2015; López et al., 2019). El relleno de la cuenca se caracteriza por 300 a 500 m de rocas volcánicas y sedimentarias continentales depositadas al pie de los Andes Norpatagónicos durante el Mioceno – Plioceno (Ramos et al., 2014).



Figura 2.2 Los Andes Norpatagónicos y la región del Antepaís Norpatagónico. Se resaltan en color depocentros neógenos limitados por distintos altos de sustrato. ZFLO: Zona de Falla de Liquiñe Ofqui. Cuencas intermontanas neógenas. A: Aluminé CL: Catán Lil PDA: Piedra del Águila PL: Picún Leufú CC: Collón Cura P: Pilcaniyeu Ñ: Ñirihuau. Altos de basamento. SCL: Sierra de Catán Lil ALC: Anticlinal de Las Coloradas AAP: Alto de Auca Pan MS: Macizo de Sañicó AL: Alto del Limay MNP: Macizo Norpatagónico.

2.2. Relleno volcano-sedimentario neógeno

La cuenca de Collón Cura se encuentra rellena por unidades volcano-sedimentarias neógenas que apoyan sobre un sustrato compuesto por diversas unidades. Las unidades del sustrato abarcan desde el Paleozoico hasta el Cenozoico medio (Neógeno temprano) y constituyen no solo el sustrato de la cuenca de Collón Cura, sino también del resto de las cuencas de esta región del Antepaís Norpatagónico (Figura 2.3). Estas unidades se caracterizan por un basamento ígneo-metamórfico paleozoico (Devónico – Pérmico) integrado por las formaciones Colohuincul (Turner, 1973; Dessanti, 1972), Cushamen (Volkheimer, 1964; Galli 1969), Mamil Choique (Sesana, 1968) y el Complejo Plutónico Huechulafquen (Cucci y Leanza, 2005). El basamento (gneo-metamórfico se encuentra intruido por plutonitas mesozoicas y paleógenas a neógenas tempranas, representadas por el Batolito de la Patagonia Norte (González Bonorino, 1944; Pankhurst et al., 1992, 1999; Varela et al., 2005; Aragón et al., 2011). Se incluyen también como sustrato a las unidades volcánicas, volcaniclásticas y epiclásticas marino continentales mesozoicas a paleógenas correspondientes al relleno de la Cuenca Neuquina (Gulisano y Pando, 1981; Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001; D'Elia et al., 2012) y espesas sucesiones volcánicas del Paleógeno al Neógeno temprano correspondientes a los Cinturones Volcánicos del Maitén y Pilcaniyeu que en el área de estudio incluyen a las formaciones Ventana, Huitrera, Rancahue, Auca Pan y Cerro Petiso (Figura 2.3; Feruglio, 1941; Groeber, 1954; Dalla Salda et al., 1981; Rapela et al., 1988; Varela et al., 2005; Franzese et al., 2011; Ramos et al., 2014).

El relleno volcano-sedimentario neógeno de la cuenca de Collón Cura se caracteriza por volcanitas y sedimentitas volcaniclásticas y epiclásticas (formaciones La Pava, Collón Cura y Caleufú) que se extienden desde el Mioceno temprano hasta el Mioceno tardío a Plioceno (González Díaz et al., 1990; López et al., 2019). La sucesión se inicia con depósitos agrupados bajo la denominación de Formación La Pava o Formación María Sofía (Coira, 1979; Escosteguy y Franchi, 2010). La Formación La Pava fue definida hacia el sur, en cercanías de la localidad de Ingeniero Jaccobacci, para designar depósitos volcaniclásticos y de diatomeas finamente estratificadas del Oligoceno – Mioceno temprano. En la región de Collón Cura y Piedra del Águila, la Formación La Pava se compone de areniscas tobáceas y tobas con un importante desarrollo de paleosuelos (Galli, 1969; Uliana y Robbiano, 1974). En esta área, la Formación La Pava se apoya por encima de un conjunto de basaltos del Mioceno temprano denominados Basalto 0 o Formación Cerro Petiso (Figura 2.3; Galli, 1969).



Figura 2.3 Mapa de la distribución de las unidades estratigráficas neógenas y del sustrato de los Andes Norpatagónicos y la región del Antepaís Norpatagónico. ZFLO: Zona de Falla de Liquiñe Ofqui. Depocentros Neógenos. AL: Aluminé CL: Catán Lil PDA: Piedra del Águila PL: Picún Leufú; Collón Cura P: Pilcaniyeu Ñ: Ñirihuau. Altos de sustrato. SCL: Sierra de Catán Lil ALC: Anticlinal de Las Coloradas; Alto de Auca Pan; Macizo de Sañicó; Alto del Limay y MNP: Macizo Norpatagónico.

La Formación Collón Cura (Yrigoyen, 1969) representa la unidad de mayor distribución en la región del Antepaís Norpatagónico y fue estudiada inicialmente por Roth (1899), Groeber (1929, 1951, 1957) y Galli (1969) (Figura 2.3). Para la cuenca de Collón Cura, Nullo (1979) propone la distinción de tres secciones: A) Inferior clástica: representada por tobas resedimentadas poco estratificadas a macizas de colores gris a pardo de composición dacítica, B) Media piroclástica: compuesta por tobas y tobas lapillíticas, vitroclásticas riodacíticas de colores blanquecino, rosa, pardo a verdoso asociadas a depósitos de corrientes piroclásticas, y C) Superior clástica: de iguales características que la inferior. El término piroclástico medio fue definido por Rabassa (1975) como Miembro ("Ignimbrita") Pilcaniyeu, para nombrar a depósitos ubicados en la región homónima. La edad de esta unidad fue inicialmente inferida por vertebrados Santacruceanos de la fauna Friasense que permitieron darle a la unidad una edad Miocena (Pascual y Odreman Rivas, 1971). Esta edad fue constatada posteriormente entre 14 - 15 Ma por dataciones radiométricas K-Ar realizadas en minerales de Biotita y Plagioclasa de ignimbritas (Marshall, 1971; Rabassa, 1975; Mazoni y Benvenuto, 1990).

Cuerpos intrusivos de edad equivalente a la Formación Collón Cura afloran hacia el sector sur-occidental de la cuenca (Figura 2.3). Estos fueron denominados como Formación Coluco por González Díaz y Nullo (1976) y se caracterizan por ser pequeños cuerpos plutónicos de edad Miocena que intruyen a unidades del sustrato de la cuenca. Los mayores afloramientos se presentan en la región de Bariloche y el Lago Nahuel Huapi (Figura 2.3), extendiéndose por similitudes litológicas por el brazo Puerto Blest, Paso Puyehue y territorio chileno (Figura 2.3; Ljungner, 1931; González Díaz, 1982; Aragón et al., 2011).

Por encima de la Formación Collón Cura se encuentran los depósitos asignados a la Formación Caleufú (González Díaz et al., 1986). Esta unidad se compone de base a techo por los miembros Limay Chico y Alicurá. El Miembro Limay Chico se corresponde con las denominaciones previas de "Rionegrense" (Groeber, 1947), "Areniscas Azuladas" (Galli, 1969) o Formación Río Negro (Dessanti, 1972). Se caracteriza por más de 150 m de depósitos de areniscas epiclásticas, limoarcilitas y delgados niveles de diatomitas que intercalan en la sucesión (Roth, 1899; Groeber, 1947, 1951; Dessanti, 1972; González Díaz et al., 1986). El Miembro Alicurá se caracteriza por facies netamente conglomerádicas y es equivalente a los niveles superiores de la previamente denominada Formación Río Negro (Dessanti, 1972; González Díaz et al., 1986). Hacia el norte de la zona de estudio, en la región de Aluminé, la Formación Collón Cura junto con la Formación Río Negro, o su equivalente Formación Caleufú, fueron reunidas en una misma denominación definida como Formación Chimehuin (Turner, 1965, 1973). La edad del Miembro Limay Chico fue determinada por dos dataciones K-Ar de 14 ± 1 Ma

y 8 ± 2 Ma realizadas en un nivel de tobas del sector medio y un nivel ignimbrítico del techo correspondientemente, mientras que la edad del Miembro Alicurá quedó limitada al Plioceno (González Díaz et al., 1990).

La sucesión de unidades neógenas que caracterizan a la región incluye diversas coladas basálticas que se encuentran localmente distribuidas (Figura 2.3). Hacia el NE de la cuenca de Collón Cura, en forma muy localizada y en la base de la Formación Caleufú, se encuentra el Basalto I o Formación Rancahue (Groeber, 1951; Galli, 1969; González Díaz y Nullo, 1980). Debido a que la denominación de la Formación Rancahue es igualmente utilizada para denominar espesas sucesiones de basaltos y sedimentitas de edad oligocena tardía localizadas en el depocentro de Aluminé (Turner, 1965; Franzese et al., 2011), en este trabajo de tesis doctoral denominaremos al basalto de la base de la Formación Caleufú como Basalto Quemquemtreu, quedando asignado al Mioceno medio a superior (Figura 2.3). Finalmente, extensas unidades basálticas se derramaron y cubrieron partes del sustrato y el relleno volcano-sedimentario neógeno de la cuenca de Collón Cura (Figura 2.3). Estas unidades corresponden al Basalto II (Groeber, 1946; Galli, 1969) y a sus correlacionables en edad de las formaciones Tipilihuque, Chenqueniyeu, Coyocho y Chapelco (Figura 2.3; González Díaz y Nullo, 1980; Escosteguy y Franchi, 2010). La edad de estas unidades basálticas ha sido asignada al Mioceno tardío - Plioceno según su posición en secuencia y edades radiométricas (Groeber, 1946; Galli, 1969; González Díaz y Nullo, 1980; Escosteguy y Franchi, 2010; Franzese et al., 2011 y 2018).

2.3. Contexto tectónico, magmático y climático de la cuenca de Collón Cura

2.3.1. Contexto tectónico

La evolución estructural de la cuenca de Collón Cura hasta su configuración actual registra una serie de eventos tectónicos ocurridos en los Andes Norpatagónicos y el Antepaís Norpatagónico que provocaron la reactivación e inversión de estructuras preexistentes, así como la generación de nuevas estructuras (Ramos, 1999; Folguera y Ramos, 2002; Giacosa y Heredia, 2004; García Morabito y Ramos, 2012; Ramos et al., 2014; Folguera et al., 2018). El primer evento contraccional definido para el Ciclo Andino fue acotado al Cretácico tardío - Eoceno y se interpretó debido a una horizontalización de la placa subductada (Ramos, 1999; Folguera y Ramos, 2011; Folguera et al., 2018). Posteriormente, un aumento en el ángulo de subducción produjo un breve evento de naturaleza extensional a lo largo del margen oriental de los Andes Norpatagónicos entre el Oligoceno – Mioceno temprano (Franzese et al., 2011; Folguera y Ramos, 2011; García Morabito y Ramos, 2012; Ramos et al., 2014). Como resultado se desarrollaron diversas depozonas oligo-miocenas (e.g. depocentro de Auca Pan, Ramos et al., 2014) que fueron coetáneamente rellenadas por grandes volúmenes de material volcánico.

A partir del Mioceno temprano se instaló un régimen de subducción oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) que generó la partición de la deformación en una componente de rumbo y otra componente contraccional (Hervé, 1976, Cembrano et al., 1996, Dirason et al., 1998, Rosenau et al., 2006). La componente de rumbo se expresa sobre el eje orogénico a través de un sistema de fallas de trasncurrencia dextral de más de 1000 Km de longitud (Figura 2.1 y 2.2; Zona de Falla de Liquiñe Ofqui; Hervé, 1976), mientras que la componente contraccional re-configuró la morfoestructura del Antepaís Norpatagónico (Giacosa y Heredia, 2004; Folguera y Ramos, 2002; García Morabito et al., 2011; Orts et al., 2012; Bilmes et al., 2013). La re-configuración implicó la activación e inversión de estructuras heredadas (activación de fábricas de basamento y activación e inversión de estructuras mesozoicas y oligo-miocenas) así como la generación de nuevas estructuras contraccionales (Giacosa y Heredia, 2004; García Morabito et al., 2001; Folguera y Ramos, 2011). De esta manera se constituyó el Antepaís Fragmentado Patagónico (Bilmes et al., 2013), el cual se caracteriza por la configuración actual de altos de distintos sustratos que delimitan cuencas intermontanas neógenas (Figura 2.2 y 2.3).

Durante la conformación del Antepaís Fragmentado Patagónico, la cuenca de Collón Cura se configuró como una zona limitada al oeste y al este por fallas antitéticas de distinta naturaleza que poseen una orientación general NNW - SSE (Figura 2.4; Ramos et al., 2014). Las fallas del margen oeste limitan la cuenca con los Andes Norpatagónicos (Ramos, 1978) y fueron denominadas como Curruhué y Piedras Paradas (Figura 2.4; García Morabito et al., 2011). Estas corresponden a fallas normales del evento extensional oligo-mioceno que fueron reactivadas e invertidas durante el Mioceno temprano a medio (Ramos et al., 2014 y 2015). Las fallas del margen oriental limitan la cuenca con el Macizo de Sañicó (Ramos, 1978; Uliana, 1978) y fueron denominadas como Bandurrial, Manzano, Cerrito Piñón y Alicurá (Figura 2.4; García Morabito et al., 2011). Estas corresponden a fallas inversas generadas durante el último evento contraccional mioceno (García Morabito et al., 2011; Ramos et al., 2014; D'Elia et al., 2015). Los límites norte y sur están parcialmente definidos por lineamientos corticales de primer orden que corresponden al Lineamiento del Río Malleo al norte y el Lineamiento del Río Limay al sur (Figura 2.4; Ramos, 1978; González Díaz y Nullo, 1980; Dzierma et al., 2012).



Figura 2.4 Mapa geológico de la cuenca de Collón Cura. En el mapa se destacan las principales unidades de relleno, las estructuras geológicas principales y los rasgos geomorfológicos característicos.

2.3.2. Contexto Magmático

Los diversos eventos tectónicos que contribuyeron a la construcción de los Andes Norpatagónicos estuvieron asociados a una intensa y compleja actividad magmática representada actualmente por cuerpos intrusivos del Jurásico al Mioceno agrupados en el Batolito de la Patagonia Norte y extensas sucesiones volcánicas paleocenas mioceno tempranas agrupadas en los Cinturones Volcánicos del Maitén y Pilcaniyeu (González Díaz, 1982; Rapela, 1987; Rapela y Kay, 1988; Munizaga et al., 1988; Pankhurst et al., 1992, 1999; Hervé et al., 2007; Aragón et al., 2011). La distribución de los cuerpos intrusivos y los cinturones volcánicos permitió distinguir eventos de alta y baja productividad plutónica (González Díaz y Valvano, 1978; González Díaz, 1982; Hervé et al., 2007; Aragón et al., 2011). Los eventos de alta productividad plutónica se representan por el conjunto de cuerpos intrusivos del Batolito de la Patagonia Norte y se vinculan a eventos tectónicos tales como el inicio de la subducción en el Jurásico y los estadios de deformación contraccional relacionados a la dinámica de subducción horizontal ocurridos durante el Cretácico – Eoceno y el Mioceno (Pankhurst, 1999; Hervé et al., 2007; Aragón et al., 2011). Los eventos de baja productividad plutónica se condicen con la extrusión de voluminosas sucesiones volcánicas agrupadas en los Cinturones Volcánicos del Maitén (Western Oligocene Volcanic Belt) y Pilcaniyeu (Easterly Paleocene-Eocene Volcanic Belt) durante los episodios de extensión Paleoceno – Eoceno y Oligoceno – Mioceno temprano (Rapela et al., 1988; Aragón y Mazzoni, 1997; Aragón et al., 2011; Franzese et al., 2011; Ramos et al., 2014).

En el margen occidental de la cuenca de Collón Cura, en cercanías de la localidad de Bariloche y Paso Puyehue, la alta producción plutónica miocena está representada por cuerpos intrusivos gábricos de 22 ± 2 Ma (Aragón et al., 2011) y por granodioritas, granitos, diques y filones porfíricos y aplíticos y pórfiros cuarcíferos de 19 Ma, 18 ± 1 Ma, 12 ± 1 Ma y 9 Ma (Figura 2.3; González Díaz y Nullo, 1976; González Díaz y Valvano, 1978; González Díaz, 1982; Aragón et al., 2011). En Chile, granitos de edad similar fueron reconocidos a lo largo de la falla Liquiñe-Ofqui (Granito Liquiñe (15 Ma) y Granitoides Pellaifa-Neltume (5-8 Ma); Lara y Moreno, 2004). En el área de estudio, los intrusivos miocenos se agrupan en la denominada Formación Coluco y se caracterizan por ser calcoalcalinos y leucocráticos (Figura 2.3; González Díaz y Nullo, 1976). Estos granitoides altamente diferenciados fueron interpretados como granitos de epizona o cuerpos subvolcánicos que serían el equivalente temporal y causal de las secuencias volcaniclásticas miocenas (e.i. Formación Collón Cura) de la cuenca de Collón Cura y el área extra-andina (Rapela, 1987).

Las sucesiones volcaniclásticas miocenas junto con sucesiones basálticas miopliocenas caracterizan el volcanismo de la cuenca de Collón Cura y la región extra andina. Los depósitos volcaniclásticos se encuentran representados por decenas a centenas de metros de tobas retrabajadas e ignimbritas que caracterizan las formaciones La Pava y Collón Cura (Figura 2.3; Nullo, 1979; González Díaz y Nullo, 1980; Escosteguy et al., 2013). Estas unidades registran un importante volcanismo mioceno medio, siendo el Miembro Pilcaniyeu de la Formación Collón Cura la máxima expresión del mismo en el Antepaís Norpatagónico. Esta unidad es una ignimbrita de 5 a 20 m de espesor que fue datada por K-Ar en Biotitas y Plagioclasas entre los 14 Ma y 15 Ma (Marshall, 1971; Rabassa, 1975; Mazoni y Benvenuto, 1990) y se reconoce desde la región de Bariloche (Cerro David), hasta la localidad homónima de Pilcaniyeu, Paso Flores, Collón Cura y la región de Piedra del Águila. La gran distribución areal, sus características litológicas y su acotada edad hacen que constituya un nivel guía característico de esta región (Yrigoyen, 1969; Rabassa, 1975; Nullo, 1979; Mazzoni y Stura, 1990).

Las sucesiones basálticas mio-pliocenas que intercalan y cubren el relleno de la cuenca conforman extensos campos de lavas y se caracterizan por decenas a centenas de metros de basaltos y en menor medida andesitas. En el área de estudio, este volcanismo básico a intermedio se encuentra representado por el Basalto Quemquemtreu y las formaciones Chenqueniyeu y Cerro Chapelco (Figura 2.3; Groeber, 1951; Galli, 1969; González Díaz y Nullo, 1986; Escosteguy y Franchi, 2010). El Basalto Quemquemtreu y la Formación Chenqueniyeu se encuentran en la base y el techo del Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú. Corresponden a derrames de basaltos cuyos centros efusivos se localizan en el margen oriental de la cuenca, en cercanías de la zona de Rinconada (Figura 2.4; Escosteguy y Franchi, 2010). La Formación Cerro Chapelco conforma una potente sucesión de basaltos y andesitas que poseen centro efusivo en el margen occidental de la cuenca (Figura 2.4; Escosteguy y Franchi, 2010). Estas unidades extrusivas efusivas constituyen extensos derrames básicos a intermedios de retroarco y se consideran producto del inicio de una nueva fase de extensión en el retroarco, debida, según diversos autores, a la instauración del régimen transpresivo de Liquiñe Ofqui, o bien a una nueva inclinación de la placa subductada (Folguera y Ramos, 2011; García Morabito et al., 2011; Orts et al., 2012).

2.3.3. Contexto climático

La configuración morfoestructural de los Andes Norpatagónicos y el Antepaís Norpatagónico ocurrida durante el Mioceno, no solo implicó variaciones tectónicas y magmáticas, sino que también estuvo relacionada contemporáneamente a importantes variaciones climáticas de carácter global y local. A escala global, el Mioceno constituye una época de importantes variaciones climáticas dado que registra la presencia de un óptimo climático caracterizado por climas cálidos y húmedos registrados entre los 17 Ma y 15 Ma (Mioceno temprano superior a Mioceno medio inferior) (*Mid-Miocene Climatic Optimum*; Flower y Kennett, 1994; Zachos et al., 2001; Böhme, 2003; Lewis et al., 2007; Sun y Zhang, 2008; You et al., 2009). Hacia los 13,5 Ma, los climas globales tendieron al enfriamiento y la aridización (Lewis et al., 2007; Sun y Zhang, 2008; You et al., 2009).

Coetáneamente a este proceso global de calentamiento y posterior enfriamiento, en el margen occidental del continente sudamericano ocurrió el principal episodio de construcción y alzamiento de la cordillera de los Andes (Ramos et al., 2002; Dávila y Astini, 2003; Ramos y Folguera, 2009; Hain et al., 2011; Strecker et al., 2012). El crecimiento de los Andes Patagónicos definido entre los 19-18 Ma y 10 Ma (Folguera y Ramos, 2011; Orts et al., 2012; Bilmes et al., 2013; Folguera et al., 2018; Franzese et al., 2018; Bucher et al., 2019b; López et al., 2019) conformó una barrera topográfica de primer orden que limitó la circulación de las corrientes atmosféricas del pacífico y generó una sombra de lluvia hacia el sector extra andino (Kleinert y Strecker, 2001; Roe, 2005; Hughes et al., 2009; Rohmann et al., 2016; Hoorn et al., 2018). La sombra de lluvia provocó variaciones climáticas que se vieron reflejadas en una fuerte aridización de la región. Este proceso de aridización se extiende mayormente desde el Mioceno hasta el Plioceno y no fue sincrónico en todo el dominio andino (Blisniuk et al., 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006; Roux, 2012; Raigemborn et al., 2018). En la región del Antepaís Patagónico, el inicio del proceso de aridización ha sido acotado sobre la base de análisis de isotópos estables a los 16,5 Ma, con un máximo de aridización a los 14Ma (Blisniuk et al., 2005). Otros autores han evidenciado la transición de climas cálidos y húmedos hacia condiciones frías y secas para el periodo Paleoceno-Pleistoceno (Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006; Palazzesi y Barreda, 2012; Roux, 2012). Recientemente, en uno de los depocentros del Antepaís Norpatagónico (Depocentro Paso del Sapo), entre los 19-18 y 14.6 Ma (Mioceno Temprano-Medio) se determinaron valores de MAP y MAT (Medium Anual Precipitation y Medium Anual Temperature) de 1100-1350 mm/yr y 11 °C que corresponden al Optimo Climático Mioceno (Bucher, 2018 y Bucher et al., 2019c). La disminución de MAP a valores de 700-1000 mm/yr ocurrida entre los 14.6 y 11.5 Ma (Mioceno Medio-Alto) se relaciona al crecimiento de los Andes Patagónicos (Bucher, 2018 y Bucher et al., 2019c).

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

a sense of another being and the sense where

Para el desarrollo del presente trabajo de tesis doctoral se realizó una recopilación y revisión bibliográfica, un mapeo del área mediante Cartas Geológicas (SEGEMAR) e imágenes satelitales de libre acceso (*Bing Map – Satellite* y *Google Earth* de *Google*©) y un conjunto de tareas de campo, gabinete y laboratorio que consistieron en: 3.1. Análisis morfoestructural; 3.2. Análisis estratigráfico (Aloestratigráfico), caracterización geométrica de superficies de discontinuidad y estimación volumétrica de secuencias depositacionales; 3.3. Análisis geocronológicos; 3.4. Análisis sedimentológicos; y 3.5. Análisis de los indicadores ambientales tectónico, volcánico y climático.

3.1. Análisis Morfoestructural

El análisis morfoestructural de la cuenca de Collón Cura consistió en la identificación, descripción y caracterización de la naturaleza de las estructuras geológicas presentes y de los bloques de unidades del sustrato de los márgenes (Andes Norpatagónicos y Macizo de Sañicó), así como de aquellos rasgos geomorfológicos que se encuentran en el interior de la misma (Figura 3.1; Pampa de las Horquetas, Pampa de Alicurá, Sierra de los Cerrillos y los principales valles fluviales).

Se realizó un mapeo detallado de todas las estructuras geológicas reconocidas mediante la utilización de Modelos de Elevación Digital (TanDEM-X y ALOS World 3D, con ±2 m de error vertical relativo) e imágenes satelitales (LANDSAT y QuickBird) y se consideraron las estructuras identificadas previamente por otros autores (García Morabito et al., 2011; Ramos et al., 2014 y 2015). Las tareas de campo complementaron los mapas confeccionados y sumaron datos acerca de las características de las trazas de las estructuras y la disposición espacial de las capas aflorantes. Dichas tareas consistieron en la identificación y descripción de las principales estructuras (fallas y pliegues) y sus rocas asociadas, y la recopilación de los datos estructurales. Los altos de unidades del sustrato de los márgenes y los rasgos geomorfológicos internos a la cuenca fueron caracterizados mediante datos tomados del análisis bibliográfico, de los mapas geológicos confeccionados junto con los Modelos de Elevación Digital y mediante observaciones y descripciones realizadas durante las tareas de campo. El análisis morfoestructural desarrollado en este trabajo de tesis permitió identificar estructuras geológicas de distinta jerarquía que definen y caracterizan diferentes dominios morfoestructurales.



Figura 3.1 Mapa de la distribución del relleno neógeno de la Cuenca de Collón Cura. Se indican los principales rasgos geomorfológicos y la ubicación de los sitios donde se tomaron los datos que fueron analizados según las distintas metodologías.

3.2. Análisis estratigráfico, caracterización geométrica de superficies de discontinuidad y estimación volumétrica de secuencias depositacionales

El análisis estratigráfico fue abordado desde un punto de vista aloestratigráfico y permitió identificar y caracterizar en el relleno de la cuenca de Collón Cura Superficies de Discontinuidad y Unidades Aloestratigráficas. Las Unidades Aloestratigráficas fueron denominadas Secuencias Depositacionales (A) y consisten en unidades de roca delimitadas en techo y base por Superficies de Discontinuidad (S) que implican un hiatus de erosión o no depositación (NACSN, 1983; CAE, 1992; Bossi, 1999). La caracterización de las superficies de discontinuidad y secuencias depositacionales se realizó mediante un mapeo geológico de detalle, la toma de puntos GPS con el uso de GPS Trimble® Juno SB (error vertical máximo de ±6m), la realización de perfiles estratigráficos a escala 1:1000 y el análisis de caracterización geométrica y estimación volumétrica (Figura 3.1).

El análisis de caracterización geométrica de superficies de discontinuidad y estimación volumétrica de secuencias depositacionales se realizó con el uso del programa Move 2018.1© (Midland Valley Exploration). Allí se reunieron los Modelos de Elevación Digital (TanDEM-X y ALOS World 3D, con ±2 m de error vertical relativo), en conjunto con las imágenes satelitales (LANDSAT y QuickBird) y los mapas geológicos confeccionados, y se localizó una batería de 67 localidades de control con datos obtenidos en el campo. Las localidades de control consisten en puntos ubicados sobre la superficie sub-aérea actual de la cuenca de Collón Cura donde se localizaron en profundidad (cotas en msnm) las superficies de discontinuidad que corresponden a los límites de cada secuencia depositacional. La ubicación de las localidades de control y la profundidad de los respectivos límites fueron tomados en el campo durante la confección de los perfiles sedimentológicos y estratigráficos sobre las laderas de los valles de los ríos con el uso de GPS (GPS Trimble® Juno SB de ±6m de error vertical). Zonas sin dato por difícil acceso fueron complementadas con localidades de control y límites determinados mediante los Modelos de Elevación Digital e imágenes satelitales. En forma complementaria, se utilizaron datos gravimétricos calculados por Ramos et al. (2014) para estimar profundidades máximas de relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura en subsuelo.

A partir de la información tomada en cada localidad de control se realizó la interpolación de puntos por el método de Krigeado con interpolación bilinear. De esta manera, se representaron las superficies S1, S3 y S4, siendo que la superficie S2 no pudo ser definida por presentar una distribución areal acotada. Una vez obtenidas las

superficies de discontinuidad S1, S3 y S4, se calculó el volumen entre superficies mediante el modelado de elementos finitos (Tetra-volumen en malla de 1000 m). Esto permitió determinar el volumen preservado final entre las superficies S1 y S3 (Secuencia Depositacional A1-A2 preservada) y el volumen preservado final entre las superficies S3 y S4 (Secuencia Depositacional A3 preservada).

Con el fin de estimar los volúmenes acumulados previo a la remoción de material (potenciales iniciales), se confeccionaron las superficies proyectadas iniciales S3' y S4'. Esto se realizó mediante la proyección de las cotas de los topes de los depósitos de los márgenes de cada secuencia que no fueran afectados por deformación tectónica. Los volúmenes así calculados corresponden al volumen potencial inicial entre las superficies S1 y S3' (Secuencia Depositacional A1-A2' inicial) y al volumen potencial inicial entre las superficies s3 y S4' (Secuencia Depositacional A3' inicial). De esta manera fue posible estimar los volúmenes potenciales iniciales de acumulación, volúmenes de material removido y volúmenes preservados finales.

3.3. Análisis geocronológicos

Los análisis geocronológicos consistieron en dos dataciones radiométricas U-Pb realizadas en circones obtenidos de ignimbritas, y un análisis magnetoestratigráfico integrado de la columna sedimentaria (Figura 3.1). Estos análisis permitieron generar un esquema cronoestratigráfico de la cuenca de Collón Cura que define la edad de inicio y fin de la evolución de la misma y que a su vez contiene internamente una línea de tiempo relativamente continua.

3.3.1. Análisis de dataciones radiométricas

Se realizó la determinación radiométrica de la edad de circones obtenidos a partir de dos niveles piroclásticos primarios (RN-2D y CC-2D; Figura 3.2). Los niveles en donde se realizaron los análisis fueron seleccionados en función de su posición estratigráfica, la interpretación de sus características depositacionales y su petrología. Cada nivel pertenece a dos secuencias depositacionales distintas separadas por una superficie de discontinuidad erosiva de carácter regional (Figura 3.2 A). Cabe remarcar que esta superficie representa un hiatus que hubiera imposibilitado la correlación magnetoestratigráfica continua con sólo un análisis radiométrico.

El procesamiento de las muestras y la separación de los circones se realizaron en los laboratorios de Molienda y Separación de Minerales del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata (Figura 3.2 B). En el campo se recolectaron 4kg de material por cada muestra, que luego fueron chancados, molidos y tamizados de manera que se evitara la fracturación de los circones. La separación de minerales pesados se realizó mediante fraccionamiento hidráulico con batea. La separación de minerales magnéticos se llevó a cabo con un imán de neodimio y sobre el concentrado de minerales pesados no magnéticos se procedió a la separación manual de circones bajo lupa binocular (*Hand picking*) (Figura 3.2 B). Para determinar la edad de depositación, además de considerar las características mesoscópicas de los niveles piroclásticos primarios, se seleccionaron aquellos circones que por su hábito, tamaño, color y limpidez hayan sido interpretados como circones de origen primario y no heredado/adquirido (Rossignol et al., 2019). Coherentemente con las características meso y microscópicas de la roca, la mayoría de los circones se presentaron euhedrales, prismáticos con relación largo/ancho igual o menor a 1:3, color rosa claro y sin fracturas ni inclusiones fluidas. Los circones recolectados fueron enviados a los respectivos laboratorios donde se realizaron los análisis correspondientes.

Muestra CC-2D (Estancia Collón Cura, UTM 19G 358438.77 E - 5549577.72 S): Se enviaron 155 circones al Laboratorio de Geocronología del Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasilia (*Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências de la Universidade de Brasília*), Brasil.

Allí se seleccionaron 100 circones que fueron ordenados, sujetados con resina y posteriormente pulidos y limpiados. Los 100 circones fueron analizados mediante la metodología de Ablación Laser (*Laser Ablation System coupled to a Neptune Plasma Mass Spectrometry* (ICP–MS) – LA–ICP–MS) según Bühn et al. (2009). Del total de circones analizados, 63 resultados fueron descartados por elevado grado de discordancia, elevado error analítico y/o elevado ²⁰⁴Pb. Los 37 análisis seleccionados fueron ploteados en diagramas de probabilidad para identificar el pico de edad más representativo para la muestra. En función de los valores de composición de cada pico se realizó una curva concordia y se calculó la edad media mediante el software Isoplot. Las edades fueron calculadas mediante el diagrama Tera-Waseburg (T-W), Jackson et al. (2004) (Figura 3.2 C; Anexo 1).

Muestra RN-2D (La Rinconada, UTM 19H 348904.01 E - 5572808.16 S): Se enviaron 150 circones al Laboratorio de Isótopos Radigénicos y Geocronología de la Universidad de Washington (*Radiogenic Isotope and Geochronology Lab (RIGL), Washington State University*), Estados Unidos. Allí se seleccionaron 61 circones que fueron ordenados, sujetados con resina y posteriormente pulidos y limpiados. Los 61 circones fueron analizados mediante la metodología de Ablación Laser (*Laser Ablation System couple to a ThermoFinnigan Element2 Mass Spectrometry* (ICP-MS) – LA-ICP-MS) con protocolo de reducción de datos de Chang et al. (2006). Del total de circones

24
analizados, tres de ellos fueron descartados y los datos de los restantes 48 circones fueron ploteados en diagramas de probablilidad para identificar el pico de edad más representativo para la muestra. En función de los valores de composición de cada pico se realizó una curva concordia y se calculó una edad media (Figura 3.2 C; Anexo 1).



Figura 3.2 Análisis radiométricos. **A y B.** Fotografías de afloramiento de los dos niveles volcaniclásticos analizados y su ubicación en la columna estratigráfica de la cuenca. **C.** Procedimientos de laboratorio para la separación de circones (de izquierda a derecha: chancado y molido, separación de pesados y *hand picking*). **D.** Resultados de los análisis, edades medias de cristalización de los circones.

3.3.2. Análisis magnetoestratigráfico

El análisis magnetoestratigráfico consistió en la determinación paleomagnética de un total de 63 muestras recolectadas en dos sitios (Figura 3.1 y 3.3). 49 muestras corresponden a un mismo perfil sedimentológico seleccionado como el más representativo del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura, mientras que las 14 muestras restantes fueron recolectadas a modo de control y correlación en un perfil contiguo lateralmente. El muestreo se realizó en dos secuencias depositacionales que constituyen el relleno principal de la cuenca. De ellas se muestrearon niveles espaciados verticalmente cada 2 metros en promedio y se extrajeron 2 especímenes por nivel. Se tomaron preferentemente niveles de granulometría fina debido a su mayor susceptibilidad al campo magnético al momento de la depositación (Dupont-Nivet y Krijgsman, 2011) y se recolectaron 126 especímenes en total (muestra y contramuestra). La metodología de toma de muestra consistió en hincar sacatestigos de bronce de 2,5 cm de diámetro y 2,5 cm de longitud mediante el golpe seco de una masa con un taco de madera por medio para aislar cualquier posible contaminación magnética. Una vez hincado el sacatestigo, se procedió a la medición de la superficie expuesta para mantener la orientación espacial del espécimen. Luego de la extracción del sacatestigo, las muestras fueron recubiertas con silicato de calcio para la preservación del espécimen (Figura 3.3 A).

Las muestras obtenidas en el campo fueron analizadas en el Departamento de Física de la Escuela Politécnica Superior de la Universidad de Burgos, Burgos, España. Del total de 63 muestras recolectadas se realizaron los análisis de paleomagnetismo de 55 muestras. En función de la respuesta a la desmagnetización de cada litología determinada en pruebas piloto, los análisis consistieron en la desmagnetización en serie por campos alternos (Alternating Fields, AF) o por calentamiento térmico. Cada paso de desmagnetización fue medido y registrado mediante un Magnetómetro Criogénico 755 (2G) (Figura 3.3 B). La desmagnetización por campos alternos se realizó mediante una bobina de campos alternos integrada al magnetómetro, mientras que la desmagnetización térmica se realizó en un horno TD48-DC (ASC Scientific) de doble cámara. Los resultados obtenidos fueron procesados en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel A. Valencio del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, Argentina. Para el procesamiento de los datos se utilizó el software PaleoMag 3.1.b3 de la Universidad de Colorado, Estados Unidos y el software Remasoft 3.0 de AGICO Inc. (Figura 3.3 C). Con estos programas se discriminaron las distintas componentes magnéticas de cada muestra hasta obtener la componente direccional principal (dirección, inclinación y máximo error de desviación

26



Figura 3.3 Análisis magnetoestratigráfico. **A.** Obtención de especímenes con sacatestigo de bronce. **B.** Preparación de especímenes en laboratorio previo a la medición de remanencia magnética en Magnetómetro Criogénico 755 (2G). **C.** Procesamiento e interpretación de los datos mediante programas y posterior correlación de los resultados con la Escala Universal de Polaridades Magnéticas (GTPS) de Gradstein et al., 2012.

angular (MAD) (Kirschvink, 1980; Anexo 2). De esta manera se determinó la polaridad normal o reversa del campo magnético al momento de la depositación de cada espécimen. Una vez aislada e interpretada la componente principal de cada muestra, se generó la correlación paleomagnética integrada con el perfil sedimentológico mediante la ubicación de cada especimen en el perfil, en conjunto con la edad de las dataciones radiométricas y la Escala Universal de Polaridades Magnéticas (GTPS) de Gradstein et al. (2012) (Figura 3.3 C; Anexo 2). Cabe resaltar que las edades del techo y base de cada periodo de polaridad determinadas en la Escala Universal de Polaridades Magnéticas (GTPS) de Gradstein et al. (2012) no contemplan errores \pm o 2-sigma, y solo especifica las variaciones de edades con escalas previas (Gradstein et al., 2004 y otros trabajos).

3.4. Análisis sedimentológico

El análisis sedimentológico se realizó con el fin de describir y caracterizar los depósitos del relleno e interpretar los procesos de transporte y acumulación de los sedimentos y la naturaleza y distribución de los ambientes depositacionales de cada secuencia depositacional. El análisis se realizó en todas las secuencias depositacionales del relleno a través del relevamiento de 10 perfiles sedimentológicos de entre 20 y 200 metros a escala 1:100 (Figura 3.1). Los perfiles sedimentológicos fueron relevados en localidades estratégicas desde un punto de vista del acceso y de su localización en la cuenca. En cada perfil se distinguieron y describieron distintas facies sedimentarias epiclásticas, volcanicásticas y volcánicas. Conjuntamente se realizaron análisis de paleocorrientes, se tomaron fotografías y se colectaron muestras para análisis petrográfico y de composición. En gabinete se discriminaron las principales facies y asociaciones de facies con un sentido genético y se interpretaron los ambientes depositacionales mediante su comparación con modelos de facies existentes. La definición de la naturaleza, distribución y características internas de los ambientes sedimentarios permitió además identificar indicadores ambientales, que luego fueron caracterizados y cuali-cuantificados mediante diversas metodologías.

3.5. Análisis de los indicadores ambientales

Para la identificación de Señales Ambientales (cambios en la producción, el transporte y la depositación de sedimentos debido a perturbaciones en las condiciones ambientales del entorno; *Environmental Signals*; Romans et al., 2016) se utilizaron diversas metodologías pertinentes a la identificación y cuali-cuantificación de los indicadores ambientales presentes en el relleno volcano-sedimentario de la Cuenca de Collón Cura. Para ello se analizó la distribución y *timing* de las estructuras tectónicas principales y asociadas (indicadores tectónicos), la naturaleza, procedencia y el impacto de los depósitos volcánicos y volcaniclásticos primarios y retrabajados/resedimentados

28

(indicadores volcánicos), y el estudio de macro y micro-pedorasgos junto con análisis geoquímicos y de isótopos estables en paleosuelos (indicadores climáticos).

3.5.1. Indicadores tectónicos

Los indicadores tectónicos fueron analizados mediante el estudio de las principales estructuras geológicas que limitan y configuran la cuenca de Collón Cura, así como de las estructuras asociadas que se desarrollan en las secuencias depositacionales que rellenan la misma (Figura 3.1 y 3.4). Las estructuras principales corresponden a las fallas de los márgenes e interiores de la cuenca, mientras que las estructuras asociadas corresponden a pliegues, estratos de crecimiento y discordancias progresivas. Las fallas se analizaron mediante la toma de datos estructurales y la descripción de las rocas de falla. Se realizaron transectas perpendiculares a las estructuras a lo largo de las cuales se definieron estaciones de muestreo. Las estaciones fueron localizadas con un GPS (GPS Trimble® Juno SB). En cada uno de los sitios se realizó una descripción de la roca y se midieron las fracturas de cizalla asociadas con brújula tipo Brunton. Se procuró atravesar las zonas del relleno deformadas que presentaran estructuras asociadas tales como pliegues, estratos de crecimiento y discordancias progresivas (Figura 3.4 A y B). A partir de los datos relevados se analizó la relación post-, sin- e inter-cinemática de las estructuras principales con las secuencias depositacionales del relleno y se realizaron perfiles estructurales a lo largo de las diversas transectas (Figura 3.4 C). La confección de los perfiles geológicos desarrollados con datos de superficie fueron apoyados con interpretaciones geológicas de subsuelo obtenidas por otros autores en el área de



Figura 3.4 Análisis de los indicadores tectónicos. **A y B.** Toma de datos en estaciones de medición (puntos amarillos) definidas a lo largo de transectas perpendiculares a las principales estructuras geológicas. **C.** Integración de datos y confección de perfiles estructurales

estudio. En este sentido, se utilizaron las interpretaciones de Ramos et al. (2014), realizadas mediante el modelado gravimétrico de las unidades del sustrato generado mediante el cálculo de anomalías de Bouguer y técnicas de filtrado que permitieron discernir entre densidades correspondientes a unidades sedimentarias de relleno de cuencas mesozoicas y cenozoicas y unidades del basamento pre-triásico (Ramos et al., 2014). El procesamiento de los datos y la confección de los perfiles estructurales fue realizado mediante el Sistema de información Geográfica (ArcGIS 10.2.1®), los Modelos de Elevación Digital y mapas geológicos.

3.5.2. Indicadores volcánicos

Los indicadores volcánicos fueron analizados a través de distintas aproximaciones metodológicas que permitieron distinguir en cada secuencia depositacional la composición porcentual de los materiales volcaniclásticos primarios y resedimentados y los materiales epiclásticos de origen volcánico y no volcánico (sedimentario e ígneo-metamórfico). Los estudios contemplaron las descripciones texturales y composicionales y las interpretaciones realizadas en el análisis sedimentológico, el análisis composicional por conteo a escala meso y microscópica para las psefitas, psamitas, tobas lapillitícas y vaques volcaniclásticos, y la identificación de la moda mineral y tipos de arcillas mediante análisis de difracción de rayos X (Figura 3.5).

Las unidades psefíticas fueron analizadas en estaciones de conteo de clastos. En cada estación se contabilizaron no menos de 300 clastos. Los clastos fueron discriminados entre litoclastos volcánicos, sedimentarios e ígneo-metamórficos (Figura 3.5 A). La composición de las unidades psamíticas y tobáceo-lapillíticas fue determinada mediante el análisis petrográfico en corte delgado y la generación de mapas de composición. Se realizaron cortes delgados correspondientes a las facies más representativas de cada unidad y en cada corte se desarrolló un fotomosaico de 4 fotografías microscópicas consideradas composicionalmente representativas de la muestra total. Sobre el fotomosaico se mapeo la composición mediante el software Rock.AR.V2 y se discriminaron vitroclastos, cristaloclastos y litoclastos (Figura 3.5 B). Los análisis de difracción de rayos X consistieron en 10 análisis de roca total y arcillas realizados en el Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata. Estos análisis permitieron determinar la presencia de vidrio volcánico, las modas minerales principales y el tipo de arcillas presentes para realizar inferencias Sobre su génesis (Figura 3.5 C). Todos los resultados cuantitativos fueron recalculados al 100% y presentados gráficamente en diagramas de torta.



Figura 3.5 Análisis de los indicadores volcánicos. **A.** Análisis composicional por conteo de clastos en afloramiento de unidades psefíticas. **B.** Análisis composicional por mapa de composición en corte delgado de psamitas mediante el programa Rock.AR.V2. **C.** Identificación de moda mineral y clase de arcillas en pelitas y arcilitas.

3.5.3. Indicadores climáticos

Los indicadores climáticos fueron analizados cuali-cuantitativamente a través del estudio de los paleosuelos identificados en el relleno de la cuenca de Collón Cura. Se describieron los principales rasgos macro y micromorfológicos de los paleosuelos hallados en las secuencias depositacionales con el fin de caracterizar los mismos e interpretar los procesos de formación de suelo tales como horizonación, iluviación, precipitación-disolución, oxido-reducción y expansión-contracción (según Retallack (1988) y (1994)). Mediante estas determinaciones se definieron los tipos de paleosuelos y se determinaron cualitativamente las condiciones bajo las cuales se formaron. Además, tres secuencias depositacionales presentaron una naturaleza y grado de desarrollo adecuado para realizar determinaciones cuantitativas a partir de análisis geoquímicos de horizontes de suelo (Formación La Pava (Secuencia A1)) y análisis de isótopos estables en carbonato (Formación Collón Cura (Secuencia A2) y Miembro Alicurá de la Formación Caleufú (Secuencia A4)) (Figura 3.6).

Para los análisis geoquímicos se recolectaron 9 muestras que corresponden a horizontes de suelo tipo Bt y se ubican estratigráficamente en la base del relleno de la cuenca (Secuencia A1; Figura 3.6 A). Las muestras fueron procesadas en el Laboratorio de Molienda del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata y los análisis geoquímicos se desarrollaron en el Laboratorio ALS Laboratory Group (Analytical Chemistry and Testing Services) ubicado en Altos Hornos Zapla, Godoy Cruz, Mendoza, Argentina. Se analizaron los elementos mayoritarios de las 9 muestras recolectadas mediante la técnica de análisis de óxidos ME-XRF26 ANALISIS OXIDO y OA-GRA05 PÉRDIDA POR FUSIÓN. Los resultados obtenidos fueron convertidos a porcentaje molar para calcular los índices paleoclimáticos correspondientes a las medias anuales de temperatura y precipitación de cada muestra (Figura 3.6 B, Anexo 3). La Temperatura Media Anual (Mean Annual Temperature (MAT)) fue calculada según la relación SAL (Molecular Ratio of Na₂O and K_2O to Al_2O_3) de Sheldon et al. (2002) y el índice PWI (Paleosoil Weathering Index) de Gallagher y Sheldon (2013) con errores de ±4.4°C y ±2.1°C respectivamente. La Precipitación Media Anual (Mean Annual Precipitation (MAP)) fue calculada según la relación Al/ Σ Bases de Retallack (2001), el índice CIA-K (Chemical Index of Alteration without Potassium) de Maynard, 1992 y el índice CALMAG de Nordt y Dreise (2010) con errores de ±235 mm/año, ±181 mm/año y ±108 mm/año correspondientemente.

Los análisis de isótopos estables se llevaron a cabo mediante un Espectrómetro de Masas Delta V Plus (ThermoFinnigan) en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasilia (*Laboratório de Isótopos Estáveis,* Instituto de Geociências de la Universidade de Brasília), Brasil. Allí se realizaron un total de 40 análisis de isótopos estables en nódulos de carbonato pedogenético, de los cuales, 26 corresponden a la sección superior de la Formación Collón Cura (Secuencia A2) y 14 al Miembro Alicura de la Formación Caleufú (Secuencia A4) del tope del relleno de la cuenca (Figura 3.6 C, Anexo 3). Cada muestra recolectada en el campo fue procesada en el Laboratorio de Mesoscopía del Centro de Investigaciones Geológicas, dónde mediante *micro-drilling* se extrajo el material carbonático a analizar (Figura 3.6 D). Los análisis arrojaron la composición isotópica δ 13C y δ 18O de los carbonatos pedogenéticos y las variaciones relativas de los mismos en los perfiles relevados (Figura 3.6 D), que en junto con los rasgos macro y micro-pedológicos fueron utilizados como



Figura 3.6 Análisis paleolimático. **A.** Análisis geoquímicos. Identificación y descripción de paleosuelos a escala meso- y microscópica. **B.** Procesamiento de muestras en el Laboratorio de Molienda del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata y planilla de datos, reconversión de porcentaje molar y confección de climofunciones. **C.** Análisis de Isótopos estables. Identificación y descripción de paleosuelos a escala mesoscópica. **D.** Procesamiento de las muestras en el Laboratorio de Mesoscopía del Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata y resultados obtenidos.

indicadores de la influencia del clima sobre la génesis de los suelos al momento de su formación (Cerling, 1984; Retallack et al., 2001).

3.6. Integración e interpretación de los datos

El conjunto de datos obtenidos durante las tareas de campo, gabinete y los análisis de laboratorio fueron integrados y balanceados con el fin de generar una reconstrucción de la evolución de la cuenca de Collón Cura. El modelo evolutivo desarrollado pretendió conceptualizar las interpretaciones de los procesos geológicos e identificar cambios en el patrón del relleno. Estos cambios fueron interpretados como señales ambientales producidas por variaciones en los factores de control principales (tectónica, volcanismo y clima). Los resultados obtenidos fueron extrapolados hacia la región del Antepaís Norpatagónico mediante la comparación con modelos desarrollados por otros autores y autoras en cuencas vecinas. De esta manera se propusieron las implicancias que los factores de control tuvieron para la configuración tectónica y paleoambiental neógena del Antepaís Norpatagónico.

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICO

and the American Section and the Constraint of

CAPÍTULO 4 ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICO

En este capítulo se desarrollaran los principales rasgos morfoestructurales y las características estratigráficas de la cuenca de Collón Cura. Los rasgos morfoestructurales se analizaron mediante la identificación, descripción y caracterización de la naturaleza de las estructuras geológicas, los bloques de unidades del sustrato de los márgenes y de los rasgos geomorfológicos internos a la cuenca. La estratigrafía fue analizada desde una aproximación aloestratigráfica y mediante una caracterización geométrica de las superficies de discontinuidad y estimación volumétrica de las secuencias depositacionales. Finalmente se realizó un análisis geocronológico de toda la secuencia de relleno de la cuenca.

4.1 Rasgos morfoestructurales

A partir del análisis de los rasgos morfoestructurales actuales de la cuenca de Collón Cura, se definieron los dominios morfoestructurales occidental, central y oriental (Figura 4.1). Cada dominio fue definido en función de los rasgos geográficos y geomorfológicos relevantes en relación con la naturaleza de las estructuras tectónicas presentes (ver apartado 3.1).

4.1.1 Dominio Morfoestructural Occidental

El dominio morfoestructural occidental comprende el borde oeste de la cuenca de Collón Cura y su límite con el margen elevado del sustrato representado por los Andes Norpatagónicos (Figura 4.1). A estas latitudes, los Andes Norpatagónicos constituyen una zona de topografía elevada con orientación N – S que posee una altura media aproximada de 2000 msnm. Se compone de unidades de basamento ígneo-metamórficas paleozoicas (Complejo Colohuincul y Complejo Huechulafquen) y mesozoicas y cenozoicas (Batolito de la Patagonia Norte), unidades volcánicas paleógenas a neógeno tempranas (Cinturón Volcánico del Maitén) y volcanes neógeno-cuaternarios que en el área de estudio alcanzan una altura máxima de 3.747 msnm. (e.i. Volcán Lanín). Los Andes Norpatagónicos presentan una diferencia de altura de más de 1000 m con respecto a la cota máxima del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura, siendo que el límite entre estos y la cuenca está marcado por un sistema de fallas inversas con vergencia oriental que involucran a unidades del sustrato.



Figura 4.1 Mapa geológico de la Cuenca de Collón Cura donde se indican los distintos rasgos geográficos, topográficos y estructurales que permitieron definir los tres Dominios Morfoestructurales de la cuenca. Ubicación Fig. 4.2 y 4.3 y traza del perfil 4.4 B indicadas en el mapa.

El sistema de fallas está constituido por las fallas denominadas Piedras Paradas y Curruhué (García Morabito et al., 2011). Estas fallas se disponen en forma paralela entre sí, con rumbo general NNW – SSE, y conforman un sistema de corrimientos con vergencia oriental. La falla Piedras Paradas es la estructura tectónica principal del sistema, se extiende de manera continua por más de 120 km a lo largo de todo el margen occidental de la cuenca y limita el relleno neógeno de la misma con unidades ígneometamórficas paleozoicas y unidades volcánicas paleógenas al oeste (Complejo Colohuincul, Complejo Huechulafquen y Formación Auca Pan) (Figura 4.1 y 4.2 A). Esta estructura corresponde a una falla normal generada durante el evento extensional que afectó a los Andes Neuquinos durante el Oligoceno – Mioceno Temprano, que posteriormente fue reactivada e invertida durante el Mioceno Medio adquiriendo una cinemática de falla inversa con vergencia al este (Ramos et al., 2014). Involucra a unidades del sustrato de la cuenca y además corta a la Formación Collón Cura y desarrolla pliegues en la Formación Caleufú (Figura 4.2 B y C).

La falla Curruhué se encuentra distanciada 5 km al este del sistema de falla principal y se extiende por la parte norte de la cuenca unos 20 km. Entre ambas fallas se desarrolla un pliegue sinclinal de orientación paralela a las estructuras mencionadas (Figura 4.1). Hacia el este, la falla Curruhué pone en contacto el relleno neógeno de la cuenca con unidades paleógenas (Formación Auca Pan) al oeste y fue interpretada



Figura 4.2 Fotografías de campo del margen sur-occidental de la cuenca sobre la traza de la falla Piedras Paradas. Ubicación en Fig. 4.1. **A.** Imagen panorámica general del borde occidental de la cuenca. **B.** Zona de falla en la Formación Collón Cura. **C.** Vista hacia el E de la zona de falla. Se observa el Miembro Limay Chico deformado. como una falla de atajo del sistema de falla principal (García Morabito et al., 2011). Cabe resaltar que el sistema de fallas no se propaga verticalmente por las unidades basálticas Mioceno Superior – Plioceno de la Formación Chapelco, las cuales a su vez tampoco se encuentran basculadas.

4.1.2. Dominio Morfoestructural Central

El dominio morfoestructural central se localiza en el centro de la cuenca de Collón Cura y presenta un sector sur y un sector norte con rasgos geomorfológicos disímiles. El sector sur del dominio se caracteriza por continuas y extensas planicies relativamente horizontales que componen la Pampa de las Horquetas y la Pampa de Alicurá (Figura 4.1). Estas planicies constituyen las superficies topográficas del tope del relleno neógeno de la cuenca y se encuentran a una altura promedio de 850 msnm. Representan extensas superficies remanentes actualmente disectadas por valles fluviales longitudinales y transversales a la disposición de la cuenca (Figura 4.1; Valle del Río Collón Cura y Río Limay, Arroyo Alicurá y Arroyo Quemquemtreu). El sector norte del dominio se caracteriza por una topografía irregular conformada por el valle del Río Chimehuin y la sierra de Los Cerrillos que alcanza una altura máxima de 1200 msnm. La sierra de Los Cerrillos posee una orientación N – S y su perfil transversal es asimétrico, con sus máximas alturas al oeste y una disminución gradual con pendiente tendida hacia el este. Cabe resaltar que si bien el Río Chimehuín escurre en dirección W – E, en este segmento, la orientación del valle corre de N – S, paralelo a la sierra (Figura 4.1). La orientación del valle del Río Chimehuin y la sierra de Los Cerrillos está determinada por un sistema de fallas compuesto por dos fallas principales inversas de disposición antitética y diversas fallas ciegas menores (Ramos et al., 2014) que caracterizan a este sector del dominio.

Las fallas inversas que componen el sistema de fallas que caracteriza al sector norte del dominio central involucran unidades del sustrato de la cuenca (Ramos et al., 2014; Figura 4.1). Ambas fallas poseen una longitud de 40 km y se encuentran enfrentadas en 10 km de longitud con espaciamiento de 5 km aproximadamente. En donde estas fallas se solapan, se conforma una zona triangular interna al dominio central cuyo bloque pasivo incluye la localidad de Junín de los Andes y el valle del Río Chimehuín (Figura 4.1). El extremo norte y sur de la zona de solapamiento entre ambas fallas conforma zonas de transferencia que condicionan la dirección de escurrimiento del Río Chimehuín (Figura 4.1). El sistema de fallas corresponde a estructuras heredadas del basamento que han sido reactivadas durante el Mioceno (Ramos et al., 2014). El bloque techo de la falla oriental está caracterizado por un pliegue sinclinal

desarrollado en el miembro inferior y superior de la Formación Caleufú. Además, el miembro superior de la Formación Caleufú se presenta aflorando en forma discontinua en comparación al sector sur del dominio (Figura 4.1). De esta manera, mientras que el sector sur del dominio central no presenta evidencias de deformación, en el sector norte todo el relleno neógeno de la cuenca se encuentra deformado.

4.1.3. Dominio Morfoestructural Oriental

El dominio morfoestructural oriental comprende el borde este de la cuenca de Collón Cura y su límite con el margen elevado del sustrato representado por el Macizo de Sañicó. El macizo de Sañicó constituye una zona elevada que alcanza una altura media de 1200 msnm y se compone de unidades de basamento ígneo-metamórfico paleozoico y unidades sedimentarias y volcánicas mesozoicas. El principal rasgo geomorfológico del borde este de la cuenca corresponde al valle del Río Collón Cura, el cual corre paralelo al macizo con orientaciones que varían de NNW – SSE a NNE – SSW (Figura 4.1). Con respecto al piso del valle, el macizo de Sañicó presenta una diferencia de altura de más de 400 m. Siguiendo la orientación del valle, el límite entre la cuenca y el macizo está marcado por un sistema de fallas de vergencia al oeste que involucran al sustrato de la cuenca y caracterizan el dominio oriental de la misma.

Este sistema se compone de cuatro fallas discontinuas separadas en segmentos de decenas de kilómetros y con orientaciones que varían de NNW – SSE a NNE – SSW, a las cuales se ajusta la orientación del valle del Río Collón Cura (Figura 4.1). Las fallas fueron denominadas de norte a sur como Bandurrial, Manzano, Cerrito Piñón y Alicurá (García Morabito et al., 2011; López et al., 2019). El sistema de fallas limita el relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura con unidades paleozoicas (formaciones Cushamen y Mamil Choique) y mesozoicas (Grupo Precuyano) del Macizo de Sañicó al este (Figura 4.3 A). El sistema se desarrolla sobre unidades del basamento paleozoico que componen parte del sustrato del macizo (Figura 4.3 B) y fue interpretado como un sistema de fallas de cinemática inversa con vergencia al oeste que levantó el Macizo de Sañicó durante el Mioceno temprano a medio (García Morabito et al., 2011; López et al., 2019). Las unidades basales del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura (Formación La Pava/María Sofía y parte inferior de la Formación Collón Cura) se encuentran plegadas, mientras que la unidad del tope del relleno (Formación Caleufú), se deposita por encima sin presentar evidencias de deformación (Figura 4.3 C).



Figura 4.3 Fotografías de campo del margen oriental de la cuenca sobre la traza de las fallas del Cerrito Piñón. Ubicación en Fig. 4.1. **A.** Traza de la falla de Cerrito Piñon. **B.** Zona de falla sobre Basamento Paleozoico (Pz). **C.** Formación La Pava deformada por levantamiento de la falla Cerrito Piñón y el resto de la sucesión por encima.

4.2 Estratigrafía de la cuenca de Collón Cura

Con el fin de discriminar y caracterizar paquetes de roca relativamente continuos sobre la base de discontinuidades que indiquen interrupciones en el patrón del relleno, la estratigrafía de la cuenca fue abordada desde un punto de vista aloestratigráfico (Bossi, 1998). El análisis aloestratigráfico permitió definir unidades aloestratigráficas que fueron denominadas Secuencias Depositacionales (A) y discontinuidades que fueron denominadas Superficies de Discontinuidad (S). Esta manera de analizar el relleno en conjunto con el análisis de facies y el desarrollo de un esquema cronoestratigráfico permitirá avanzar hacia aspectos más interpretativos acerca de los procesos de acumulación y erosión/no depositación e identificar cambios en el patrón de relleno que registren las señales ambientales producto de las modificaciones en los factores de control (Mitchum et al., 1977; Catuneanu et al., 2011; Romans et al., 2016). Las Superficies de Discontinuidad (S) representan una interrupción en el patrón relativamente continuo del relleno e implican un hiatus generado tanto por erosión como por no depositación cuya expresión física corresponde a una discordancia (Mitchum et al., 1977; Riccardi y Gulisano, 1990). En la cuenca de Collón Cura se definieron 4 Superficies de Discontinuidad principales, S1, S2, S3 y S4. La identificación de las superficies de discontinuidad permitió discriminar paquetes de rocas relativamente continuos que conforman las Secuencias Depositacionales (A) del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura. Se definieron 4 Secuencias Depositacionales denominadas A1 (Formación La Pava/María Sofía), A2 (Formación Collón Cura), A3 (Miembro Limay Chico, Formación Caleufú) y A4 (Miembro Alicura, Formación Caleufú) (Figura 4.4). Cada secuencia se caracteriza por sus superficies limitantes, por su distribución y espesor, y por sus características internas, ya sean particularidades litológicas y faciales como patrones de acumulación.

Las Superficies de Discontinuidad (S) y las Secuencias Depositacionales (A) quedan definidas de la siguiente manera:

S1: se caracteriza por ser una discontinuidad de carácter neto fácilmente reconocible en el dominio oriental. Conforma una no concordancia entre la secuencia A1 y el sustrato de la cuenca y una discordancia erosiva entre la secuencia A1 y la Formación Cerro Petiso (Figura 4.4 A y B; Galli, 1969). Hacia el dominio central y occidental la S1 se continúa por subsuelo hasta el margen más occidental de la cuenca. Esta discontinuidad indica la base del conjunto de secuencias depositacionales del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura.

A1: corresponde a la Formación La Pava/María Sofía y aflora principalmente en el dominio oriental (Figura 4.4 A). Se presenta en afloramientos localizados de 20 m de espesor real, apoya sobre unidades del sustrato de la cuenca mediante la superficie S1 y el techo se limita por la superficie S2 (Figura 4.4 B y 4.5 A). Se caracteriza por depósitos de vaques volcaniclásticos con moderado desarrollo de paleosuelos y areniscas, vaques volcaniclasticos y fangolitas con capas de diatomitas.

41



Figura 4.4 Estratigrafía de la cuenca de Collón Cura. **A.** Unidades Litoestratigráficas y sus correspondientes Secuencias Depositacionales (A) limitadas por sus Superficies de Discontinuidad (S). **B.** Perfil geológico esquemático de la cuenca, traza en la Figura 4.1. Distribución de las Secuencias Depositacionales (A).

S2: se caracteriza por ser una discontinuidad de carácter neto reconocible puntualmente y asociada a altos de sustratos del dominio oriental de la cuenca. Conforma una discordancia entre las secuencias A1 y A2 (Figura 4.4 y 4.5 A).

A2: corresponde a la Formación Collón Cura y presenta afloramientos lateralmente continuos por el dominio oriental y extremo sur de la cuenca, a lo largo de los valles de los ríos Collón Cura y Limay (Figura 4.1 y 4.4 A). Presenta espesores reales de 20 a 170 m, apoya sobre la secuencia A1 en relación de *on-lap* a través de la discontinuidad S2 y el techo se limita por la discontinuidad S3 (Figura 4.4 B y 4.5 y 4.6). Afloramientos aislados existen también hacia el dominio occidental. La A2 se caracteriza por depósitos de tobas lapillíticas groseramente estratificadas que ocasionalmente presentan un nivel mas consolidado de 3 a 30 metros de espesor que intercala en forma discontinua

(Miembro Pilcaniyeu). El tope de la secuencia se caracteriza por 5 a 20 metros de vaques y areniscas volcaniclásticas.

S3: se caracteriza por ser una discontinuidad de carácter neto, fácilmente reconocible en el dominio oriental, cuyo hiatus aumenta hacia el oeste hasta alcanzar el subsuelo en el dominio central (Figura 4.4 B y 4.5 B). Conforma una discordancia fuertemente erosiva que incide en la secuencia A2 y ocasionalmente alcanza afloramientos de la secuencia A1 y del sustrato de la cuenca.



Figura 4.5 Fotografías panorámicas de campo donde se observan las relaciones estratigráficas entre las secuencias depositacionales. **A.** Secuencia A1 apoyando a través de la discontinuidad S1 sobre el basamento pre-neógeno de la cuenca. Le sigue la sucesión completa. **B.** Vista panorámica de la discontinuidad S3 y la discontinuidad S4. También se observa la secuencia A4 en forma aterrazada.

A3: corresponde al Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú y aflora en todos los dominios (Figura 4.1 y 4.4 A). Posee espesores reales aflorantes máximos de 200 m en los dominios occidental y central que disminuyen a 20 m hacia el dominio oriental y la región sur de la cuenca. Apoya principalmente sobre la secuencia A2 y en menor medida sobre la secuencia A1 y el sustrato de la cuenca en relación de *on-lap* a través de la discontinuidad S3 y el techo se limita por la discontinuidad S4 (Figura 4.4 B, 4.5 y 4.6). Se caracteriza por depósitos de areniscas intercaladas con limo-arcilitas y en menor medida niveles de conglomerados, tobas lapilliticas y lavas (Basalto Quemquemtreu y Chenqueniyeu) (Figura 4.4, 4.5 y 4.6).

S4: se caracteriza por ser una discontinuidad de carácter neto, fácilmente reconocible en todos los dominios morfoestructurales de la cuenca. Conforma una discordancia erosiva que en los dominios occidental y central se presenta relativamente plana y hacia el dominio oriental y los principales valles de ríos y arroyos incide en forma escalonada sobre las secuencias A3, A2, A1 y el sustrato de la cuenca (Figura 4.4 B y 4.5 B).

A4: corresponde al Miembro Alicurá de la Formación Caleufú, aflora a lo largo de todos los dominios y apoya sobre las secuencias A3, A2 y en menor medida A1 y el sustrato de la cuenca a través de la discontinuidad S4 (Figura 4.1, 4.4 B y 4.5 B). Se presenta en cuerpos tabulares subhorizontales y continuos de 10 a 25 metros de espesor real que a lo largo de los dominios occidental y central poseen una distribución amplia y continua por las Pampas de las Horquetas y Alicurá (Figura 4.1). Hacia el dominio oriental y en los valles de ríos y arroyos principales se presenta en cuerpos aterrazados que disminuyen en forma escalonada hasta alcanzar el piso de los mismos (Figura 4.1 y 4.5 B). La secuencia se caracteriza por depósitos de conglomerados gruesos dispuestos en paquetes superpuestos de 1 a 2 metros de espesor que hacia los márgenes de la cuenca se intercalan con areniscas y brechas. En el sector central del dominio occidental, el tope de la secuencia está cubierto por lavas (Formación Chapelco, Figura 4.1 y 4.4).

4.3 Caracterización geométrica de superficies de discontinuidad y estimación volumétrica de secuencias depositacionales

El análisis geométrico de las discontinuidades y la estimación volumétrica de las secuencias depositacionales caracterizadas en el apartado previo permitió conocer la distribución y geometría de las mismas y estimar los volúmenes potenciales iniciales y preservados finales (Figura 4.7 y 4.9).

44



Figura 4.6 Fotografías panorámicas de campo donde se observan las relaciones espaciales entre las secuencias depositacionales. **A.** Panorámica general de la posición del Basalto Quemquemtreu en la base de la Secuencia A3 y la Fm. Chenqueniyeu hacia el tope de la misma. **B.** Panorámica de la posición del Basalto Quemquemtreu de la Secuencia A3 sobre la discontinuidad S3 y en relación lateral con la parte superior de la secuencia A3.

Para la confección de las superficies de discontinuidad se utilizaron puntos de control con datos de cotas tomadas de afloramientos y datos de subsuelo (Figura 4.7 A; Ramos et al., 2014; ver apartado 3.3). Los volúmenes de las secuencias depositacionales fueron determinados para un estadio potencial inicial, previo a la

erosión, y para un estadio preservado final, posterior a la erosión (ver apartado 3.3). Para ello se representaron las superficies actuales S1, S3 y S4 y se confeccionaron mediante proyección las superficies S3' y S4'. La superficie S2 presenta una distribución areal muy acotada por lo que no pudo ser confeccionada. Con esto, se calcularon los volúmenes preservados finales de A1-A2 y A3, y los volúmenes potenciales iniciales de A1-A2' y A3'.

Superficie S1: se distribuye por toda la cuenca y presenta dos zonas de topografía baja en el sector norte del dominio occidental y en el sector centro-sur del dominio central de la cuenca donde alcanza los 200 msnm (Figura 4.7 B). La superficie se eleva hasta los 600 msnm hacia el valle del Río Collón Cura en dominio oriental y finaliza en



Figura 4.7 Superficies de discontinuidad S1, S3', S3, S4' y S4 modeladas en función de 65 localidades de control distribuidas en el área abarcada por el relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura. **A.** Distribución de las localidades de control con datos. **B.** Representación de la superficie S1. **C.** Resultado de la confección de la superficie proyectada S3'. **D.** Representación de la superficie S3. **E.** Resultado de la confección de la superficie proyectada S4'. **F.** Representación de la superficie S4. LRH: Loma Ranquel Huao. Rch: Río Chimehuín. Rcc: Río Collón Cura. Rly: Río Limay. Aq: Arroyo Quemquemtreu. Aa: Arroyo Alicurá.

el sector norte y sur del Macizo de Sañicó y la región del Alto del Limay donde alcanza los 1200 msnm (Figura 4.7 B). Un alto interno de basamento que aflora actualmente en la cuenca se distingue en la región sur del dominio central de la cuenca (e.i. Loma Ranquel Huao; Figura 4.7 B). En general se caracteriza por una geometría asimétrica caracterizada por una profundización desde el dominio oriental hacia el dominio occidental con diferencias de alturas del orden de los 1000 m.

Superficie proyectada S3': se distribuye por toda la cuenca y se caracteriza por una zona interna relativamente llana que abarca todos los dominios de la cuenca a una altura que ronda los 700 msnm (Figura 4.7 C). Hacia el sector norte del dominio occidental la superficie se profundiza conforme lo hace la profundidad de la cuenca y hacia el sector sur esta superficie se eleva hasta alcanzar los 1000 msnm (Figura 4.7 C). Este aumento de altura hacia el sector sur de la cuenca es coincidente con el aumento de espesor de la secuencia A2 y la disminución de espesor de la secuencia A3 en dirección al Alto del Limay. Representa la superficie del tope de la acumulación inicial de la secuencia A2. Superficie S3: se distribuye a lo largo del dominio oriental y el sector sur de todos los dominios de la cuenca y presenta en el sector sur (Alto del Limay) una zona elevada que alcanza los 1200 msnm. Esta elevación es coherente con la preservación de la secuencia A2 y la disminución del espesor de la secuencia A3 hacia ese sector (Figura 4.7 D). Hacia la región central de la cuenca esta discontinuidad se profundiza hasta alcanzar los 600 msnm. Datos de afloramiento muestran un patrón de incisión escalonado que se profundiza hacia los dominios central y occidental (Figura 4.8), es



Figura 4.8. Fotografía panorámica de campo donde se observa la secuencia A3 apoyando por sobre la secuencia A2 mediante la discontinuidad S3. Se observa que la discontinuidad se profundiza del este al oeste en forma escalonada y alcanza el subsuelo en el dominio central de la cuenca.



Figura 4.9 Volúmenes potenciales iniciales y preservados finales de las secuencias depositacionales A1-A2 y A3. **A.** Volumen potencial inicial A1-A2'. **B.** Volumen preservado final A1-A2. **C.** Volumen potencial inicial A3'. **D.** Volumen preservado final del relleno actual de la cuenca de Collón Cura.

por ello que en los sectores donde la discontinuidad no pudo ser modelada se puede estimar que su profundización alcanzó el sustrato de la cuenca. En general la discontinuidad presenta un patrón de geometría asimétrica que se profundiza de oriente a occidente y de sur a norte (Figura 4.7 D).

Volumen potencial inicial A1-A2' y preservado final A1-A2: el volumen potencial inicial calculado entre las superficies S1 y S3' permitió estimar un volumen de material A1-A2' de 1.125 km³ (Figura 4.9 A). Cabe resaltar que debido a los limitados y aislados afloramientos de la secuencia A1, el volumen calculado representa principalmente toda la acumulación inicial de la secuencia A2. Por sobre este volumen, la representación de la superficie S3 indica que 828 km³ de material fueron erosionados y 297 km³ de volumen A1-A2 fueron preservados (Figura 4.9 B).

Superficie proyectada S4': se distribuye por toda la cuenca y se caracteriza por una zona central amplia relativamente llana que ronda los 1000 msnm (Figura 4.7 E). Hacia el sector norte de la cuenca la superficie se eleva hasta 1100-1400 msnm donde finaliza contra el sustrato de la cuenca. Hacia el sector sur-oriental la discontinuidad se profundiza hasta los 800 msnm (Figura. 4.7 E). En general presenta una geometría relativamente llana que se eleva y profundiza hacia los extremos nor-occidental y suroriental respectivamente en forma coincidente con las variaciones de espesor de la secuencia a lo largo de la cuenca.

Superficie S4: se distribuye por todos los dominios de la cuenca (Figura 4.7 F). En los dominios occidental y central se definen zonas relativamente bajas que rondan los 1000 msnm que son coincidentes con los actuales valles incisos del Río Chimehuín y los arroyos Alicurá y Quemquemtreu. Hacia el dominio oriental, la zona longitudinal más baja que llega a los 800-600 msnm corresponde al piso del valle del Río Collón Cura (Figura 4.7 F). En general, la superficie presenta una geometría compleja e irregular marcada por bajos que se ajustan a los valles de ríos y arroyos.

Volumen potencial inicial A3' y preservado final A3: el volumen potencial inicial calculado entre las superficies S3 y S4' permitió estimar un volumen de material A3' de 1719 km³ (Figura 4.9 C). Este volumen agregado al volumen preservado final A1-A2 suma un total de 2016 km³. Por sobre este volumen total, la representación de la discontinuidad S4 indica que 350 km³ de material fueron erosionados y 1666 km³ de material constituyen el relleno actual de la cuenca de Collón Cura (Figura 4.9 D).

4.4 Geocronología del relleno de la cuenca de Collón Cura

El análisis geocronológico de la cuenca de Collón Cura permitió acotar no solo el inicio y el fin de la evolución de la misma, si no también definir un esquema temporal de

alta resolución para el relleno. Este esquema se realizó mediante dos análisis de dataciones radiométricas y un análisis magnetoestratigráfico integrado de las secuencias depositacionales (ver apartado 3.4).

El esquema cronoestratigráfico fue acotado temporalmente por la edad de los basaltos que yacen por debajo y por encima del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura y por dos edades nuevas realizadas en el marco de esta tesis doctoral. El basalto de la Formación Cerro Petiso, ubicado inmediatamente por debajo de la secuencia depositacional A1, fue datado en el área de estudio mediante K-Ar en plagioclasas en 21 ± 2 y en 16 ± 0,6 Ma (Nullo, 1979; Cucchi et al., 1998). Esta edad le confiere al inicio de la sedimentación del relleno de la cuenca representado por la base de la secuencia A1 una edad mínima de depositación de entre ~ 21 y 16 Ma. Cabe resaltar que la edad mínima de ~ 16 Ma es coherente con edades recientes de ~ 15 a 14,6 Ma obtenidas en unidades correlacionables (Formación La Pava, Depocentro Paso del Sapo, Bucher et al., 2019). Como contraparte, una sucesión basáltica que yace sobre los depósitos más occidentales de las extensas planicies de la secuencia A4 (Pampa de la Horqueta y de Alicurá) fue datado por K-Ar en $4,8 \pm 0,3$ Ma y $3,7 \pm 0,3$ Ma (Formación Chapelco, Escosteguy y Franchi., 2010). La edad de este basalto indica una edad máxima de ~ 5 Ma para la depositación de la secuencia A4 distribuida en dichas planicies. Los depósitos de la secuencia A4 dispuestos en forma aterrazada en los márgenes de ríos y arroyos poseen un carácter diacrónico conforme a la incisión de la discontinuidad S4.

El esquema cronoestratigráfico circunscribe la evolución del relleno de la cuenca de Collón Cura entre los ~ 21/16 Ma (Mioceno Inferior; Aquitaniano - Burdigaliano) y los ~ 5 Ma (Mioceno Superior – Plioceno; Tortoniano - Zancleano), abarcando un lapso temporal de entre 16 y 11 Ma. La determinación de dos edades radiométricas y la confección de una columna magnetoestratigráfica integrada del relleno de la cuenca permitió asignarle a este esquema cronoestratigráfico una mayor resolución temporal (Figura 4.10 y 4.11).

Las edades radiométricas fueron obtenidas en el nivel de tobas lapillíticas de geometría lenticular de la sección media de la secuencia A2 (e.i. Ignimbrita Pilcaniyeu o Miembro Medio de la Formación Collón Cura) y en el nivel de tobas lapillíticas del tope de la secuencia A3. La columna magnetoestratigráfica se desarrolló entre la base de la secuencia A2 (superficie de discontinuidad S2) y el techo de la secuencia A3 que no fue afectado por la remoción de material (superficie estimada de colmatación S3'). Para el nivel lapillítico de la sección media de la secuencia A2 se obtuvo una edad U-Pb en circones de 15,49 \pm 0,07 Ma (Figura 4.10 A). Esta edad resulta coherente con edades obtenidas previamente por diferentes autores tanto en la cuenca de Collón Cura como en zonas aledañas de Pilcaniyeu (K-Ar en biotita: 14 \pm 0,3 Ma y 14,1 \pm 0,3 Ma; K-Ar en



Figura 4.10 Histograma de frecuencias y Diagrama de concordia de los análisis U-Pb. **A.** Resultados obtenidos del sector medio de la secuencia A2 (Miembro Pilcaniyeu, Formación Collón Cura). Locación: Estancia Collón Cura (UTM 19G 358438.77 E - 5549577.72 S) **B.** Resultados obtenidos del sector del tope de la secuencia A3 (Miembro Limay Chico, Formación Caleufú). Locación: La Rinconada (UTM 19H 348904.01 E - 5572808.16 S)

plagioclasa: 14,4 \pm 0,3 Ma y 15,4 \pm 0,3 Ma en Marshall et al. (1977); K-Ar en roca total: 16,1, 15,9 y 13,8 Ma (\pm no asignado) en Mazzoni y Benvenuto (1990); y 15 Ma (\pm no asignado) en Rabassa (1978)). Para el nivel de tobas lapillíticas del tope de la secuencia A3 se obtuvo una edad U-Pb de 10,6 \pm 0,2 Ma (Figura 4.10 B). La nueva edad se encuentra próxima al rango de error de la edad K-Ar de 8 \pm 2 Ma realizada por González Díaz et al. (1990) en el mismo nivel.

Los resultados de los análisis radiométricos permiten determinar los lapsos temporales de las secuencias A1 y A4 y correlacionar los datos paleomagnéticos obtenidos mediante el análisis magnetoestratigráfico (patrones de polaridad normal y reversa) con la Escala Temporal Internacional de Polaridades Magnéticas de Gradstein et al. (2012) (Figura 4.11).



Figura 4.11 Perfil sedimentológico de detalle en donde se realizó el muestreo paleomagnético principal. Ubicación: La Rinconada. Estrellas rojas 1 y 2 corresponen a las dataciones de la Figura 4.11 A y B. En flechas blancas y negras se muestran los paleopolos de cada muestra y en línea roja se presentan las inclinaciones magnéticas de cada una de ellas. Asociada se encuentra la columna magnetoestratigráfica interpretada y su correlación con la columna magnetoestratigráfica de Granstein et al. (2012).

La edad de 15,49 ± 0,07 Ma obtenida en la sección media de la secuencia A2 coincide con un largo periodo de polaridad reversa dentro del estadio C5B (Figura 4.11). Este periodo de polaridad reversa no es coherente con el patrón de polaridad normal que poseen la totalidad de las inclinaciones de los datos paleomagnéticos obtenidos. Considerando que: i. la edad obtenida corresponde a una edad mínima de depositación; ii. la muestra posee una población de circones que rondan los 15 Ma (Figura 4.10 A, ver Anexo 1); y iii. múltiples edades previas obtenidas para este mismo nivel poseen edades más jóvenes (K-Ar en biotita: 14 ± 0,3 Ma y 14,1 ± 0,3 Ma; K-Ar en plagioclasa: 14,4 ± 0,3 Ma y 15,4 ± 0,3 Ma en Marshall et al. (1977) y 5 Ma (± no asignado) en Rabassa (1975)); la secuencia A2 fue correlacionada con un periodo de polaridad normal dentro del estadio C5B (C5Bn.2n) (Figura 4.11). Este periodo de polaridad normal se ubica en la base del piso Langhiano del Mioceno Medio (Figura 4.11; Escala Temporal Internacional de Polaridades Magnéticas, Gradstein et al., 2012) e indica que la secuencia A2 fue depositada como máximo entre los límites del tope y la base del periodo normal C5Bn.2n, datados en 15,032 y 15,160 Ma (Gradstein et al., 2012). Esto implica que la secuencia A2 fue depositada en lapso de tiempo máximo de 128 Ka (Figura 4.12). A su vez, la base de la secuencia A2 definida a los 15,160 Ma circunscribe a la secuencia A1 entre los ~ 21/16 Ma y los 15,160 Ma, implicando un lapso de tiempo máximo de entre 5,84 y 0,84 Ma (Figura 4.12).

Con respecto a la secuencia A3, la edad de 10,6 \pm 0,2 Ma obtenida en el techo de la misma se correlaciona con un periodo de polaridad normal dentro del estadio C5, lo que ubica al tope de la secuencia en la base del piso Tortoniano del Mioceno Superior (Figura 4.11; Escala Temporal Internacional de Polaridades Magnéticas, Gradstein et al., 2012). La columna magnetoestratigráfica confeccionada en la secuencia A3 contiene 6 periodos de polaridad diferentes (tres normales y tres reversos) y limita la base de la misma al inicio del periodo C5A (C5An.1n; 12,049 Ma), ubicado al techo del piso Serravaniano del Mioceno Medio (Figura 4.11; Escala Temporal Internacional de Polaridades Magnéticas, Gradstein et al., 2012). De esta manera, la secuencia A3 se desarrolla entre los 10,6 \pm 0,2 Ma y los 12,049 Ma, abarcando un lapso de tiempo de 1,45 \pm 0,2 Ma (Figura 4.12). Cabe resaltar que para la discontinuidad S3 se determinó un hiatus temporal de 2,98 \pm 0,2 Ma (Figura 4.12). Con respecto a la secuencia depositacional A4, la misma se habría depositado entre los 10,6 \pm 0,2 y los ~ 5 Ma (Figura 4.12).



Figura 4.12 Cuadro crono-estratigráfico del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura. Estrella roja 1 (15,46 \pm 0,07) y 2 (10,6 \pm 0,2) corresponden a las dataciones obtenidas para las secuencias A2 y A3 correspondientemente (Figura 4.10). Estrella blanca 3 corresponde a la edad K-Ar de 21 \pm 2 y 16 \pm 0,6 Ma (Nullo, 1979; Cucchi et al., 1998). Estrella blanca 4 corresponde a la edad K-Ar de 4,8 \pm 0,3 Ma. (Escosteguy y Franchi, 2010). El resto de las edades son tomadas de las interpretaciones magnetoestratigráficas. Dentro del esquema se encuentran los principales lapsos temporales de depositación o erosión y no depositación. t: tiempo.

CAPÍTULO 5

MODELO DE FACIES Y PALEOAMBIENTES

CAPÍTULO 5 MODELO DE FACIES Y PALEOAMBIENTES

En este capítulo se realizará un análisis interpretativo de las características internas de cada secuencia depositacional mediante la confección de un modelo de facies. El modelo de facies será enfocado en la definición de asociaciones de facies y permitirá interpretar los procesos volcánicos y sedimentarios de transporte y depositación de cada secuencia depositacional. Según la naturaleza, distribución y relación espacial de las distintas asociaciones de facies interpretadas se interpretarán los paleoambientes de cada secuencia depositacional.

5.1 Modelo de Facies

5.1.1. Secuencia Depositacional A1

La Secuencia Depositacional A1 posee de 10 a 15 m de espesor y se presenta en afloramientos reducidos en los dominios oriental y central de la cuenca (Figura 5.1). Está limitada en la base por la discontinuidad S1 y en el techo por la discontinuidad S2. Se compone de 3 asociaciones de facies cuyas características e interpretaciones permitieron definir distintas condiciones de transporte y depositación (Anexo 4; AF1, AF2 y AF3).

AF1: Depósitos aluviales volcaniclásticos

Esta asociación de facies se caracteriza por poseer entre 10 a 15 m de espesor y 50 a 200 m de extensión lateral. Se encuentra siempre adyacente a bloques elevados del sustrato del dominio oriental de la cuenca (Figura 5.1; Pñ). Se caracteriza por facies de vaques volcaniclásticos finos a gruesos con rasgos pedogenéticos dispuestos en cuerpos tabulares de 0,80 a 1,80 m de espesor y continuidad lateral de decenas de metros. La base de estos cuerpos son superficies netas, irregulares y levemente erosivas (Figura 5.2 A, B y C). Internamente son mal seleccionados, matriz sostén y poseen estructura masiva (Figura 5.2 D). Se componen de una matriz cinerítica vítrea con esqueleto disperso de vitroclastos de trizas vítreas tobáceas, bi-, tri- y poli-axonas bien preservadas, pómez lapillíticos subredondeados, cristaloclastos bien desarrollados y fracturados, y litoclastos volcánicos gris azulados tamaño arena gruesa a media subredondeados (Figura 5.2 D).



Figura 5.1 Mapa geológico de la cuenca de Collón Cura y distribución de los perfiles sedimentológicos y estratigráficos. Transecta de los esquemas paleoambientales. MM: Mamui Malal. SP: San Pedro. JA: Junín de los Andes. Co: Collúnco. CP: Cerro los Pinos. LM: Las Marías. Qm: Quemquemtreu. MZ: Manzano. LR: La Rinconada. Qm2: Quemquemtreu 2. PZ: Puesto Zingoni. R50: Ruta 50. Pñ: Cerrito Piñón. G: Guanaco. Al1 y Al2: Alicura. CC: Collón Cura. PC: Puente Collón Cura. P: Picadero. C: Castillo. Ch: Chacabuco. PF: Paso Flores.

Los rasgos pedogenéticos se encuentran bien desarrollados y se caracterizan por una horizonación definida en horizontes superficiales, subsuperficiales y en menor medida profundos (Figura 5.2 C). Los horizontes superficiales poseen espesores de 0,1 a 0,2 m y su registro es ocasional debido a que suele ser removido por el cuerpo suprayacente. Presentan estructura migajosa, coloración castaño oscura a rojiza y abundante bioturbación con rizolitos y trazas fósiles asignadas a *Coprinisphaera isp.* y *Celliforma isp.* (Figura 5.2 E). Los horizontes subsuperficiales poseen espesores de 1 a 1,5 m. Presentan estructura en bloques subangulares y en menor medida masiva a granular muy gruesa. Se caracterizan por la presencia de cutanes de arcilla y abundante bioturbación por rizolitos y trazas de tubos verticales a horizontales (Figura 5.2 D y G). Los horizontes profundos se encuentran escasamente registrados debido al buen desarrollo de los paleosuelos y predominio de los horizontes subsuperficiales. Se caracterizan por una incipiente pedogénesis denotada por el desarrollo de bloques subangulares débiles y trazas de tubos verticales a horizontales.

Interpretación

La facies de vaques volcaniclásticos finos a gruesos mal seleccionados dispuestos en niveles de geometría tabular con base neta irregular se interpreta como depósitos de flujos gravitacionales arenosos densos no canalizados (Blair y McPherson 1994; Miall 1996). Los rasgos pedogenéticos sobreimpuestos asociados a procesos de estructuración de suelo, iluviación de arcillas y abundante bioturbación permiten interpretar un moderado desarrollo de paleosuelos (Bullock et al. 1985, Stoops 2003). El abundante aporte volcaniclástico definido por las características composicionales, texturales y de preservación del material volcaniclástico en conjunto con el desarrollo moderado de paleosuelos y su relación con los altos de sustrato de cuenca sugieren depósitos aluviales volcaniclástica separados por reiterados eventos episódicos de resedimentación volcaniclástica separados por intervalos temporales de relativa estabilidad (Smith, 1988; Galloway y Hobday, 1996; Bilmes et al., 2014; Petrinovic y D'Elia, 2018).



Figura 5.2 Principales características de la secuencia A1. A. Perfiles con las asociaciones de facies AF1, AF2 y AF3. B, C, D y E. Rasgos mesoscópicos de la asociación de facies AF1. Se observan distintos niveles de paleosuelos (B, C y D) y trazas fósiles (E. Ce. Celiforma). F y G. Rasgos de los paleosuelos a escala microscópica (Pz. Pómez. Cr. Cristales. Tr. Trizas vítreas. Lt. Liticos. Cu. Cutanes de arcilla. Po. Porosidades). H e I. Rasgos mesoscópicos de la asociación de facies AF2. Se observan depósitos de vaques con trazas retrabajadas. (Co. Coprinisphaera. Ce. Celiforma). J, K y M. Rasgos mesoscópicos de la asociación de facies AF3. Se observan niveles de fangolitas intercaladas con finos niveles de areniscas volcaniclásticas. L. Rasgos a escala microscópica (Tr. Trizas vítreas. Di. Diatomeas).
AF2: Depósitos aluviales volcaniclásticos terminales

Esta asociación de facies presenta 1 a 6 m de espesor y se encuentra en el dominio oriental y central. Limita en estrecha relación lateral y vertical con la asociación de facies AF3 (Depósitos lacustres someros) a través de superficies netas (Figura 5.1; LR). Se presenta en estratos tabulares de 0,5 a 2 m de espesor y continuidad lateral de decenas de metros con base ondulosa erosiva y techo neto plano (Figura 5.3 A). Se caracteriza por facies de vaques volcaniclásticos finos a medianos mal seleccionados, matriz sostén, masivos y con rasgos pedogenéticos (Figura 5.2 H). Se compone de una matriz cinerítica abundante con vitroclastos de trizas vítreas tobáceas tri- y poli-axonas bien preservadas y pómez lapillíticos subredondeados; cristaloclastos bien formados y fracturados; litoclastos volcánicos gris azulados tamaño arena; y trazas fósiles asignadas a *Coprinisphaera isp.* fracturadas y deformadas que se interpretan como "copriclastos" (Figura 5.2 H e I). Todos los componentes del esqueleto están dispersos de manera caótica.

Los rasgos pedogenéticos se encuentran hacia el tope de los estratos tabulares y no presentan horizonación definida. El rasgo pedogenético principal corresponde a bioturbación dada por abundantes raicillas oscuras carbonosas, rizoconcreciones verticales y horizontales, y trazas fósiles de tubos verticales a horizontales. En ocasiones es posible observar una estructura en bloque difusa.

Interpretación

La facies de vaques volcaniclásticos mal seleccionados y masivos dispuestos en niveles de geometría tabular con base neta ondulosa se interpreta como depósitos de flujos gravitacionales arenosos densos no canalizados (Blair y McPherson, 1994, Miall, 1996). Los rasgos pedogenéticos sobreimpuestos asociados a abundante bioturbación permiten interpretar un escaso desarrollo de paleosuelos (Bullock et al., 1985). El abundante aporte volcaniclástico definido por las características composicionales, texturales y la preservación de materiales volcaniclásticos en correlación con los depósitos de la AF1 (Depósitos aluviales volcanicásticos) y la relación espacial que presenta con la AF3 (Depósitos lacustres someros) permite interpretar que la asociación AF2 corresponde a depósitos aluviales volcaniclásticos terminales (Bilmes et al., 2014; Petrinovic y D'Elia, 2018).

AF3: Depósitos lacustres someros

Esta asociación de facies se presenta solo en el sector norte del dominio oriental y central (Figura 5.1; LR). Posee 10 a 12 m de espesor, 200 m de extensión lateral con base no expuesta y una estrecha relación lateral y vertical con la asociación de facies AF2 (Depósitos aluviales volcaniclásticos terminales) a través de superficies netas (Figura 5.3 A y B). Se caracteriza por una intercalación de facies de fangolitas laminadas, areniscas volcaniclásticas y vaques volcaniclásticos (Figura 5.2 J, K y 5.3). La facies de fangolitas laminadas se encuentra en niveles de 0,1 a 0,3 m de espesor con base y techo neto, que se agrupan en paquetes tabulares de 1 a 3 m de espesor. Posee color blanco, buena selección y estructura de laminación planar y ocasionalmente ondulítica. Se compone de trizas vítreas, arcillitas y abundantes diatomeas con microcristales dispersos (Figura 5.2 L). En estos niveles se distingue además difusas trazas fósiles con forma de túbulos y microtúbulos. La facies de areniscas volcaniclásticas se presenta en niveles tabulares y continuos de 0,1 a 0,3 m de espesor que intercalan entre niveles de fangolitas. Poseen base neta ondulosa y techo neto plano (Figura 5.2 M). Es una arenisca media, bien seleccionada, clasto sostén con estructura masiva a gradación normal en líticos e inversa en pómez y calcos de carga hacia la base. Se compone de vitroclastos pumíceos subredondeados y litoclastos gris azulados subredondeados (Figura 5.2 M). La facies de vaques volcaniclásticos se presenta en cuerpos tabulares y continuos de base neta e irregular. Posee tamaño de grano fino, es mal seleccionada, matriz sostén y masiva. Se compone de matriz cinerítica abundante. El esqueleto presenta vitroclastos pumíceos lapillíticos y litoclastos gris azulados dispersos en forma caótica. Algunos niveles presentan hacia la base concentrados lapillíticos de geometría lenticular con base erosiva cóncava hacia arriba de 0,1 a 0,5 m de espesor y 0,5 a 1 m de extensión lateral.

Interpretación

La facies de fangolitas con laminación planar a ondulítica con diatomitas dispuestas en cuerpos tabulares y continuos se interpreta como depósitos generados por decantación suspensiva en ambientes subácueos de baja energía y eventual retrabajo por corrientes oscilatorias (Fielding, 2010). Los delgados niveles de areniscas volcaniclásticas bien seleccionadas que intercalan en la sucesión de fangolitas se pueden asociar a depósitos gravitacionales eventuales (Giovanoli 1990, Fielding 2010). Con respecto a los depósitos de vaques volcaniclásticos masivos con bases lapillíticas,

60



Figura 5.3 Fotografías panorámica de la secuencia A1 tomadas de la base del perfil de La Rinconada (LR). A y B. Se observa la interdigitación entre las asociaciones de facies AF2 y AF3 mediante superficies internas netas. El panel A se encuentra localizado a 500 m hacia el sur del panel B y ambas bases se encuentran prácticamente a la misma altura (685 msnm) se interpretan como depósitos de flujos gravitacionales densos (Smith, 1986; Sturm y Matter, 1978, Giovanoli, 1990). Los procesos depositacionales interpretados en conjunto con la composición, textura y preservación de los materiales volcaniclásticos permiten interpretar esta asociación de facies como depósitos lacustres someros con proliferación de diatomeas y eventos episódicos de resedimentación volcaniclástica (Gani y Batachayra, 2007; Fielding, 2010; Bilmes et al., 2014; Petrinovic y D'Elia, 2018).

5.1.2. Secuencia Depositacional A2

La Secuencia Depositacional A2 posee de 20 a 170 m de espesor y se presenta en afloramientos continuos y extensos localizados a lo largo del dominio oriental y el extremo sur de todos los dominios de la cuenca (Figura 5.1). Está limitada en la base con la A1 por la discontinuidad S2 y mediante una no-conformidad con el sustrato, mientras que el techo se limita por la discontinuidad S3. Se compone de 4 asociaciones de facies cuyas características e interpretaciones permitieron definir distintas condiciones de transporte y depositación (Anexo 4; AF4, AF5, AF6 y AF7).

AF4: Depósitos de corrientes piroclásticas

Esta asociación de facies posee espesores aflorantes de 50 a 170 m y continuidad lateral por decenas de kilómetros, encontrándose limitada topográficamente por altos del sustrato que limitan la cuenca en sus márgenes (Figura 5.1; LR, G, P, C, PF y Ch). A gran escala posee un arreglo arquitectural en estratos tabulares horizontales de contactos difusos con continuidad lateral por decenas de kilómetros que de sur a norte poseen espesores variables de 5 a 0,5 m correspondientemente (Figura 5.4 A y B). Los estratos se caracterizan por facies de tobas lapillíticas masivas de color castaño compuestas de una matriz tobácea cinerítica con vitroclastos de trizas vítreas tobáceas bi- tri- y poli-axonas bien preservadas y pómez lapillíticos; cristaloclastos mayormente sub a euhedrales fracturados de cuarzo, biotita y feldespatos; y en menor medida litoclastos volcánicos gris azulados y rojizas tamaño arena media a gruesa (Figura 5.4 C y D). En la región sur, hacia la base de los estratos más potentes es común encontrar facies de brechas líticas que se disponen en cuerpos de geometría lenticular con techo convexo hacia arriba y 0,3 a 0,5 m de espesor máximo y 1 a 5 m de extensión lateral. Esta facies posee estructura masiva y es muy mal seleccionada. Se compone de una matriz tobácea con esqueleto disperso de litoclastos subangulosos de tamaño lapilli a bloque de volcanitas andesíticas azuladas y riolíticas rojizas y sedimentitas de vaques volcaniclásticos similares a la AF1 (Figura 5.4 D y E).



Figura 5.4 Principales características de la secuencia A2. A. Relaciones espaciales de las asociaciones AF4 y AF5. B. Relación espacial entre las asociaciones AF4 y AF6 y la estratificación grosera de la AF4 al sur de la cuenca. C. Rasgos microscópicos de las tobas lapilliticas (Cr. Cristaloclastos. Tr. Trizas vítreas. Pz. Pómez. Lt. Litoclastos). D y E. Facies de brechas piroclásticas lobulares en la asociación de facies AF4 al sur de la cuenca. F y G. Rasgos mesoscópicos y microscópicos de la asociación AF5, vitroclastos pumíceos y trizas vítreas reemplazadas por sílice en una matriz tobácea silicificada. H. Rasgos mesoscópicos de la asociación AF 6, nivel masivo con concrentraciones de carbonato de calcio hacia el tope. I y J. Rasgos mesoscópicos de la asociación AF7, vaques volcaniclásticos finamente laminados.

Interpretación

La facies de tobas lapillíticas masivas mal seleccionadas así como la facies de brechas líticas masivas se interpreta como producto de la depositación de una corriente piroclástica caracterizada por una zona de límite de flujo inferior dominada por el escape de fluidos (Branney et al., 2002). La gran extensión areal, la relación de *onlap* con el sustrato de los márgenes de cuenca, la ausencia de discontinuidades internas, la disminución de los espesores en el arreglo arquitectural tabular continuo de sur a norte, junto con la facies de brechas que indica mayor competencia de la corriente hacia el sector sur de la cuenca (facies de brechas líticas), permiten interpretar que la depositación ocurrió debido a corrientes piroclásticas topográficamente confinadas por los márgenes de la cuenca con dirección de transporte SSW – NNE (Branney et al., 2002).

AF5: Depósitos de corrientes piroclásticas con alteración en fase vapor

Esta asociación de facies se presenta intercalada en la sección media de la secuencia depositacional A2, se distribuye en forma discontinua por la región sur de la cuenca y a lo largo de todo el dominio oriental de la misma (Figura 5.1; LR, G, PF y Ch). Se limita en base y techo por superficies netas que la separan de la asociación de facies AF4 (Depósitos de corrientes piroclásticas). La base constituye una superficie ondulosa, y su techo sigue la geometría del depósito (Figura 5.4 A). A gran escala posee espesores y geometrías que varían dentro de la cuenca en dirección S – N. En la región sur posee espesores de 25 a 30 m, geometría lenticular con techo plano y base cóncava hacia arriba y se limita lateralmente por bloques de altos del sustrato de la cuenca (Figura 5.5 A). En la región central del dominio oriental posee espesores de 10 a 3 metros, geometría lenticular de base plana y techo convexo hacia arriba y extensión lateral de 1 a 5 km (Figura 5.5 B). Internamente se caracteriza por presentar una facies inferior y una facies superior. La facies inferior es de color blanco a gris claro y se compone de tobas lapillíticas moderadamente bien seleccionadas, clasto sostén, con estructura masiva a estratificación entrecruzada planar en sets de pequeña escala, muy difusos. Se compone de trizas vítreas tobáceas bi- tri- y poli-axonas muy bien preservadas; abundantes cristaloclastos euhedrales a subhedrales con tamaño máximo de 3 mm de cuarzo, biotita y feldespatos fracturados; y vitroclastos lapilliticos subangulosos muy vesiculados con tamaños máximos de 0,5 a 1 cm. La facies superior se caracteriza por tobas lapillíticas de color rojizo claro a rosado, masivas, mal seleccionadas y compuestas por trizas vítreas bi- tri- y poli-axonas muy bien preservadas con abundantes vitroclastos pumíceos lapillíticos de hasta 3 cm; cristaloclastos euhedrales a subhedrales de cuarzo, biotita y feldespatos bien desarrollados y fracturados; y en menor medida, litoclastos volcánicos andesítico y riolíticos subangulosos de tamaño lapilli (Figura 5.4 F). Esta facies es algo más clara y friable hacia la base, siendo que el color rojizo, la dureza y el desarrollo de disyunción columnar aumentan gradualmente hacia el techo, donde las trizas y pómez llegan a estar reemplazados por sílice amorfa (Figura 5.4 F y G).



Figura 5.5 Fotografías panorámicas de la secuencia A2 y las diferencias arquitecturales de la asociación de facies AF5. **A.** Fotografía tomada en la región sur del dominio oriental (Fig. 5.1). Se observa la AF5 con geometría lenticular de techo plano y base cóncava hacia arriba siendo topográficamente limitada por altos internos de basamento pre-neógeno. **B.** Fotografía tomada en la región central del dominio oriental (Fig. 5.1). Se observa la AF5 con geometría lenticular de techo convexo hacia arriba y base plana.

Interpretación

La facies inferior de tobas lapillíticas masivas bien seleccionadas con estratificación de pequeña escala difusa se interpreta como producto de la depositación de una corriente piroclástica diluida generada por una zona de límite de flujo inferior dominada por escape de fluidos y tracción (Branney et al., 2002). La facies superior de tobas lapillíticas masivas mal seleccionadas se interpreta como producto de la depositación de una corriente piroclástica cuya zona de límite de flujo inferior es dominada por el escape de fluidos (Branney et al., 2002). La relación espacial entre la facies inferior y superior junto a la variación de espesor y los cambios de geometría de la asociación sugieren una depositación conjunta debida a una corriente piroclástica con dirección de flujo SSW – NNE que en el sur se deposita topográficamente confinada y hacia el norte se desconfina y se vuelve lobular (Branney et al., 2002). La disyunción columnar, el aumento en la intensidad de la coloración y los procesos de desvitrificación de la matriz tobácea por microcristalización pervasiva en la facies superior indican una litificación debida a microcristalización por alteración en fase vapor (Cas y Wright, 1987; Streck y Grunder, 1995).

AF6: Depósitos de bajadas volcaniclásticas

Esta asociación de facies se encuentra en la sección superior de la secuencia depositacional A2. Se presenta en el dominio oriental y el sector sur de la cuenca como afloramientos de entre 10 y 50 m de espesor y decenas de metros de extensión lateral mínima (Figura 5.1; G, C y P; 5.4 B). Posee relación vertical con la asociación AF4 (Depósitos de corrientes piroclásticas), sobre la que se apoya mediante una superficie de discontinuidad difusa. Se caracteriza por facies de vagues volcaniclásticos medios a gruesos con escaso desarrollo de paleosuelos que se disponen en cuerpos tabulares de 0,80 a 1,80 m de espesor y continuidad lateral de decenas de metros (Figura 5.4 B). La base de estos cuerpos son superficies difusas e irregulares, siendo que el tope se caracteriza por el desarrollo de paleosuelos (Figura 5.4 H). Internamente los cuerpos son mal seleccionados, matriz sostén y poseen estructura general masiva que en forma ocasional al techo se distingue estratificación horizontal y entrecruzada planar muy difusa. La matriz se compone de trizas vítreas bi- tri- y poli-axonas bien preservadas y microscristales félsicos y opacos de 50 micrones dispersos. El esqueleto presenta vitroclastos de pómez lapillíticos subredondeados de 0,2 a 2 cm máximo dispersos; y litoclastos volcánicos gris azulados de tamaño arena gruesa a media subredondeados caóticamente dispersos.

Los paleosuelos se presentan al tope de los niveles tabulares y no presentan horizonación marcada. El principal rasgo pedogenético es la presencia de nódulos de carbonato de calcio de entre 5 y 10 cm de longitud y 3 a 4 cm de diámetro con geometrías subesféricas a elongadas y orientación general vertical (Figura 5.4 H). Cabe resaltar que esta asociación de facies resulta de difícil reconocimiento y distinción con respecto a la asociación de facies AF4 (Depósitos de corrientes piroclásticas) y se

evidencia por las superficies basales difusas e irregulares de los distintos niveles, la mayor proporción de litoclastos arenosos, y los endurecimientos de carbonato de calcio.

Interpretación

La facies de vaques volcaniclásticos medios a gruesos mal seleccionados dispuestos en niveles de geometría tabular con base irregular se interpreta como depósitos de flujos gravitacionales no canalizados (Blair y McPherson, 1994; Miall, 1996; Smith, 1986). Los rasgos pedogenéticos de concreciones de carbonato de calcio ubicados al tope de los niveles indican un pobre desarrollo de paleosuelos interpretado como producto de la precipitación de carbonato en cortos periodos de exposición subaérea (Retallack, 2001; Sacristán-Horcajada et al., 2016). El abundante aporte volcaniclástico definido por las características composicionales y texturales de la facies, su relación con la asociación AF4 (Depósitos de corrientes piroclásticas) y el escaso desarrollo de paleosuelos sugieren depósitos de bajadas volcaniclásticas producidos por reiterados episodios de resedimentación volcaniclástica que se separan por intervalos temporales relativamente cortos (Smith, 1988; Galloway y Hobday, 1996; Bilmes et al., 2014; Petrinovic y D'Elia, 2018).

AF7: Depósitos de bajadas volcaniclásticas terminales

Esta asociación de facies se encuentra en forma ocasional en la sección superior de la secuencia A2. Se presenta en afloramientos de 5 a 20 m de espesor ubicados en la región sur de los dominios occidental y central de la cuenca (Figura 5.1; Ch). Posee una relación vertical con las asociaciones de facies AF4 (Depósitos de corrientes piroclásticas) y AF6 (Depósitos de bajadas volcaniclásticas), sobre las que se apoya mediante una superficie de discontinuidad neta. La asociación se caracteriza por una intercalación de facies de vaques volcaniclásticos y areniscas volcaniclásticas. La facies de vaques volcaniclásticos se dispone en niveles de 2 a 10 m de espesor que se limitan por superficies netas (Figura 5.4 I). Internamente posee estructura de laminación planar difusa y se compone de una matriz cinerítica con trizas vítreas bi-, tri-y poli-axonas bien preservadas y pómez tobáceos de hasta 2 mm dispersos (Figura 5.4 J). Intercalando esta facies ocasionalmente se presentan niveles tabulares y continuos de 0,1 a 0,3 m de lapillitas clasto sostén moderadamente bien seleccionadas. La facies de areniscas volcaniclásticas posee granulometría media a fina, es bien seleccionada y clasto sostén. Se compone de litoclastos de volcanitas andesiticas gris azulados subredondeados y pómez lapillíticos subredondeados. Se presenta en sets tabulares a cuneiformes de 0,5

a 2 m con estructura interna de estratificación entrecruzada tangencial a la base que lateralmente pasa de 5º a 32º de inclinación. Las estratificaciones poseen de 0,1 a 0,2 m de espesor y presentan gradación normal de interlámina.

Interpretación

La facies de vaques volcaniclásticos moderadamente bien seleccionados y laminados se interpreta como depósitos producidos por el transporte y la acumulación a partir de flujos turbulentos subaéreos asociados a procesos eólicos de resedimentación volcaniclástica (Smalley et al., 2011). Los depósitos lapillíticos bien seleccionados que intercalan se interpretan como depósitos de caída de lapilli (Branney et al., 2002). La facies de areniscas volcaniclásticas bien seleccionadas dispuestas en sets tabulares con estructuras de estratificación entrecruzada tangencial a la base se interpreta como depósitos producidos por el transporte y la acumulación de granos a través de flujos turbulentos subaéreos asociados a la depositación eólica (Miall, 1996). La relación vertical con las asociaciones AF4 (Depósitos de corrientes piroclásticas) y AF6 (Depósitos de bajadas volcaniclásticas) a través de una superficie neta y la intercalación de facies de vaques con una fuerte impronta volcaniclástica y areniscas con mayor proporción de litoclastos permiten interpretar a la asociación de facies AF7 como depósitos eólicos asociados a bajadas volcaniclásticas terminales (Bilmes et al., 2014; Petrinovic y D'Elia, 2018).

5.1.3. Secuencia Depositacional A3

La Secuencia Depositacional A3 posee 20 a 200 m de espesor y se presenta en afloramientos lateralmente continuos a lo largo de todos los dominios de la cuenca (Figura 5.1). Los mayores espesores se encuentran en los dominios occidental y central y disminuyen hacia el dominio oriental y la región sur de la cuenca. La secuencia se desarrolla sobre las secuencias A1, A2 y el basamento a través de la discontinuidad S3, y se limita al techo por la discontinuidad S4. Se compone de 5 asociaciones de facies cuyas características e interpretaciones permitieron definir distintas condiciones de transporte y depositación (Anexo 4; AF8, AF9, AF10, AF11, AF12 y AF13).

AF8: Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa

Esta asociación de facies se observa en los dominios occidental y central de la cuenca (Figura 5.1; CP y LM). Se caracteriza por depósitos de niveles tabulares de 2 a

30 m de espesor y centenares a miles de metros de extensión lateral que se limitan verticalmente con las asociaciones de facies AF9 (Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta), AF10 (Depósitos de planicie de inundación fluvial) y AF11 (Depósitos de corrientes piroclásticas) mediante superficies netas. Presentan base erosiva con geometría general plana cóncava hacia arriba, y techo plano y subhorizontal (Figura 5.6 A). Internamente los niveles mayores se componen de cuerpos conglomerádicos lenticulares y en menor medida tabulares que se limitan por superficies netas. Los cuerpos tabulares poseen conglomerados masivos a groseramente estratificados, moderadamente seleccionados y presentan espesores de 0,5 a 1,5 m y extensión laterales de cientos de metros. Los cuerpos lenticulares poseen base erosiva, 1 a 2,5 m de espesor y de 5 a 20 m de extensión lateral. Los techos son planos aunque suelen estar truncados por los sucesivos cuerpos que se van amalgamando lateral y verticalmente. Se caracterizan por una facies de conglomerados gruesos moderadamente bien seleccionados, redondeados, clasto sostén, con escasa matriz de arena gruesa y estructura masiva o de estratificación entrecruzada planar de mediana escala (Figura 5.6 B). Es posible observar clastos imbricados en su eje b y una tenue gradación normal en el esqueleto con tamaños de clastos que de base a techo varían de 0,10 - 0,15 m a 0,5 – 0,10 m (Figura 5.6 C). Al tope de los cuerpos lenticulares raras veces se preservan facies de areniscas gruesas con estructura masiva a estratificación entrecruzada planar a horizontal y laminación ondulítica a masiva con concentrados de pómez. Composicionalmente el esqueleto gravoso es polimíctico, con líticos de basamento ígneo-metamórfico y volcánico en menor medida. Las areniscas se componen de líticos gris azulados subredondeados y escasos pómez lapillíticos dispersos.

Interpretación

La facies de conglomerados masivos a estratificados que integran cuerpos lenticulares amalgamados se interpreta como depósitos de relleno de canales producidos a partir de flujos fluidos confinados con carga de fondo gravosa y a partir de la migración de barras de interior de canal (Miall, 1996; Bridge, 2003). La facies de areniscas presente al tope de estos cuerpos representa la migración de formas de lecho arenosas y se asocia a la culminación de la agradación de los canales debido una disminución en el caudal y posterior abandono del mismo (Galloway y Hobday, 1996; Miall 1996; Bridge, 2003). La facies de conglomerados masivos dispuestos en cuerpos tabulares puede inferirse como producto de la depositación rápida a partir de flujos no

69



Figura 5.6 Principales características de las asociaciones de facies AF8 y AF9 de la secuencia A3. **A.** Fotografía de campo de la asociación de facies AF8 y su relación espacial con las asociaciones AF9 y AF10. **B.** Estratificación entrecruzada planar de mediana escala. **C.** Clastos gravosos redondeados imbricados. **D y E.** Fotografía de campo de las relaciones espaciales laterales y verticales entre las asociaciones AF9 y AF10. **F.** Facies basales de gravas finas a sabulitas masivas con intraclastos de la asociación AF10. **G.** Estratificación entrecruzada planar de mediana escala con concentración de pómez en interláminas. **H.** Sets de estratificación entrecruzada planar de pequeña escala agrupadas en cosets. **I.** Rasgos microscópicos de las areniscas medias a gruesas. Matriz muy escasa a nula y esqueleto de Pz. Pómez. Lt. Líticos volcánicos gris azulados.

confinados relacionados a crecidas con alta concentración de sedimentos (Blair y McPherson, 1994; Miall, 1996; Bridge, 2003). La relación espacial vertical con el resto de las asociaciones de facies mediante superficies netas, la composición eminentemente epiclástica y polimíctica junto y la combinación de procesos depositacionales inferidos permite interpretar a la asociación de facies AF8 como depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa con episódicos

depósitos no canalizados de crecidas (Galloway y Hobday, 1996; Bridge, 2000). El análisis de paleocorrientes realizado en clastos imbricados en su eje b indica que los canales presentan una paleodirección de flujo general NNW – SSE (Figura 5.7).

AF9: Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta

Esta asociación de facies se presenta en todos los dominios de la cuenca (Figura 5.1; LM, LR, G, PC, Ch, C y P). Se caracteriza por niveles lenticulares de 2 a 10 m de espesor y extensiones laterales aparentes de 50 a más de 200 m. En la vertical y lateral se encuentra relacionada a la asociación de facies AF10 (Depósitos de planicie de inundación fluvial; Figura 5.6 D, E y 5.8 A). La superficie basal de estos niveles se caracteriza por ser cóncava hacia arriba y fuertemente erosiva, y la superficie del techo es neta y plana, aunque en ocasiones puede pasar en transición a la asociación de facies AF10 o estar truncada por la base de otro nivel. Internamente, los niveles lenticulares presentan cuerpos de 1 a 5 m de espesor y entre 10 a 50 m de extensión lateral aparente que se limitan por superficies basales erosivas cóncavas hacia arriba (Figura 5.6 D y E). Los cuerpos se componen de arreglos granodecrecientes que, de base a techo, suelen presentar: a) sets de conglomerados finos a areniscas sabulíticas masivas con intraclastos tamaño bloque (Figura 5.6 F); b) sets de areniscas gruesas a medias con estratificación entrecruzada planar o en artesa con gradación normal de inter-lámina en pómez, agrupados en cosets lenticulares de 0,5 a 0,3 m de espesor y 1 a 2 m de longitud (Figura 5.6 G); c) areniscas gruesas a medias con estratificación entrecruzada en artesa y entrecruzada planar de pequeña escala (Figura 5.6 H); y d) areniscas medias a finas con estructura de laminación plana a masiva. La selección en general es moderada a buena, son clasto sostén y la composición es monomíctica de líticos gris azulados subredondeados y pómez lapillíticos (Figura 5.6 I). Los clastos de pómez se encuentran en proporciones variadas entre escasos y muy abundantes. En ocasiones, las arenas medias a finas masivas pueden conformar vaques finos con matriz cinerítica a tobácea pulverulenta.

Interpretación

La facies de areniscas gravosas a sabulíticas masivas se interpreta como depósitos de relleno de canales producidos a partir de flujos confinados con carga de fondo arenosa, mientras que las facies de areniscas con estructuras de estratificación entrecruzada planar y entrecruzada en artesa de mediana escala se interpreta como producto de la migración de barras de interior de canal y ondulas tridimensionales (Miall, 1996; Bridge, 2003). La gradación a facies de areniscas medias a finas y vaques finos con estructura masiva a laminación ondulítica indica la generación de formas de lecho ligadas a una gradual disminución del caudal y posterior abandono del canal (Bridge 2003). Si bien la composición en las areniscas es epiclástica y mayormente monomíctica, la abundancia de vitroclastos pumíceos lapillíticos y la matriz cinerítica a tobácea de los vaques sugieren un importante aporte volcaniclástico. De esta manera, la composición y características texturales y de preservación de los componentes volcaniclásticos junto con los procesos depositacionales inferidos y la íntima relación espacial vertical y lateral con la asociación AF10 (Depósitos de planicie de inundación fluvial) permiten interpretar a la asociación de facies AF9 como depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta (Miall 1996; Gibling, 2006).

Las paleocorrientes sugieren una paleodirección de flujo predominante con dirección al SSE que en el sector sur de todos los dominios de la cuenca tienden a confluir hacia el interior de la misma con paleodirecciones de W a E y de S a N (Figura 5.7).

AF10: Depósitos de planicie de inundación fluvial

Esta asociación de facies se presenta en todos los dominios de la cuenca, siempre relacionada vertical y lateralmente a la asociación de facies AF9 (Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta; Figura 5.1; LM, LR, G, PC, Ch, C y P). Se caracteriza por presentar geometría tabular, espesores de 0,5 a 5 m y ser lateralmente continua por decenas a más de 200 m. Se limita en base por superficies netas horizontales o pasajes transicionales difusos desde la asociación AF9 y en techo por superficies netas horizontales que suelen se truncadas por superficies erosivas de la asociación AF9 (Figura 5.6 D, E y 5.8 A). Se caracteriza por facies de fangolitas, areniscas y vaques gruesos a medios masivos con rasgos pedogenéticos. La facies de fangolitas posee selección moderadamente buena y estructura masiva a laminada (Figura 5.8 B). Se compone de arcilitas, trizas vítreas y ocasionales fragmentos de diatomeas con escasos cristales de cuarzo y feldespatos, líticos de granulometría arena fina y pómez lapillíticos dispersos. En ocasiones esta facies rellena cuerpos de geometría lenticular con base erosiva cóncava hacia arriba (Figura 5.8 A). La facies de areniscas y vagues gruesos a medios intercala entre la facies de fangolitas y se presenta en niveles tabulares a levemente lenticulares de base neta con geometría plana subhorizontal (Figura 5.8 A). Internamente posee estructura masiva y ocasionalmente presenta laminación ondulítica en el techo y se compone de líticos subredondeados gris azulados y pómez lapillíticos subredondeados dispersos caóticamente (Figura 5.8 C).

Los rasgos pedogenéticos principales corresponden a trazas fósiles con abundantes raicillas, rizoconcreciones verticales y horizontales y evidencias de bioturbación por tubos horizontales y verticales (Figura 5.8 E y F).



Figura 5.7 Mapa de la cuenca de Collón Cura con la distribución de los paleflujos interpretados a partir de las asociaciones de facies AF8 (clastos imbricados:) y AF9 (estratificación entrecruzada en artesa, planar y ondulítica). Referencias de ubicación en Figura 5.1.

Interpretación

La facies de fangolitas masivas a laminadas tabulares o que rellenan cuerpos lenticulares permiten interpretar procesos depositacionales vinculados a la decantación de sedimentos en suspensión. Las facies de areniscas y vaques gruesos a medios masivos corresponden a flujos esporádicos vinculados a depósitos de crecidas en manto (Miall, 1996; Bridge, 2003). Los rasgos pedogenéticos asociados a trazas fósiles y la ausencia de otros procesos de formación de suelo permiten interpretar paleosuelos de

escaso a muy escaso desarrollo (Bullock et al., 1985). El conjunto de facies sumado a las características composicionales, texturales y de preservación de materiales volcaniclásticos y el escaso a nulo desarrollo de paleosuelos permiten interpretar esta asociación de facies como depósitos de planicie de inundación fluvial con eventual relleno de canales abandonados y eventos de desborde del canal principal durante crecidas con un importante aporte volcaniclástico y periodos de tiempo de exposición y estabilidad muy cortos (Miall, 1996; Bridge, 2003; Petrinovic y D'Elia, 2018).

AF11: Depósitos de acumulación eólica

Esta asociación de facies se presenta en todos los dominios de la cuenca (Figura 5.1; LM, G, Ch). Se caracteriza por niveles tabulares de 2 a 11 m de espesor y extensiones laterales de decenas de metros. Apoya sobre las asociaciones de facies AF10 (Depósitos de planicies de inundación fluvial) y en menor medida AF9 (Depósitos de canales fluviales de carga volcaniclástica mixta) mediante superficies planas subhorizontales y netas. Hacia el techo y lateralmente suele estar truncadas por superficies erosivas de la asociación de facies AF9. Internamente a los niveles se distinguen *sets* tabulares a cuneiformes de 1,5 a 3 m de espesor limitados por superficies netas con facies de areniscas medias a finas bien seleccionadas, clasto sostén, y compuestas de líticos gris azulados subredondeados y pómez subredondeados tamaño lapilli (Figura 5.8 F, G y H). Internamente los sets poseen estructura de estratificación horizontal a tangencial hacia la base (Figura 5.8 F y G).

Interpretación

Las facies de areniscas medias a finas bien seleccionadas dispuestas en sets tabulares con estructuras de estratificación entrecruzada horizontal a tangencial a la base se interpretan como depósitos producidos por el transporte y la acumulación por caída de granos a través de flujos turbulentos subaéreos (Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008). Considerando los procesos depositacionales inferidos y la relación espacial con las asociaciones de facies AF9 (Depósitos de canales fluviales de carga volcaniclástica mixta) y AF10 (Depósitos de planicies de inundación) se puede interpretar que esta asociación de facies corresponde a depósitos de acumulación eólica, probablemente asociados a la migración de dunas o protodunas de interacción fluvial (Tripaldi y Limarino, 2008).



Figura 5.8 Principales características de las asociaciones de facies AF10 y AF11 de la secuencia A3. **A.** Fotografía panorámica de la relación espacial y aspecto de las asociaciones AF9 y AF10. **B.** Fangolitas laminadas. **C.** Facies de vaques y areniscas medias a gruesas masivas con pómez lapillíticos. **D y E.** Rasgos generales de exposición, raicillas abundantes en facies de fangolitas masivas (E) y bioturbación de trazas tubulares verticales en facies de areniscas gruesas a medias. **F y G.** Niveles de la asociación AF11. Areniscas medias a finas muy bien seleccionadas con estructura entrecruzada tangencial de bajo a alto ángulo. **H.** Láminas entrecruzadas con gradación normal en pómez.

AF12: Depósitos de corrientes piroclásticas

Esta asociación de facies se encuentra intercalada en la sección media y superior de la secuencia a lo largo de todos los dominios de la cuenca. Presenta espesores de 1 a 30 m y continuidad lateral por más de 10 km (Figura 5.1; CP, LM, LR y Ch). Se relaciona verticalmente con las asociaciones de facies AF9 (Depósitos de canales fluviales de carga volcaniclástica mixta) y AF10 (Depósitos de planicies de inundación fluvial). La asociación posee geometría tabular y una disminución del espesor que en general se observa de W a E. Se caracteriza por facies de tobas lapillíticas masivas de color blanco a rosado, compuestas por una matriz tobácea de trizas vítreas bi- tri- y poliaxonas bien preservadas y esqueleto de vitroclastos pumíceos lapillíticos; litoclastos de basaltos/andesitas y riolitas subangulosos de coloraciones gris azuladas y rojizas de tamaño de grano sábulo a grava; y cristaloclastos sub a euhedrales fracturados de cuarzo, biotita y feldespatos. Todos los componentes se encuentran dispersos de manera caótica (Figura 5.9 A y B). Hacia el tope de la asociación aumenta el color rojizo y grado de consolidación junto con el desarrollo de disyunción columnar. El tope de esta facies se vincula con facies de 1 a 5 m de espesor de lapillitas bien seleccionadas, clasto sostén, y con estructuras de laminación planar horizontal y de impactos balísticos (Figura 5.9 C y D).

Interpretación

La facies de tobas lapillíticas masivas mal seleccionadas se interpretan como producto de la depositación de una corriente piroclástica cuya zona de límite de flujo inferior es dominada por el escape de fluidos (Branney et al., 2002). La facies de lapillitas clasto sostén, bien seleccionadas y laminadas se interpretan como producto de una segregación tractiva debida a una zona de límite de flujo inferior dominada por tracción (Branney et al., 2002). El aumento en la intensidad de la coloración rojiza junto con la consolidación y la presencia de disyunción columnar indica una litificación debida a microcristalización por alteración en fase vapor (Cas y Wright, 1987; Streck y Grunder, 1995). Las facies junto con la geometría tabular continua y la disminución de los espesores de W a E permiten interpretar a esta asociación como corrientes piroclásticas en manto o en abanico con una paleodirección de flujo W – E (Branney et al., 2002).



Figura 5.9 Principales características de la asociación de facies AF12 de la secuencia A3. **A.** Fotografía de campo y aspecto de la asociación AF12 con aumento de litificación hacia el tope. **B.** Facies de tobas lapillíticas masivas. **C y D.** Facies de tobas lapillíticas con laminar planar que se acomoda a obstáculos del sustrato y con impactos balísitcos.

AF13: Coladas de lava

Esta asociación de facies se encuentra hacia la base y el techo de la secuencia A3. Posee geometría tabular y espesores que varían de 2 a 30 metros y continuidad lateral por kilómetros (Figura 5.10 A). Se distribuye por el sector norte del dominio oriental y se continúa por el dominio central con una marcada disminución en el espesor. Se limita en base y techo por superficies netas y planas, aunque pueden volverse ondulosas y seguir las irregularidades del sustrato (Figura 5.10 A). Está compuesta por sucesivos niveles de 2 a 10 m de espesor. Cada nivel se caracteriza por un roca de color violáceo oscuro con estructura masiva en la base que hacia el tope aumenta el grado de vesicularidad y puede llegar a presentar estructura fluidal (Figura 5.10 B y C). Internamente, cada nivel presenta textura porfírica, compuesta por una pasta afanítica en la cual se distinguen fenocristales de olivinas. En corte delgado se observan los fenocristales de olivinas con sus bordes alterados a iddingsita inmersos en una pasta de textura intergranular a intersertal - hialoofítica, compuesta mayormente por microcristales de plagioclasa, abundantes minerales de opacos y nula a variable

proporción de vidrio volcánico (Figura 5.10 D). La roca sobre la que se deposita esta asociación de facies suele presentar cambios de coloración dados por alteraciones junto al contacto (Figura 5.10 B).



Figura 5.10 Principales características de los depósitos de coladas de lava de la secuencia A3. **A.** Fotografía panorámica de afloramiento de los depósitos en la base de la secuencia A3 con forma ondulosa. **B.** Foto de afloramiento del nivel lávico inferior apoyando sobre la secuencia A2 y generando cambios en la coloración de la misma. También se observan texturas masivas a la base y aumento de vesiculación al techo. **C.** Niveles del tope con textura vesicular fluidal. **D.** Rasgos microscópicos. Fenocristales de olivinas con bordes alterados a iddingsita en una pasta de textura pilotáxica.

Interpretación

De las características expuestas se puede interpretar que esta asociación de facies corresponde a flujos de lava fluidales de tipo compuesto que conforman un campo de lava de composición basáltica (Németh y Martin, 2007; Németh, 2010). Debido a su distribución y variación de espesor, estos flujos habrían tenido foco eruptivo al NE de la cuenca, en cercanías de la región de La Rinconada.

5.1.4. Secuencia Depositacional A4

La secuencia depositacional A4 se presenta en afloramientos de 10 a 60 m de espesor distribuidos por la parte central de todos los dominios de la cuenca en forma de extensas y continuas planicies aterrazadas hacia el valle del Rio Collón Cura, y en localizados puntos a lo largo de los márgenes de los dominios occidental y oriental de la cuenca (Figura 5.1). La secuencia se desarrolla sobre la superficie de discontinuidad S4 y se compone de 2 asociaciones de facies cuyas interpretaciones permitieron definir distintas condiciones de transporte y depositación (Anexo 4; AF14 y AF15).

AF14: Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa

Esta asociación de facies se presenta en todos los dominios de la cuenca en forma de niveles tabulares de 25 a 30 m de espesor y kilómetros de extensión, que se disponen en grandes planicies y niveles aterrazados (Figura 5.1; LM, G, PC, P y C; 5.11 A). Las planicies como los niveles aterrazados se caracterizan por cuerpos lenticulares de 1 a 2,5 m de espesor y 5 a 20 m de extensión lateral con base erosiva cóncava hacia arriba y techo neto y plano (Figura 5.11 A y B). Algunos cuerpos que intercalan poseen geometría tabular con espesores de 0,5 a 2 m y decenas de metros de extensión lateral. Los cuerpos lenticulares se componen de facies de conglomerados gruesos con clastos redondeados, moderadamente bien seleccionados y clasto sostén con matriz arenosa escasa. Poseen estructura masiva o de estratificación entrecruzada planar de mediana escala a estratificación horizontal. En general presentan gradación normal de gravas gruesas con clastos de 20 cm máximo a gravas medias y clastos imbricados en su eje b (Figura 5.11 C y D). En escasas oportunidades la facies conglomerádica grada a niveles de areniscas gruesas con estructura masiva a estratificación entrecruzada planar a horizontal y laminación ondulítica con concentrados de pómez (Figura 5.11 B y E). Composicionalmente el esqueleto gravoso es polimíctico, con composiciones de basamento ígneo metamórfico y volcánico.

Interpretación

La facies de conglomerados con clastos redondeados y estructura masiva dispuesta en cuerpos lenticulares amalgamados se interpreta como relleno de canales producidos a partir de flujos diluidos confinados. La facies de conglomerados con estratificación



Figura 5.11 Principales características de la asociación de facies AF14. **A.** Fotografía general de afloramiento y niveles aterrazados de fondo. **B.** Cuerpo lentiforme de base erosiva cóncava hacia arriba de la asociación de facies AF14 que incide en un nivel con paleosuelos de la asociación AF15. **C.** Fotografía de campo de un nivel de la asociación AF14 con estructuras de estratificación entrecruzada planar de gran escala. **D.** Niveles de gravas con clastos imbricados. **E.** Facies de areniscas con laminación ondulítica y pómez lapillíticos.

entrecruzada planar es producto de la acumulación a partir de la migración de barras longitudinales de interior de canal (Miall, 1996, Bridge 2003). Las areniscas presentes al tope de rellenos de canal gravosos representan la formación de formas de lecho arenosas que representan la culminación de la agradación de los canales debido a una disminución en la capacidad de transporte y posterior abandono de los mismos (Galloway y Hobday 1996; Miall 1996; Bridge 2003). La facies de conglomerados con clastos redondeados masivos dispuestos en cuerpos tabulares se interpreta como producto de la depositación eventual y rápida a partir de flujos gravitatorios de sedimentos no confinados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996, Bridge 2003). A partir de las características composicionales y texturales descriptas se interpreta que esta asociación de facies corresponde a depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa que en menor medida presenta eventuales depósitos de crecida (Galloway y Hobday 1996; Bridge 2000). El análisis de paleocorrientes realizado en clastos imbricados en su eje b indica que estas fajas de canales presentaban una

paleodirección de flujo general hacia el SE y localmente hacia la región sur de todos los dominios se vuelve de S a N (Figura 5.12).



Figura 5.12 Mapa de la cuenca de Collón Cura con la distribución de los paleflujos interpretados a partir de las asociaciones de facies AF13 y AF14 (clastos imbricados). Referencias de ubicación en Figura 5.1.

AF15: Depósitos aluviales epiclásticos

Esta asociación de facies se presenta asociada a los márgenes de la cuenca en los dominios occidental y oriental (Figura 5.1; G y Ch). Posee espesores que varían de 10 a 60 m y se relaciona lateral y verticalmente con la asociación de facies AF13 (Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa). Internamente presenta niveles tabulares a levemente lenticulares de 1 a 5 m de espesor y de 50 a más de 200 m de continuidad que poseen base irregular plana a levemente cóncava hacia arriba y tope neto (Figura 5.13 A). Los niveles se caracterizan por presentar intercalaciones de

facies de conglomerados muy mal seleccionados, brechas masivas y areniscas sabulíticas mal seleccionadas con rasgos pedogenéticos. La facies de conglomerados muy mal seleccionados son matriz sostén y poseen estructura masiva a gradación normal en esqueleto. La matriz es de arena media a gruesa mal seleccionada y el esqueleto es de clastos angulosos a subredondeados. El esqueleto se compone de líticos ígneo metamórficos y volcánicos basalto/andesíticos, según la unidad de basamento pre-neógeno presente en el margen de cuenca adyacente. La facies de brechas masivas poseen abundante matriz arenosa y litoclastos angulosos de tamaño de grano que varía de 0,50 – 1,5 m máximo de igual composición que los conglomerados (Figura 5.13 B (volcánicos) y 5.13 C (ígneo-metamórficos)). La facies de areniscas sabulíticas se encuentra intercalando entre los niveles conglomerádicos (Figura 5.13 D). Se caracteriza por areniscas medias a gruesas de igual textura y composición que la matriz arenosa de las facies conglomerádicas. Poseen estructura masiva a estratificación horizontal y estratificación entrecruzada planar hacia el techo, se componen de clastos sabulíticos de líticos angulosos y pómez lapilliticos dispersos y suelen intercalar lentes difusos de conglomerados finos. Los niveles de areniscas presentan rasgos pedogenéticos como abundantes agregados discontinuos de costras y nódulos petrocálcicos y rizoconcreciones de carbonato de calcio (Figura 5.13 C).

Interpretación

La facies brechas masivas muy mal seleccionadas en niveles de geometría tabular con base neta irregular se interpretan como depósitos de flujos gravitacionales de sedimentos no canalizados (Blair y McPherson, 1994; Miall, 1996). La facies de conglomerados masivos a estratificados con geometrías lenticulares responden a rellenos basales de pequeños canales producidos por flujos fluidos confinados con carga de fondo gravo-arenosa. La facies de areniscas sabulíticas con estructuras de estratificación plana a entrecruzada planar corresponden a flujos diluidos no confinados (Miall, 1996). Los rasgos pedogenéticos sobreimpuestos a los depósitos de areniscas indican un moderado desarrollo de paleosuelos debido a la precipitación de carbonato en periodos de exposición subaérea relativamente estables (Retallack, 2001; Sacristán-Horcajada et al., 2016). Teniendo en cuenta las características composicionales y texturales, esta asociación de facies puede ser interpretada como depósitos aluviales epiclásticos de sectores proximales (Galloway y Hobday, 1996).



Figura 5.13 Principales características de la asociación de facies AF14 de la secuencia A4. **A.** Fotografía panorámica de la asociación de facies en el perfil SP (San Pedro). Se observa la geometría tabular de los distintos niveles. **B.** Brechas masivas muy mal seleccionadas matriz sostén con clastos de vulcanitas. **C.** Niveles lenticulares de conglomerados a brechas masivas con clastos (gneo-metamórficos y abundantes rizoconcreciones. **D, E y F.** Intercalaciónes de areniscas muy mal seleccionadas y masivas con conglomerados y brechas. **G.** Areniscas masivas muy mal seleccionadas con abundantes costras petrocalcicas y rizoconcreciones.

5.2. Paleoambientes de las Secuencias Depositacionales

5.2.1. Secuencia Depositacional A1

La Secuencia Depositacional A1 se compone de 3 asociaciones de facies interpretadas como Depósitos aluviales volcaniclásticos (AF1), Depósitos aluviales volcaniclásticos terminales (AF2) y Depósitos lacustres someros (AF3).

Los Depósitos aluviales volcaniclásticos (AF1) se desarrollan en niveles tabulares a cuneiformes adyacentes a bloques elevados de basamento del dominio oriental de la cuenca. Estos depósitos no presentan relación vertical ni horizontal visible con los demás depósitos de la secuencia, sin embargo, se relacionan composicional y texturalmente con los Depósitos aluviales volcaniclásticos terminales (AF2). Los Depósitos aluviales volcaniclásticos terminales (AF2) y lacustres volcaniclásticos someros (AF3) se encuentran en la región centro norte de los dominios oriental y central y presentan una íntima relación lateral y vertical. Son lateralmente continuos, se limitan por discontinuidades netas y se desarrollan en afloramientos con base no expuesta. Composicionalmente todos los depósitos se caracterizan por poseer una fuerte impronta volcaniclástica, denotada por la abundancia de trizas vítreas y fragmentos pumíceos bien preservados.

Se interpreta que la Secuencia Depositacional A1 corresponde a un sistema aluvial volcaniclástico de relativo bajo gradiente que desemboca en un sistema de lago somero (Figura 5.14; Smith, 1986; Fisher y Smith, 1991; Bilmes et al., 2014). El aporte volcaniclástico es de carácter puntual y se evidencia por periodos de estabilidad con desarrollo de paleosuelos en los sistemas aluviales y la proliferación de diatomeas en los sistemas lacustres someros (Fisher y Smith, 1991; Smith et al., 1993).

5.2.2. Secuencia Depositacional A2

La Secuencia Depositacional A2 se compone de 4 asociaciones de facies interpretadas como Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4), Depósitos de corrientes piroclásticas con alteración en fase vapor (AF5), Depósitos de bajadas volcaniclásticas (AF6) y Depósitos de bajadas volcaniclásticas terminales (AF7).

Los Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4) poseen gran distribución areal y extensión lateral continua. Se encuentran por el sector sur de todos los dominios y a lo largo de todo el dominio oriental de la cuenca. Internamente posee estratificación difusa en niveles tabulares que hacia la región S desarrollan los mayores espesores y las facies más proximales. Los Depósitos de corrientes piroclásticas con alteración en fase vapor

84



Figura 5.14 Interpretación paleoambiental y paleogeográfica de la Secuencia Depositacional A1.

(AF5) se limitan en base y techo por superficies netas y se encuentran en forma discontinua en la sección media de la secuencia intercalando entre Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4). Estos depósitos presentan un cambio de geometría lenticular confinada en paleovalles hacia el S que se vuelve lenticular lobulada hacia el N. Los Depósitos de bajadas volcaniclásticas (AF6) se presentan en los márgenes del dominio oriental y el sector sur de la cuenca. Apoyan encima de los Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4) mediante una superficie de discontinuidad difusa. Los Depósitos de bajadas volcaniclásticas terminales (AF7) se encuentran en el sector sur de todos los dominios y apoyan por encima de los Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4) y los Depósitos de bajadas volcaniclásticas (AF6) mediante una superficie neta.

A partir de los rasgos descriptos se interpreta que la Secuencia Depositacional A2 corresponde a la depositación de grandes volúmenes de corrientes piroclásticas sucedidas en periodos de tiempo muy cortos. Considerando su distribución areal, su condición topográficamente confinada, la ausencia de superficies de discontinuidad internas, su espesor de decenas de metros (170 m) y el gran volumen potencial estimado de los depósitos (1125 km³), se interpreta que corresponden a ignimbritas de tipo HARI (*High Aspect-Ratio Ignimbrite*; Walker, 1983; Branney et al., 2002). Inmediatamente por encima y en un lapso de tiempo muy corto se instaura un sistema de bajada volcaniclástica con resedimentación local dominada por flujos gravitacionales que hacia el final de la secuencia pasa a estar controlada por procesos eólicos (Figura 5.15; Smith, 1986; Fisher y Smith, 1991; Bilmes et al., 2014).



Figura 5.15 Interpretación paleoambiental y paleogeográfica de la Secuencia Depositacional A2.

5.2.3. Secuencia Depositacional A3

La Secuencia Depositacional A3 se compone de 6 asociaciones de facies interpretadas como Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF8), Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta (AF9), Depósitos de planicie de inundación fluvial (AF10), Depósitos de acumulación eólica (AF11), Depósitos de corrientes piroclásticas (AF12) y Coladas de lavas (AF13).

Los Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF8) constituyen niveles tabulares de gran extensión que se distribuyen por los dominios occidental y central de la cuenca. Los distintos niveles se limitan en base y techo por superficies de discontinuidad netas cuya base es erosiva, e intercalan en la secuencia de manera reiterada. Internamente los depósitos son gravosos, polimícticos y presentan paleodirecciones de flujo generales al SSE. Los Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta (AF9) y de planicie de inundación fluvial (AF10) se distribuyen por todos los dominios de la cuenca y muestran una relación vertical y lateral de interdigitiación estrecha mediante superficies netas erosivas y difusas de transición. Los canales presentan paleodirecciones de flujo gris azulados y lapillis resedimentados. Las planicies son limo arcillosas cineríticas.

Intercalando entre las asociaciones AF9 y AF10 mediante superficies netas y en relación vertical se presentan los Depósitos de acumulación eólica (AF11), Depósitos

de corrientes piroclásticas (AF12) y Coladas de lava (AF13). Los Depósitos de acumulación eólica (AF11) ocurren de manera reiterada en todos los dominios de la cuenca y se componen de areniscas epiclásticas de igual composición que los canales. Los Depósitos de corrientes piroclásticas (AF12) se distribuyen en niveles tabulares por la sección media y superior de la secuencia a lo largo de todos los dominios de la cuenca y presentan una disminución de espesor desde el W al E. Las coladas de lavas (AF13) se presentan en la sección inferior y superior de la secuencia y se extienden desde la región norte del dominio oriental hacia la región central del dominio central, con una marcada disminución del espesor.

A partir de los rasgos descriptos se interpreta que la Secuencia Depositacional A3 constituye un sistema fluvial axial de canales con carga mixta dominados por arenas monomícticas que junto con las planicies de inundación poseen una fuerte impronta volcaniclástica (Miall, 1996; Gibling, 2006; Petrinovic y D'Elia, 2019; AF9 y AF10; Figura 5.16). Este sistema fluvial es predominante en el desarrollo de la secuencia pero es posible inferir que en reiteradas ocasiones resulta interrumpido por la instauración de un sistema fluvial de fajas de canales dominados por gravas de caracter epiclástico (Bridge 2003; AF8). Los Depósitos de acumulación eólica (AF11) que intercalan son interpretados como depósitos eólicos de interacción fluvial y se relacionan a modificaciones en las condiciones de transporte y acumulación internas al sistema fluvial con carga mixta (Tripaldi y Limarino, 2008). Los Depósitos de corrientes piroclásticas corresponden a depósitos en manto o en abanico cuya distribución areal y espesor de pocas decenas de metros permite interpretarlos como ignimbritas de tipo LARI (Low Aspect-Ratio Ignimbrite; Walker, 1983) cuya zona de emisión principal se encuentra al W (Branney et al., 2002). Las coladas de lava interpretadas como campos de lava de composición basáltica (Németh, 2010) se asocian a centros efusivos localizados sobre el margen norte del dominio oriental (zona de la Rinconada).

5.2.4. Secuencia Depositacional A4

La Secuencia Depositacional A4 se compone de 2 asociaciones de facies interpretadas como Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF14) y Depósitos aluviales epiclásticos (AF15).



Figura 5.16 Interpretación paleoambiental y paleogeográfica de la Secuencia Depositacional A3.

Los Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF14) se extienden por el sector centro y sur de los dominios occidental y central en forma de niveles tabulares de 25 a 30 m de espesor que conforman planicies de kilómetros de extensión con paleocorrientes NNW – SSE (Pampas de la Horqueta y Alicurá). Hacia los valles de ríos y arroyos principales que inciden sobre las planicies, estos depósitos se encuentran en niveles aterrazados a diferentes alturas y sus paleocorrientes siguen la dirección de los valles (ríos Collón Cura y Limay, arroyos Alicurá y Quemquemtreu). Los Depósitos aluviales epiclásticos (AF14) se encuentran en los márgenes de cuenca de los dominios occidental y oriental. Estos depósitos tienen limitada distribución hacia el interior de cuenca y poseen relación espacial lateral y vertical con los Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF14) a través de superficies de discontinuidad netas.

La secuencia depositacional A4 es interpretada como un sistema fluvial axial de fajas de canales con carga de fondo gravosa de carácter epiclástica que se distribuye por el interior de cuenca con sistemas aluviales transversales asociados a los márgenes elevados de la misma (Figura 5.17; Galloway y Hobday, 1996; Bridge, 2003).



Figura 5.17 Interpretación paleoambiental y paleogeográfica de la Secuencia Depositacional A4.

CAPÍTULO 6

ANÁLISIS DE LOS INDICADORES AMBIENTALES

CAPÍTULO 6 ANÁLISIS DE LOS INDICADORES AMBIENTALES

En los capítulos previos se desarrolló un análisis morfoestructural, estratigráfico (Capítulo 4) y sedimentológico (Capítulo 5), que en conjunto permitieron confeccionar una reconstrucción paleoambiental de las secuencias depositacionales que rellenan la cuenca de Collón Cura. En este capítulo se analizarán los principales indicadores ambientales (indicadores tectónicos, volcánicos y climáticos) presentes en cada una de las secuencias depositacionales.

En el presente trabajo se define indicador ambiental a cualquier rasgo distintivo de una sucesión sedimentaria o volcánica, que a través de su análisis, nos permita definir cuali-cuantitativamente las condiciones de uno o más factores de control al momento de su depositación. A partir de la identificación y el estudio de los indicadores tectónicos, volcánicos y climáticos, será posible analizar cómo los distintos factores de control condicionaron la depositación de las distintas secuencias y afectaron al patrón de relleno de la cuenca a distintas escalas.

6.1. Indicadores tectónicos

Los indicadores tectónicos fueron identificados como estructuras tectónicas principales y estructuras asociadas. Las estructuras principales corresponden a los sistemas de fallas de los márgenes del dominio occidental y oriental, y al sistema de fallas del dominio central de la cuenca (Figura 6.1). Las estructuras asociadas corresponden a pliegues y estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas desarrolladas en las secuencias depositacionales del relleno de la cuenca. La relación de las estructuras principales presentes en cada dominio morfoestructural y el estilo y desarrollo o no de las estructuras asociadas permitió definir arreglos temporales entre la deformación y la depositación de las distintas secuencias del relleno. De esta manera se definieron tres arreglos depositacionales posibles: depositación contemporánea con la deformación (arreglo sin-cinemático); depositación entre eventos de deformación (arreglo inter-cinemático); y depositación posterior a la deformación (arreglo post-cinemático). Los arreglos sin-cinemáticos se definieron en base a la evidencia de contemporaneidad de la deformación y la depositación mediante la presencia de estratos de crecimiento limitados por discordancias progresivas (Suppe et al., 1992; Ghiglione et al., 2002; Bilmes et al., 2013; Bucher et al., 2019; López et al., 2019), mientras que los arreglos inter y post-cinemáticos se definieron por evidencias



Figura 6.1 Mapa geológico de la cuenca de Collón Cura. Dominios morfoestructurales Occidental, Central y Oriental limitados por líneas negras punteadas. Datos promedios de rumbo e inclinación ploteados la posición de cada estación de medición. Ubicación de los perfiles geológicos de las figuras 6.2, 6.3 y 6.4.

de plegamiento posterior a la depositación y/o a la ausencia de evidencias de deformación en las secuencias. Los arreglos depositacionales de las secuencias A1, A2, A3 y A4 relacionados a la estructuración de los sistemas de fallas de cada dominio morofestructural en el contexto cronoestratigráfico confeccionado fueron utilizados como indicadores tectónicos temporales y espaciales en la evolución de la cuenca de Collón Cura.

6.1.1. Estructuración del dominio morfoestructural occidental

El dominio morfoestructural occidental comprende el borde oeste de la cuenca de Collón Cura y su límite con el margen elevado de basamento representado por los Andes Norpatagónicos (Figura 6.1). El sistema de fallas que caracteriza al dominio occidental fue analizado en dos sectores ubicados al sur y al norte de la cuenca (Figura 6.1). En el sector norte del dominio occidental el sistema de fallas se compone de dos fallas inversas con vergencia al este definidas como las fallas Piedras Paradas al W y Curruuhé al E. Las fallas elevan de W a E al Complejo Plutónico Huechulafquen por sobre la Formación Auca Pan y a ésta por sobre las secuencias del relleno de la cuenca (Figura 6.1 y 6.2). La sección superior de la secuencia A2 se presenta en afloramientos reducidos caracterizados por rocas de falla de tipo cataclasitas incoherentes que se asocian a la zona de falla Curruhué. Al este de la zona de falla la secuencia A3 presenta inclinaciones promedio de 60° al NE interpretadas como producto del plegamiento forzado generado por el desarrollo del sistema de fallas principal (Figura 6.2). Este plegamiento conforma el flanco occidental de un sinclinal de gran escala que se extiende hacia el dominio central de este sector de la cuenca (Figura 6.2).



Figura 6.2 Perfil estructural con datos de afloramiento a lo largo del sector norte de los dominios morfoestructurales occidental y central de la cuenca de Collón Cura. Se representa el sistema de fallas del dominio occidental y la zona triangular interna conformada por el sistema de fallas del dominio central. Ubicación en figura 6.1.

En el sector sur del dominio occidental, el sistema de fallas está caracterizado por una falla inversa con vergencia al este identificada como la falla Piedras Paradas. Esta falla eleva la Formación Auca Pan por sobre la secuencia del relleno de la cuenca (Figura 6.1 y 6.3). En este sector, parte de la secuencia A1 y la base de la secuencia A2 se presentan en afloramientos reducidos caracterizados por rocas de falla de tipo cataclasitas incoherentes que se asocian a la zona de falla (Figura 6.3 A y C). Asociada a la zona de falla, la sección superior de la secuencia A2 representada por un sistema de bajadas volcaniclásticas, continua con inclinaciones promedio que disminuyen de 67° E a 21º E. Esto fue interpretado como un plegamiento forzado generado por el desarrollo del sistema de fallas principal (Figura 6.3 B y C). Hacia el este, la secuencia A3 se presenta con inclinaciones leves que disminuyen gradualmente de 12º E a 7º E y fueron interpretadas como producto de una falla ciega de cinemática inversa y orientación antitética al sistema principal, cuyo desarrollo generó discordancias progresivas en la secuencia A3 (Figura 6.3 C). Por su parte, la secuencia A4 no presenta evidencias de deformación, siendo que la inclinación de 5º E de su base es interpretada como una inclinación primaria propia del paleoambiente aluvial proximal interpretado para esta secuencia en dicho sector.



Figura 6.3 Evidencias de deformación y perfil estructural del sistema de falla del dominio occidental en el sector sur. **A.** Zona de falla en la sección inferior de la secuencia A2. **B.** Vista panorámica de las secuencias A2, A3 y A4 inclinando hacia el E – NE. **C.** Perfil estructural construido con datos de superficie. Ubicación en figura 6.1.

Las evidencias de deformación identificadas en las estructuras asociadas desarrolladas en las secuencias A1, A2 y A3 a lo largo del dominio occidental se encuentran en estrecha relación al desarrollo del sistema de fallas que caracteriza este margen de la cuenca e indican que las mismas fueron depositadas en condiciones sincinemáticas al sistema de fallas. Considerando que este sistema de fallas corresponde
a la reactivación e inversión de estructuras extensionales que afectan al basamento de la cuenca (Ramos et al., 2014), es posible interpretar que la deformación de las capas ocurre mediante el plegamiento por propagación de fallas de alto ángulo. Esto, junto con el esquema cronoestratigráfico confeccionado en el Capítulo 4 permite estimar las tasas de rotación del relleno mediante un modelo de rotación de cuerpo rígido. De esta manera, en el sector sur del dominio occidental las tasas de rotación para el lapso de tiempo de las secuencias A1 y A2 (~21/16 a 15,032 Ma) determinan una rotación máxima de 0.069°/ka, mientras que para el lapso de tiempo de la secuencia A3 (12,049 – 10,6 \pm 0,2 Ma), la rotación máxima determinada fue de 0,032°/ka. La falta de evidencias de deformación en la secuencia A4 sugiere que la misma fue depositada en condiciones post-cinemáticas.

6.1.2. Estructuración del dominio morfoestructural central

El dominio morfoestructural central presenta un sector sur y un sector norte con rasgos morfoestructurales disímiles. El sector sur del dominio se caracteriza por continuas y extensas planicies (Pampa de Las Horquetas y Pampa de Alicurá), mientras que el sector norte se caracteriza por un sistema de fallas de orientación N – S (Figura 6.1). El sistema de fallas conforma la zona triangular interna del sector norte del dominio central y fue analizado en sus márgenes occidental y oriental. El margen occidental de la zona triangular presenta una falla inversa con vergencia al este y por un conjunto de fallas ciegas interpretadas previamente por Ramos et al. (2014) que deforman las secuencias A3 y A4. Junto a la traza aflorante de la falla inversa principal, la secuencia A3 presenta inclinaciones promedio de 24º W que fueron interpretadas como producto de la activación de dicha falla. Hacia el oeste, la secuencia presenta inclinaciones de entre 15° W y 10° W que fueron interpretadas como producto del plegamiento provocado por una falla ciega de cinemática inversa y disposición sintética a la estructura principal (Figura 6.2). Hacia el margen más occidental del dominio central, la base de la secuencia A4 presenta inclinaciones de 9º W que disminuyen paulatinamente hacia el tope de la secuencia. Esto fue interpretado como producto del plegamiento de la secuencia debido a una falla ciega de cinemática inversa y vergencia al oeste, de disposición antitética a la falla inversa principal aflorante. La secuencia A4 aquí deformada constituye el flanco oriental del sinclinal que se extiende hacia el dominio occidental (Figura 6.2)

El margen oriental de la zona triangular se caracteriza por una falla inversa con vergencia al oeste y una falla ciega menor asociada, que en conjunto deforman las secuencias A3 y A4 y se asocian a la expresión geomorfológica de la Sierra de Los

Cerrillos (Figura 6.1). En el bloque colgante de la falla inversa principal, la secuencia A3 desarrolla un pliegue sinclinal asimétrico abierto. Esta estructura posee un flanco occidental con inclinaciones promedio de 25° E y un flanco oriental con inclinaciones promedio de 10° W. Mientras que el flanco occidental se asocia a la falla inversa principal, el flanco oriental se asocia a la falla ciega de cinemática inversa y disposición antitética a dicha estructura (Figura 6.2).

Las evidencias de deformación presentes en el dominio central de la cuenca fueron reconocidas en las secuencias A3 y A4, por lo que es posible precisar que toda la secuencia neógena del relleno de la cuenca de Collón Cura fue involucrada en la estructuración de este dominio. El sistema de fallas principales y ciegas menores que conforman la zona triangular del sector norte del dominio, no solo condiciona la escorrentía del actual Río Chimehuin y genera rasgos geomorfológicos como la Sierra de los Cerrillos, sino que generó pliegues en toda la secuencia A3 y la base de la secuencia A4. Las evidencias de deformación así como los rasgos geomorfológicos actuales permiten interpretar que las secuencias A3 y A4 se habrían depositado en condiciones pre-cinemáticas.

6.1.3. Estructuración del dominio morfoestructural oriental

El dominio morfoestructural oriental comprende el borde este de la cuenca de Collón Cura y su límite con el margen elevado de basamento representado por el Macizo de Sañicó (Figura 6.1). El sistema de fallas que caracteriza al dominio oriental fue analizado en dos sectores localizados al sudeste y al noreste del dominio (Figura 6.1 y 6.4). En el sector sudeste se encuentra la falla Alicurá, esta se caracteriza por ser una falla inversa con orientación NNE – SSW y vergencia al oeste (Figura 6.4 B). Desde la traza de la falla hacia el este, las unidades del basamento se presentan como cataclasitas incoherentes. Estas rocas representan la zona de falla y se extienden 100 a 200 m hacia el macizo de Sañicó (Figura 6.4 B y C). Dentro de la zona de falla se midieron fracturas de cizalla con inclinaciones promedio de 34º E que fueron asociadas al desarrollo del sistema de fallas de este dominio. Al oeste de la zona de falla la secuencia A1 no aflora y la secuencia A2 presenta inclinaciones de entre 14º W y 12º W. Estas inclinaciones fueron interpretadas como producto del plegamiento forzado generado por el desarrollo del sistema de falla principal (Figura 6.4 A). Las secuencias A3 y A4 no presentan evidencias de deformación, depositándose en forma horizontal sobre la secuencia A2 y el basamento en relación de onlap mediante las discontinuidades S3 y S4.

En el sector noreste se encuentra la falla de Cerrito Piñón, la cual se caracteriza por ser una falla inversa de orientación NNE – SSW y vergencia al oeste que conforma una



Figura 6.4 Evidencias de deformación y perfil estructural del sistema de falla del dominio oriental. **A.** Perfil estructural de la locación sur del sistema de fallas del dominio oriental construido con información de superficie. Locación en Figura 6.1. **B.** Secuencias A2, A3 y A4 apoyando contra el basamento en relación de *onlap.* **C.** Zona de falla del sistema de falla del dominio oriental desarrollada sobre el basamento. **D.** Perfil estructural de la locación norte del sistema de fallas del dominio oriental construido con información de superficie. Locación en Figura 6.1. **E.** Fotografía panorámica de las secuencias A1, A2 y A3 donde la secuencia A1 presenta discordancias progresivas y estratos de crecimiento y las secuencias A2, A3 y A4 apoyan sobre la secuencia A1 y el basamento mediante una relación de *onlap*.

estructura subsidiaria menor de la falla principal de Alicurá (Figura 6.4 D). Sobre el bloque techo de esta falla, las secuencias A1 y A2 presentan evidencias de deformación. La secuencia A1 aflora como una sucesión de 15 m de espesor de Depósitos aluviales volcaniclásticos (AF1) que presentan forma de cuña e inclinaciones que varían de 40° E hacia la base a 25° E hacia el tope (Figura 6.4 D y E). Estas inclinaciones se interpretaron como discordancias progresivas generadas por el plegamiento continuo de las unidades sobre el bloque techo de la falla Cerrito Piñón. Por encima, la sección inferior de la secuencia A2 presenta inclinaciones de entre 15° E y 6° E, las cuales fueron interpretadas como producto de un plegamiento forzado debido al desarrollo del sistema de fallas. Las secuencias A3 y A4 no se encuentran deformadas y fueron depositadas en forma horizontal sobre el basamento en relación de *onlap* mediante las discontinuidades S3 y S4.

Las evidencias de deformación identificadas en el dominio oriental de la cuenca fueron reconocidas en unidades del basamento y en las secuencias A1, A2 como estructuras asociadas al desarrollo del sistema de falla principal del dominio. El basamento conforma la zona de falla principal del sistema de fallas del dominio y las discordancias progresivas interpretadas en la secuencia A1 y el plegamiento de la sección inferior de la secuencia A2 indican que las mismas fueron depositadas en

condiciones sin-cinemáticas al sistema de fallas. Considerando a la rotación de cuerpo rígido como una medida de la deformación, la tasa de deformación asociada a las secuencia A1 y A2 con el sistema de fallas oriental indican 0,041º/ka. La depositación horizontal de las secuencia A3 y A4 depositadas en relación de *onlap* indican que fueron depositadas en condiciones post-cinemáticas y evidencian la detención del desarrollo de este sistema de fallas.

6.1.4. Síntesis de los indicadores tectónicos

El análisis de los indicadores tectónicos (estructuras principales y estructuras asociadas) permitió determinar las condiciones depositacionales de cada secuencia en relación a la actividad tectónica de la cuenca. Inicialmente, las secuencias A1 y A2 (~21/16 - 15.032 Ma) fueron depositadas en condiciones sin-cinemáticas a los sistemas de fallas de los dominios occidental y oriental bajo tasas de rotación máxima de 0,069°/ka y 0,041°/ka correspondientemente (Figura 6.5). La secuencia A3 (12,049 -10,6 ± 0,2 Ma) presenta condiciones de depositación sin-cinemática al sistema de fallas del dominio occidental bajo tasas de rotación máxima de 0,032º/ka y no presenta evidencias de deformación en el dominio oriental (Figura 6.5). Esto permite inferir una disminución en la tasa de deformación del dominio occidental y la desactivación del sistema de fallas del dominio oriental. Finalmente, la secuencia A4 (10,6 \pm 0,2 Ma - \sim 5 Ma) y todo el relleno de la cuenca fue depositado en condiciones pre-cinemáticas al sistema de fallas del dominio central, el cual se habría desarrollado como una zona triangular interna previamente a los ~ 5 Ma (Figura 6.5). En cambio, la depositación de la secuencia A4 ocurrió en condiciones post-cinemáticas respecto a los sistemas de fallas de los dominios occidental y oriental (Figura 6.5).

6.2. Indicadores volcánicos

En este trabajo de tesis se asumen como indicadores volcánicos a toda aquella evidencia de aporte volcánico que intervenga en la acumulación del relleno de la cuenca. El estudio de estos indicadores se realizó mediante un análisis composicional de las secuencias depositacionales. Este análisis se basó en las características composicionales y texturales de los clastos que componen las distintas asociaciones de facies (litoclastos, cristaloclastos y vitroclastos), y en los procesos de transporte y depositación interpretados previamente. Cabe resaltar que este análisis composicional excede lo meramente volcánico y resulta un complemento para el análisis integral de las secuencias depositacionales.



Figura 6.5 Perfil integrado del relleno y condiciones depositacionales de las secuencias según su relación con los sistemas de fallas de los dominios occidental, central y oriental. A1 y A2: Sistemas de fallas de los márgenes del dominio occidental y oriental activos. A3. Sistema de fallas del margen del dominio occidental activo y el sistema de fallas del dominio oriental desactivado. A4: Desarrollo de la zona triangular interna por activación del sistema de fallas del dominio central.

Según la naturaleza de los depósitos, los mismos pueden conformar depósitos epiclásticos, volcaniclásticos o mixtos (epiclástico-volcaniclástico). Desde un punto de vista genético, los depósitos epiclásticos son aquellos cuyos componentes principales corresponden a clastos generados por meteorización y erosión de rocas previas, mientras que los depósitos volcaniclásticos son aquellos cuyos componentes principales son generados por la fragmentación magmática (Fisher, 1961). Sin embargo, si se atienden los procesos de transporte y depositación, los depósitos volcaniclásticos pueden ser primarios (originados por procesos volcánicos) o secundarios (originados por procesos superficiales; Cas y Wright, 1987; Petrinovic y D'Elia, 2018). A su vez, los depósitos volcaniclásticos secundarios pueden ser retrabajados (fragmentación magmática, depositación primaria, meteorización, erosión y transporte), o bien, resedimentados (fragmentación magmática, depositación primaria e inmediata removilización por agentes exógenos; Petrinovic y D'Elia, 2018).

En este trabajo se calcularon los porcentajes de los componentes volcaniclásticos primarios, volcaniclásticos secundarios, epiclásticos de origen volcánico y epiclásticos de origen no volcánico de las distintas asociaciones de facies. Luego se recalcularon las distribuciones porcentuales de cada asociación de facies según los metros de perfil relevados y se determinó la proporción de la componente volcánica (en relación a la no volcánica) para cada secuencia depositacional. Sumado a esto se calcularon de tasas de acumulación y volúmenes acumulados cuando fuera posible.

6.2.1. Secuencia Depositacional A1

La secuencia depositacional A1 fue interpretada como un sistema aluvial volcaniclástico relacionado a un sistema lacustre somero. Está constituida por Depósitos aluviales volcaniclásticos (AF1), Depósitos aluviales volcaniclásticos terminales (AF2) y Depósitos lacustres someros (AF3).

Los Depósitos aluviales volcaniclásticos (AF1 y AF2) se caracterizan por facies de vaques volcaniclásticos finos a gruesos (Figura 6.6 A y B). La matriz es cinerítica y mayormente vítrea y arcillitica, aunque posee microcristales félsicos y opacos dispersos (Figura 6.6 C). Análisis de difracción de Rayos X evidencian un predominio de arcillas de la familia de las esmectitas (Sm), las cuales se interpretan como producto de la argilización de los componentes volcaniclásticos vítreos como trizas y pómez (McPhie et al., 1993; Anexo 5.1). En conjunto se componen de un 49,5 % de matriz y 50,5 % de esqueleto (Figura 6.6 D). El esqueleto posee un 16,9 % de cristaloclastos félsicos subhedrales y límpidos (cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk) y plagioclasas (Pg)) y opacos de origen volcaniclástico; 25,9 % de vitroclastos de trizas tobáceas bien

preservadas y pómez lapillíticos vesiculados subredondeados; y 7,7 % de litoclastos gris azulados con texturas pilotáxica, seriada e intergranular a intersertal que se interpretaron como de origen volcánico (básicos a intermedio; Figura 6.6 C y D).

Los Depósitos lacustres someros (AF3) se caracterizan principalmente por facies de fangolitas laminadas (Figura 6.6 E). Se componen de fangolitas y arcilitas cineríticas vítreas de coloración castaña con diatomeas y microcristales félsicos (indeterminados) y opacos dispersos (Figura 6.6 F). Poseen un 90 % de esta "masa" vítrea y 10 % de microcristales dispersos (Figura 6.6 G). Los análisis de rayos X de roca total indican que la mineralogía se relaciona a la observada en los Depósitos aluviales volcaniclásticos (AF1 y AF2), presentado picos de difracción del orden de los feldespatos pótasicos (Fk), plagioclasas (Pg) y cuarzo (Qz) (Anexo 5.1). De igual manera, los análisis de difracción de arcillas evidencian un predominio de arcillas de la familia de las esmectitas (Sm), interpretadas como producto de la argilización de los componentes volcaniclásticos vítreos como trizas y pómez (McPhie et al., 1993; Anexo 5.1).



Figura 6.6 Características composicionales de la Secuencia Depositacional A1. A y B. Aspecto en el campo de las asociaciones de facies AF1 y AF2. C. Fotografía a escala microscópica con los componenetes principales de la AF1 y AF2. Vt: Vitroclasto. Cr: Cristaloclastos. Lt: Litoclasto. Mt: Matriz.
D. Gráfico de torta de la composición de la AF1 y AF2. E. Aspecto en el campo de la asociación de facies AF3. F. Fotografía a escala microscópica con los componentes principales de la AF3. Di: Diatomeas. Op: Minerales opacos. D. Gráfico de torta de la composición de la AF3.

6.2.2. Secuencia Depositacional A2

La secuencia depositacional A2 fue interpretada como depósitos de corrientes piroclásticas asociadas a sistemas de bajada volcaniclástica. Está constituida por 1125 km³ de Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4), Depósitos de corrientes piroclásticas con alteración en fase vapor (AF5) y Depósitos de bajadas volcaniclásticas (AF6 y AF7) (Figura 6.7 A).

Los Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4 y AF5) se caracterizan por facies de tobas lapillíticas masivas que se componen de un 56 % de vitroclastos de trizas vítreas con aspecto cinerítico y microcristales félsicos y opacos cuyo análisis de difracción de rayos X indica la presencia mineralógica de feldespatos (Fk y Pg), cuarzo (Qz) y magnetita (Mt); 28,7 % de vitroclastos pumíceos lapillíticos vesiculados (Figura 6.7 B, C y D); 12 % de cristaloclastos sub a euhedrales consecuentes con la mineralogía presente en la difracción de rayos X (cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk) y plagioclasas (Pg); Anexo 5.2); y 3,3 % de litoclastos lapillíticos heredados de los cuales 1,6 % son de origen volcánico y 1,7 % de origen ígneo metamórfico (Figura 6.7 B, C y D).

Los Depósitos de bajadas volcaniclásticas (AF6 y AF7) se caracterizan por depósitos de vaques volcaniclásticos que en conjunto se componen de un 56 % de matriz y 44 % de esqueleto (Figura 6.7 E). La matriz es cinerítica, compuesta por trizas vítreas moderadamente mal preservadas, arcilitas y microcristales félsicos (indeterminados) y opacos dispersos. Análisis de difracción de Rayos X indican que la fracción arcilla posee un predominio de arcillas de la familia de las esmectitas (Sm), interpretadas como producto de la argilización de los componentes volcaniclásticos vítreos como trizas y pómez (McPhie et al., 1993; Anexo 5.2). El esqueleto se compone de un 25 % de vitroclastos pumíceos lapillíticos vesiculares y subredondeados; 12 % de cristaloclastos mineralógicamente consecuentes con los depósitos de corriente piroclástica; y un 7 % de litoclastos fracción arena a sábulo de los cuales 5 % fue interpretado como de origen volcánico (básico a intermedio) y el 2 % restante corresponde a cuarzos policristalinos ondulosos y granitoides que se interpretaron como de origen ígneo metamórfico (Figura 6.7 E). Cabe resaltar que en los depósitos de areniscas volcaniclásticas eólicas y en ocasiones puntuales de los vaques volcaniclásticos del tope de la secuencia, la fracción lítica se vuelve dominante con una composición de origen volcánico (Figura 6.7 F y G).



Figura 6.7 Características composicionales de la Secuencia Depositacional A2. **A.** Fotografía de campo del aspecto general de la secuencia A2. **B.** Fotografía a escala microscópica de la AF4. Vt: Vitroclasto. Cr: Cristaloclastos. L: Litoclasto. Mt: Matriz. **C.** Fotografía a escala microscópica de la AF5. **D.** Gráfico de torta de la composición de las asociaciones AF4 y AF5. **E.** Gráfico de torta de la composición de las asociaciones facies de la AF6 y 7. **F.** Aspecto mesoscópico de las areniscas tobáceo lapillíticas de la AF6. **G.** Aspecto al microscopio de las facies más enriquecidas en litoclastos. **H.** Aspecto en el campo del pasaje entre las areniscas lapillíticas hacia términos más líticos.

6.2.3. Secuencia Depositacional A3

La secuencia depositacional A3 fue interpretada como un sistema fluvial de canales con carga mixta dominados por arenas con intercalaciones eólicas, y volcánicas que en determinados momentos era sustituido por un sistema fluvial de fajas de canales dominados por gravas. Ésta se constituye por Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF8), Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta (AF9), Depósitos de planicie de inundación fluvial (AF10), Depósitos eólicos (AF11), Depósitos de corrientes piroclásticas (AF12) y Coladas de lavas (AF13).

Los Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF8) se componen de litoclastos que pueden ser discriminados en un 85 % de litoclastos de origen volcánico y 15 % de litoclastos de origen no volcánico (Figura 6.8 A, B y C). Los litoclastos volcánicos corresponden a líticos de coloraciones oscuras azuladas a rojizas (Figura 6.8 C) caracterizados por textura porfírica con una pasta afanítica microcristalina y fenocristales de plagioclasas (Pg) y olivinas (OI). Los litoclastos no volcánicos se distinguen en un 11 % ígneo metamórficos de granitoides y metamorfitas y un 4 % sedimentarios de areniscas fuertemente consolidadas (Figura 6.8 C). Los Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta (AF9) pueden ser analizados en los términos arenosos junto con los Depósitos eólicos (AF11) y los depósitos menores de crecidas en manto (areniscas de la AF10; Figura 6.8 D y E). En promedio, se componen de un 17,7 % de cristaloclastos félsicos subhedrales y límpidos (cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk) y plagioclasas (Pg)) y opacos de origen volcaniclástico; 9,3 % de vitroclastos vesiculados subredondeados; y 73 % de litoclastos (Figura 6.8 F y G). Los litoclastos a su vez pueden discriminarse en 68,3 % de líticos con texturas pilotáxica, seriada e intergranular a intersertal que se interpretaron como de origen volcánico (básico a intermedio); y 4.7 % de líticos de cuarzo policristalino con extinción ondulosa y esquistos de origen no volcánico (ígneo-metamórfico; Figura 6.8 F y G).

Los Depósitos de planicie de inundación fluvial (AF10; Figura 6.8 H) se componen principalmente por fangolitas que a escala microscópica presentan 70 % de una masa cinerítica vítrea y arcillítica de coloración castaña compuesta por trizas vítreas relativamente mal preservadas y un 30 % de microcristales félsicos y opacos dispersos (Figura 6.8 I y J). Análisis de rayos X indican una mineralogía consecuente de feldespatos pótasicos (Fk), plagioclasas (Pg), cuarzo (Qz) y magnetita (Mt). Análisis de difracción de arcillas evidencian además un predominio de arcillas de la familia de las esmectitas (Sm), las cuales se interpretan como producto de la argilización de los componentes volcaniclásticos vítreos como trizas y pómez (McPhie et al., 1993; Anexo 5.3).

Finalmente, los Depósitos de corrientes piroclásticas (AF11; Figura 6.8 K) se componen de 83 % de vitroclastos de trizas vítreas frescas y bien preservadas de diversas geometrías (monoaxonas, biaxonas, triaxonas y poliaxonas) y cristales félsicos sub a euhedrales frescos y límpidos (cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk) y plagioclasas (Pg); Figura 6.8 L y M); 12 % de vitroclastos pumíceos lapillíticos

vesiculados subangulosos; y 5% de litoclastos heredados fracción arena a grava interpretados como de origen volcánico de diversa composición (Figura 6.8 L y M).



Figura 6.8 Características composicionales de la Secuencia Depositacional A3. **A.** Gráfico de torta de la composición de la AF8. **B y C.** Aspecto en el campo de la AF8. Lv: Lítoclasto volcánico. Lim: Litoclasto ígneo-metamórfico. **D.** Aspecto en el campo de la AF9. **E.** Aspecto en el campo de las facies de areniscas de la AF10. **F.** Fotografía a escala microscópica la AF9. Cr: Cristaloclastos. Lv: Litoclasto volcánico. Lim: Litoclasto ígeno-metamórfico. **A.** Gráfico de torta de la composición de las facies de areniscas de las AF9, AF11 y arenas de la A3. **H.** Aspecto en el campo de las facies de fangolitas de la AF10. **I.** Fotografía a escala microscópica la AF10. Cr: Cristaloclastos. Vt: Vitroclastos. **I.** Gráfico de torta de la composición de las facies. **I.** Gráfico de torta de la composición de la AF10. **I.** Fotografía a escala microscópica la AF10. Cr: Cristaloclastos. Vt: Vitroclastos. **I.** Gráfico de torta de la composición de la AF10. **G** AF10. **C** AF10. **C** AF11. **C** AF111. **C** AF

6.2.4. Secuencia Depositacional A4

La secuencia depositacional A4 fue interpretada como un sistema fluvial de fajas de canales con carga de fondo gravosa con sistemas de abanicos aluviales transversales. Se constituye por los Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF14) y Depósitos aluviales epiclásticos (AF15).

Los Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF14) se componen de litoclastos que pueden ser discriminados en un 49 % de litoclastos volcánicos; y 51% de origen no volcánico. Estos últimos incluyen 48 % de litoclastos ígneo metamórficos y 3 % de litoclastos sedimentarios (Figura 6.9 A). De igual manera que en la secuencia A3, los litoclastos volcánicos corresponden a líticos de coloraciones oscuras azuladas a rojizas caracterizados por textura porfírica con una pasta afanítica microcristalina y fenocristales de plagioclasas (Pg) y olivinas (OI) (Figura 6.9 B y C). Los litoclastos ígneo metamórficos se componen de granitoides y metamorfitas (Figura 6.9 C) y los líticos sedimentarios se presentan principalmente de areniscas y sabulitas fuertemente consolidadas.

Los Depósitos aluviales epiclásticos (AF15) se componen mayormente por litoclastos de las unidades de basamento o secuencias basálticas que yacen contiguamente a los afloramientos. De esta manera, en el dominio occidental predominan las composiciones de litoclastos volcánicos gris azulados de composición básica a intermedia procedentes de las unidades volcánicas de Auca Pan al sur y Rancahue al Norte (Figura 6.9 D), mientras que en el dominio oriental predominan litoclastos volcánicos rojizos de composición intermedia a ácida provenientes de las secuencias vocánicas del Ciclo Precuyano (Figura 6.9 E).



Figura 6.9 Características composicionales de la Secuencia Depositacional A4. **A.** Gráfico de torta de la composición de la AF14. **B y C.** Aspecto en el campo de la AF13. Lv: Litoclastos volcánicos. Lim: Litoclastos ígneo-metamórficos. **D y E.** Aspecto en el campo de la composición de la AF15 según el basamento adyacente. Lv: Litoclasto volcánico.

6.2.5. Síntesis de los indicadores volcánicos

Considerando los procesos de transporte y depositación interpretados previamente junto con la distribución porcentual de los componentes de las distintas asociaciones de facies ponderadas por los metros de perfil relevado (Anexo 4), es posible estimar los porcentajes de depósitos volcaniclásticos, epiclásticos y mixtos. La distribución de estos depósitos en el relleno de la cuenca constituyen los principales indicadores composicionales y de procedencia volcánica y no volcánica.

La secuencia A1 posee Depósitos aluviales volcaniclásticos (AF1 y AF2) y Depósitos lacustres someros (AF3) que en conjunto representan depósitos mixtos. Estos depósitos contienen en promedio un 94,8 % de componentes volcaniclásticos secundarios resedimentados/retrabajados y 5,2 % de componentes epiclásticos de origen volcánico (Figura 6.10). Estos números evidencian que la secuencia A1 presenta un carácter composicional principalmente volcaniclástico resedimentado/retrabajado y pese a la incertibumbre de la edad de inicio de acumulación de la secuencia (~21/16,0 Ma), es posible estimar tasas máximas de acumulación de 2,5 cm/ka (Figura 6.10).

La secuencia A2 presenta un 69 % (776 km³) de depósitos volcaniclásticos primarios (Depósitos de corrientes piroclásticas AF4 y AF5) y un 31 % (348 km³) de depósitos mixtos (Depósitos de bajadas volcaniclásticas AF6 y AF7). En promedio los depósitos mixtos 28 % de componentes poseen volcaniclásticos resedimentados/retrabajados, 2 % de componentes epiclásticos de origen volcánico y 1 % de origen no volcánico y hacia el techo de la secuencia aumentan los porcentajes epiclásticos (Figura 6.7 Η γ 10). Con respecto a las tasas de acumulación, la ausencia de superficies de discontinuidad con rasgos de exposición permite inferir que Depósitos de corrientes piroclásticas (AF4 y AF5) fueron depositados en un periodo de tiempo muy corto (días a años/fases a eventos eruptivos; Branney et al., 2002). Sin embargo, para los Depósitos de bajadas volcaniclásticas (AF6 y AF7) es posible aproximar una tasa de acumulación máxima de 78 cm/ka (Figura 6.10).

La secuencia A3 se compone de 4,6 % de depósitos volcaniclásticos primarios (Depósitos de corrientes piroclásticas AF12), y un 95,4 % de depósitos mixtos (Depósitos de canales fluviales con carga de fondo epiclástica gravosa AF8; Depósitos de canales fluviales con carga volcaniclástica mixta AF9; Depósitos de planicie de inundación fluvial AF10 y Depósitos eólicos AF11). En promedio, los depósitos mixtos presentan 40,5 % de componentes volcaniclásticos secundarios resedimentados/retrabajados, 50 % de componentes epiclásticos de origen volcánico (básico a intermedio) y 4,9 % de origen no volcánico (ígneo metamórfico). Esto evidencia que los sistemas sedimentarios de la secuencia A3 presentan una fuerte interacción con materiales volcaniclásticos resedimentados/retrabajados y que los aportes epiclásticos son principalmente monomícticos y asociados a rocas volcánicas básicas a intermedias. En conjunto estos sistemas fueron depositados bajo tasas de acumulación de 9,52 cm/ka (Figura 6.10).

Finalmente, la secuencia A4 se compone de depósitos eminentemente epiclásticos. Los Depósitos de canales con carga de fondo epiclástica gravosa (AF14) presentan 49 % de componentes epiclásticos de origen volcánico y 51 % de componentes de origen epiclástico no volcánico, mientras que los Depósitos aluviales epiclásticos (AF15) varían según la unidad del basamento a la que se asocie (Figura 6.10). La composición de los

15 14 13 1 10 // 5 (Ma) 16 12 11 Composición y tasas de aporte (Ma) (m) 5 11 (A4) Márgenes Interior - 10,6 (\$4) 280 51 % Variable 49 % ? 260 4,9 % 4,6 %-(A3) 240 40,5 % 50 % 220 Tasa de acumulación 9,52 cm/ka 160 12,049 (\$3) 15,032 140 -1% 2% Facies resedimentadas 28 % 120 69 % Tasa de acumulación 100 de las facies resedimentadas (A2) 78 cm/ka 80 Facies 5,2 % primarias 60 94,8 % Tasa de acumulación 40 2,5 cm/ka 15,160 ______20 -(S2) Componentes volcaniclásticos primarios Componentes volcaniclás-ticos resedimentados (A1)Componentes epiclásticos de origen volcánico Componentes epiclásticos de origen no volcánico S1_/A A G 21/16,0

componentes epiclásticos repartida entre volcánicos y no volcánicos evidencia un aumento del aporte de materiales de origen ígneo metamórfico.

Figura 6.10 Perfil integrado del relleno, tasas de acumulación y composición. Tasas de acumulación mínimas de las secuencias depositacionales A1, A2 y A3. Distinción entre depósitos primarios (corrientes piroclásticas, caída de piroclastos y coladas de lava) y depósitos secundarios (volcaniclástico resedimentados/retrabajados, epiclástico de origen volcánico y epiclástico de origen no volcánico) que componen las secuencias depositacionales A1, A2, A3 y A4.

6.3. Indicadores climáticos

Los paleosuelos son suelos preservados en el registro geológico que son el producto de una íntima interacción entre la litósfera, hidrósfera, biósfera y atmósfera, por lo que contienen información física, biológica y química del momento en que se desarrollaron. De esta manera, los paleosuelos registran las condiciones y cambios climáticos imperantes en el área y constituyen los indicadores climáticos de mayor fiabilidad (Sheldon y Tabor, 2009; Tabor y Myers, 2015; Varela et al., 2018). En el presente trabajo se identificaron paleosuelos en las secuencias depositacionales A1, A2, A3 y A4. Los macro y microrasgos pedogenéticos de los paleosuelos de las secuencias A1, A2 y A4 permitieron realizar inferencias acerca de las condiciones paleoclimáticas de formación de suelo. En cambio, el pobre desarrollo de los paleosuelos de la secuencia A3 no permitió realizar interpretaciones paleoclimáticas de formación con análisis geoquímicos y de isótopos estables, con el fin de caracterizar e interpretar los procesos de formación de suelo y determinar las condiciones paleoclimáticas en forma cuantitativa.

6.3.1. Secuencia Depositacional A1

La secuencia depositacional A1 presenta paleosuelos bien desarrollados con una horizonación claramente definida (Figura 6.11 A y B). Los paleosuelos poseen entre 0,8 y 2 m de espesor de perfil con una secuencia de horizontes que en forma general es A-Bt-BC, siendo que el horizonte A en raras ocasiones se encuentra preservado (Figura 6.1 B y C). Este se caracteriza por poseer entre 10 y 20 cm, color general castaño (5YR 4/9), estructura migajosa gruesa a muy gruesa (8 – 20 mm), intensa bioturbación con trazas asignadas a *Coprinisphaera isp.* y *Celiforma isp.* (Figura 6.11 D), tubos verticales de paredes finas lisas a rugosas y rizolitos con pátinas carbonosas. El horizonte Bt posee espesores de 25 a 90 cm, color general castaño claro (7,5 YR 5/6), estructura de bloques subredondeados, abundantes cutanes de arcilla y moderada bioturbación en forma de tubos verticales y rizolitos (Figura 6.11 B y C). A escala microscópica los



Figura 6.11 Características principales de los paleosuelos de la Secuencia Depositacional A1. **A.** Perfil sedimentológico con los principales rasgos pedogenéticos y horizontes interpretados. **B y C.** Aspecto en el campo de los paleosuelos con marcada horizonación A-Bt-BC. **D.** Horizonte de suelo A. Estructura migajosa muy gruesa a granular y traza fósil asignada a *Celiforma* (Ce). **E.** Horizonte de suelo Bt. Microrasgos de abundantes arcillas con fábricas en B (Ab) y cutanes argílicos de iluviación multilaminados (Cu). **F.** Horizonte de suelo BC. Microrasgos de bioturbación tubular con paredes muy finas a ausente y escasa presencia de arcilla con fábrica en B (Ab) y cutanes argílicos de iluviación (Cu).

cutanes de arcilla desarrollan revestimientos multilaminados que rellenan parcialmente cavidades y las arcillas poseen fábrica "b" de tipo granoestirada (Figura 6.11 E). El horizonte BC posee color castaño claro (7,5YR 7/2 a 8/2) y escasos rasgos pedogenéticos como estructura masiva a bloque, eventuales cutanes de arcilla y trazas de tubos verticales difusas (Figura 6.11 B, C y F).

Los abundantes cutanes de arcilla iluvial en el horizonte Bt junto con el parcial relleno de cavidades y su presencia en distintos horizontes sugiere un proceso de iluviación de arcillas moderado a intenso (Kühn et al., 2010). Las fábricas "b" en arcillas junto con los microlaminados argílicos indican procesos estacionales de expansión-contracción (Kovda y Mermut, 2010) y la abundante bioturbación presente en la mayoría de los horizontes permite inferir una intensa actividad biológica asociada (Stolt y Lindbo, 2010). A partir de los macro y microrasgos pedogenéticos los paleosuelos pueden ser

clasificados como Argilisoles (Mack et al., 1993) y permiten estimar condiciones de paleoclima de tipo templado sub-húmedo con estacionalidad marcada (Zhang et al., 2016). Los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios realizados en horizontes Bt permitieron obtener indicadores paleoclimáticos de precipitaciones medias anuales (*Mean Annual Precipitaction*, MAP) que varían entre 801 ± 20 mm/año (índice Σ Bases) y 777 ± 84 mm/año (índice CIA-K); e indicadores de paleotemperaturas medias anuales (*Mean Annual Temperature*, MAT) de 11° ± 1° C (índice PWI) y 11° ± 1° C (índice SAL) (Anexo 3.1).

6.3.2. Secuencia Depositacional A2

El tope de la Secuencia Depositacional A2 presenta paleosuelos pobremente desarrollados. Los paleosuelos no poseen horizonación marcada, sin embargo, se caracterizan por niveles tabulares y continuos de 0,5 a 2 m de espesor delimitados por endurecimientos de carbonato de calcio localizados hacia el tope de los mismos (Figura 6.12 A y B). Los endurecimientos corresponden a nódulos de carbonato de calcio de entre 5 y 10 cm de longitud y 3 a 4 cm de diámetro con geometrías subesféricas a elongadas y orientación general vertical (Figura 6.12 C, D y E). A escala microscópica los nódulos son típicos, con contextura cristalítica a levemente indiferenciada y moderada a fuertemente impregnados. Poseen una matriz micrítica masiva y homogénea; revestimientos pseudoesparíticos a microesparíticos sobre bordes de pómez, trizas y cristales; y relleno esparítico en bloque y denso incompleto de vesículas de pómez en vacíos (Figura 6.12 F y G).

La homogeneidad, masividad y grado de cristalización del carbonato permite interpretar que corresponde a carbonato de tipo alpha, generado a partir de la cristalización en subsuelo de soluciones altamente bicarbonatadas sin participación biológica (Wright y Tucker, 1991). A partir de los rasgos macro y micromorfológicos los paleosuelos se clasifican como Calcisoles (Mack et al., 1993) y sus características permiten inferir que los suelos fueron formados bajo regímenes ambientales subhúmedos (Retallack, 2001; Sacristán-Horcajada et al., 2016). A su vez, el muy bajo grado de desarrollo evidencia cortos periodos de exposición subaérea.

Los análisis de isótopos estables de $\delta 13$ C y $\delta 18$ O realizados en los nódulos de carbonato de calcio arrojan un rango de valores entre - 8,21 y – 6,51 ‰ $\delta 13$ C y – 12,5 y – 8,06 ‰ $\delta 18$ O. Las variaciones isotópicas del centro y borde de los nódulos son considerables, lo que evidencia que éstos no sufrieron modificaciones diagenéticas (Anexo 3.2; Wang y Zheng, 1989). Los valores relativamente altos de isótopos de $\delta 13$ C permiten interpretar condiciones ambientales sub-húmedas (Cojan et al., 2013;

Raigemborn et al., 2018), y los valores relativamente bajos de isótopos de δ 180 permiten inferir un origen relacionado con la circulación de aguas meteóricas con temperaturas templadas (Kohn et al., 2015; Raigemborn et al., 2018). En general los valores presentan una distribución amplia con tendencia al enriquecimiento de δ 180 de base a techo.



Figura 6.12 Características principales de los paleosuelos de la Secuencia Depositacional A2. **A.** Perfil sedimentológico con los principales rasgos pedogenéticos. **B, C, D y E.** Aspecto en el campo de las concreciones de carbonato de calcio ubicadas al tope de cada nivel. Co= Concreción/Nódulo. **F y G.**. Microrasgos de los nódulos. Se observan litoclastos (Lt), cristaloclastos (Cr) y pómez (Pz) distribuidos en una matriz micrítica muy fina (Mt). Los clastos del esqueleto poseen revestimientos (Rv) microesparíticos y algunas vesículas de pómez se encuentran rellenas por esparita (Re).

6.3.3. Secuencia Depositacional A3

La secuencia depositacional A3 presenta paleosuelos con escaso a nulo desarrollo. Los paleosuelos son de color blanco a castaño muy claro, poseen entre 0,5 y 1 m de espesor y no presentan horizonación (Figura 6.9 H e I). Se caracterizan principalmente por raicillas carbonosas con patinas negras y evidencias de bioturbación de tubos horizontales y verticales. No presentan rasgos pedogenéticos indicadores de las condiciones ambientales de formación de suelo y composicionalmente se preservan parcialmente las características del material original (material volcánico vítreo y arcillas de la familia de las escmectitas producidas por alteración (Ver apartado 6.2.3)). Estos rasgos permiten clasificar los paleosuelos como Protosoles (Mack et al., 1993).

6.3.4. Secuencia Depositacional A4

La secuencia depositacional A4 presenta paleosuelos con moderado desarrollo. Se caracterizan por entre 1 a 1,5 metros de espesor en perfil sin horizonación marcada y con abundante carbonato de calcio presente en forma de rizoconcreciones, nódulos y costras (Figura 6.13 C y D). Las rizoconcreciones son abundantes y poseen de 2 a 3 cm de diámetro y hasta 20 cm de longitud. Los nódulos son subesféricos de 5 a 10 cm de diámetro y las costras son discontinuas con longitudes de hasta 20 cm. La abundancia de los macrorasgos disminuye de techo a base en cada perfil de suelo (Figura 6.13 C y D). A escala microscópica los nódulos son típicos, con contextura indiferenciada y moderadamente impregnados. Poseen una matriz micrítica dispersa; revestimientos pseudoesparíticos a esparíticos idiomórficos bien desarrollados típicos a en capas dispuestos sobre líticos, cristales y fragmentos vítreos de trizas y pómez (Figura 6.13 E); y relleno esparítico idiomórfico en bloque, densos e incompletos de vesículas de pómez y venillas (Figura 6.13 F). Las costras discontinuas son fuertemente impregnadas por una matriz micrítica (Figura 6.13 G).

La abundancia, homogeneidad, masividad y grado de cristalización del carbonato, permite interpretar que corresponde a carbonato de tipo alpha, generado a partir de la cristalización en subsuelo de soluciones altamente bicarbonatadas sin participación biológica (Wright y Tucker, 1991). A partir de los rasgos macro y micromorfológicos los paleosuelos se clasifican como Calcisoles (Mack et al., 1993) y evidencian un moderado desarrollo de paleosuelos que permiten inferir que los suelos fueron formados bajo regímenes ambientales semiáridos (Retallack, 2001; Sacristán-Horcajada et al., 2016).

Los análisis de isótopos estables de $\delta 13C$ y $\delta 18O$ realizados en nódulos de carbonato de calcio arrojan un rango de valores entre – 7,93 y – 6,11 ‰ $\delta 13C$ y – 11,04 y – 9,53 ‰ $\delta 18O$. Las variaciones isotópicas del centro y borde de los nódulos indican que estos no sufrieron modificaciones diagenéticas y las características isotópicas



Figura 6.13 Características principales de los paleosuelos de la Secuencia Depositacional A4. **A.** Perfil sedimentológico con los principales rasgos pedogenéticos. **B, C y D.** Aspecto en el campo de las concreciones (Co) y rizoconcreciones (Rz). **E, F y G.** Microrasgos de las concreciones. **E.** Revestimientos gruesos y laminados (Rv) en litoclastos (Lt); matriz micrítica dispersa (Mt); relleno esparítico de vacíos (Va). **F.** Matriz micrítica (Mt) con litoclastos (Lt), Cristaloclastos (Cr) y Pómez (Pz). Relleno esparítico de vesículas de pómez (Re). **G.** Matriz micrítica (Mt) con Litoclastos (Ls), Cristaloclastos (Cr) y Pómez (Pz).

iniciales fueron preservadas (Anexo 3.2; Wang y Zheng, 1989). Los valores relativamente altos de isótopos de δ 13C en conjunto con los macro y microrasgos permiten interpretar condiciones ambientales semi áridas (Cojan et al., 2013;

Raigemborn et al., 2018), y los valores relativamente bajos de isótopos de δ 180 permiten inferir un origen relacionado con la circulación de aguas meteóricas a temperaturas templadas (Kohn et al., 2015; Raigemborn et al., 2018). Los valores presentan una distribución amplia y con tendencia al empobrecimiento de δ 13C y enriquecimiento de δ 18O de base a techo.

6.3.5. Síntesis de los indicadores climáticos

El análisis de los indicadores climáticos permitió interpretar las condiciones paleoclimáticas de depositación de las secuencias A1, A2 y A4. Si bien las aproximaciones metodológicas realizadas mediante análisis geoquímicos y de isótopos estables difieren en el tipo de resultado, es posible aproximar de manera relativa las condiciones de precipitación y temperatura de las secuencias A2 y A4 mediante la comparación de las características principales de los rasgos pedogenéticos e isótopos estables con estudios realizados por otros autores.

La secuencia A1 presenta paleosuelos de tipo Argilisoles y fueron depositados en condiciones de paleoclima templado sub-húmedo con estacionalidad marcada. Las precipitaciones medias anuales varían entre 801 ± 20 mm/año (índice ΣBases) y 777 ± 84 mm/año (índice CIA-K) y las temperaturas medias anuales rondan los 11º ± 1º C (indice PWI) y 11° ± 1° C (indice SAL) (Figura 6.14). La secuencia A2 presenta paleosuelos de tipo Calcisoles formados bajo condiciones sub-húmedas y el bajo grado de desarrollo evidencia cortos periodos de exposición. Los análisis de isótopos se condicen con las condiciones ambientales sub-húmedas e indican temperaturas templadas. Con respecto a los patrones de enriquecimiento en los valores de δ 13C y empobrecimiento de 518O hacia el tope de la secuencia, se puede inferir una tendencia de aumento en la evaporación y de disminución de las temperaturas (Figura 6.14; Cojan et al., 2013; Kohn et al., 2015; Raigemborn et al., 2018). La secuencia A3 presenta paleosuelos de tipo protosoles. Estos no presentan rasgos pedogenéticos que permitan realizar interpretaciones de las condiciones paleoclimáticas al momento de la depositación. Sin embargo, las características de los sistemas sedimentarios interpretados como sistemas fluviales de canales mixtos y sistemas fluviales de fajas de canales con carga de fondo gravosa (Sección 5.2.3) permiten inferir la presencia de abundante agua en escorrentía superficial.

Finalmente, la secuencia A4 presenta paleosuelos de tipo Calcisoles desarrollados bajo condiciones ambientales semiáridas. Los valores de isótopos estables se condicen con las condiciones ambientales semi áridas e indican temperaturas templadas. Con respecto a las tendencias de empobrecimiento y enriquecimiento en los valores de δ13C

y δ18O respectivamente, se puede inferir que de base a techo se produce una tendencia a la disminución de la evaporación y un aumento de las temperaturas (Figura 6.14; Cojan et al., 2013; Raigemborn et al., 2018; Kohn et al., 2015).



Figura 6.14 Perfil integrado del relleno e indicadores paleoclimáticos. MAT y MAP calculados para los Horizontes Bt de la secuencia depositacional A1. Variaciones de δ^{13} C ‰ y δ^{18} O ‰ obtenidos para los carbonatos de los rasgos pedogenéticos de las secuencias depositacionales A2 v A4.

CAPÍTULO 7

SÍNTESIS DE RESULTADOS Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

CAPÍTULO 7 SÍNTESIS DE RESULTADOS Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

A partir de los resultados obtenidos en el desarrollo de este trabajo: i. definición y caracterización de dominios morfoestructurales, ii. caracterización de secuencias depositacionales y superficies de discontinuidad en un esquema cronoestratigráfico, iii. construcción de un modelo de facies e interpretación de paleoambientes, y iv. cualicuantificación de los indicadores ambientales tectónicos, volcánicos y climáticos; en el presente capítulo se desarrollará una síntesis de los resultados mediante la confección de un esquema evolutivo de la cuenca de Collón Cura. El esquema contempla desde la configuración inicial de la cuenca (Mioceno temprano a medio-tardío, ~21/16,0, Burdigaliano) hasta la etapa de acumulación final del relleno (límite Mioceno-Plioceno; ~ 5 Ma, Tortoniano-Zancleano). Sobre la base de la aproximación secuencial, se definieron 5 etapas de relleno de cuenca (1, 2, 3, 4 y 5). Cada una de ellas se caracteriza por las particularidades depositacionales internas de las secuencias y por la geometría y los rasgos de las superficies de discontinuidad que las limitan.

7.1 Etapa 1: ~21/16,0 – 15,160 Ma, Mioceno temprano a medio (Burdigaliano - Langhiano). Estructuración inicial y depositación sin-cinemática de sistemas aluviales volcaniclásticos y sistemas lacustres someros.

La Etapa 1 de la cuenca de Collón Curá comienza a los ~21/16,0 Ma y abarca un lapso de entre ~ 5,84 y 0,84 My. Se desarrolla sobre la superficie de discontinuidad S1, la cual consiste en una discontinuidad regional que limita el relleno neógeno de la cuenca con distintas unidades del sustrato (unidades paleozoicas, mesozoicas y paleógenas a neógenas tempranas). Sobre esta superficie se desarrolló la sedimentación inicial del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura. La sedimentación fue asignada a los depósitos de la secuencia depositacional A1. Estos depósitos se caracterizan por 10 a 15 m de espesor y se encuentran adyacentes a bloques elevados del sustrato del dominio oriental y hacia el sector norte del dominio central de la cuenca. Adosado a bloques de basamento se identificaron sistemas aluviales volcaniclásticos con desarrollo de paleosuelos que se relacionan lateral y verticalmente con sistemas lacustres someros por medio de superficies de discontinuidad internas (Figura 7.1).

Los indicadores tectónicos señalan que esta etapa constituye la principal fase de deformación de la cuenca. La depositación ocurrió bajo condiciones sin-cinemáticas con respecto al desarrollo de los sistemas de fallas que limitan la cuenca en los dominios occidental y oriental. Ambos sistemas habrían estado activos desde el inicio de la

evolución bajo tasas de rotación variables (0,069°/ka para el dominio occidental y 0,041°/ka para el dominio oriental) que configuraron la cuenca como una zona triangular limitada por fallas antitéticas (Figura 7.1). Los indicadores volcánicos indican que los sistemas poseen hasta 94,8 % de componentes volcaniclásticos secundarios resedimentados/retrabajados y 5,2 % de componentes epiclásticos de origen volcánico. Pese a la incertibumbre de la edad de inicio de acumulación de la secuencia, es posible estimar tasas mínimas de acumulación de 2,5 cm/ka, valor que contempla la acumulación esporádica y forzada por las condiciones volcánicas dominantes, y los periodos de estabilidad y no depositación con desarrollo de paleosuelos. Los indicadores climáticos permiten asumir que esta etapa se desarrolló bajo condiciones ambientales templadas sub-húmedas con estacionalidad marcada (Zhang et al., 2016) y precipitaciones y temperaturas medias anuales máximas del orden de los 801 ± 20 mm/año (índice ΣBases) y 11° ± 1° C (índice SAL).

Las evidencias presentadas permiten interpretar que la Etapa 1 corresponde a la principal fase de deformación contraccional y configuración estructural de la cuenca. Asociado al levantamiento de distintos bloques de basamento de los márgenes de la cuenca se desarrollaron sistemas aluviales volcaniclásticos que hacia el interior de la misma se integran y vinculan con lagos someros (Figura 7.1). Esto evidencia la ausencia de un drenaje integrado, siendo que el principal aporte habría sido generado por sucesivos episodios de aporte volcaniclástico y posterior resedimentación/retrabajo local.



Etapa 1 (21/16 - 15,160 Ma) Mioceno temprano a medio (Burdigaliano - Langhiano)

Figura 7.1 Esquema conceptual que sintetiza la Etapa 1 de evolución de la cuenca.

7.2 Etapa 2: 15,160 – 15,032 Ma, Mioceno medio (Langhiano). Depositación de corrientes piroclásticas y sistemas de bajadas volcaniclásticas en condiciones sincinemáticas.

La Etapa 2 se inicia a los 15,160 Ma y abarca un lapso de 0,128 My. Se desarrolla sobre la superficie de discontinuidad S2, la cual conforma una discordancia que limita los sedimentos de la Etapa 2 con sedimentos de la Etapa 1 y distintas unidades del sustrato (unidades paleozoicas, mesozoicas y paleógenas a neógenas tempranas). Esta discordancia indica importantes cambios en los sistemas depositacionales. Sobre ella y en relación de onlap, se desarrollan los depósitos de la secuencia A2, los cuales poseen de 20 a 170 m de espesor y una amplia continuidad lateral a lo largo de todo el margen oriental y el sector sur de todos los dominios de la cuenca. Sobre el dominio occidental se presenta en forma aislada. La A2 registra 1125 km³ de depósitos limitados por superficies internas que fueron definidos como ignimbritas topográficamente confinadas de tipo HARI (High Aspect-Ratio Ignimbrite; Walker, 1983; Branney y Kokelaar, 2002) y sistemas de bajada volcaniclástica con resedimentación/retrabajo local dominados por flujos gravitatorios de sedimento. Hacia el final de la secuencia se registra un lapso de retrabajo dominado por procesos eólicos (Figura 7.2). Las ignimbritas presentan una paleodirección de flujo del S - SW a N – NE y la ausencia de superficies internas con rasgos de exposición evidencia una depositación en un lapso muy corto. Asimismo, los paleosuelos muy poco desarrollados en los depósitos resedimentados/retrabajados evidencian periodos de estabilidad relativamente cortos.

Los indicadores tectónicos evidencian que durante esta etapa los sistemas de fallas del dominio occidental y oriental continuaron desarrollándose, por lo que si bien la sedimentación fue extremadamente rápida, lo hizo bajo condiciones sin-cinemáticas a ambos márgenes (Figura 7.2). Los indicadores volcánicos indican que el 69 % del registro corresponde a depósitos volcaniclásticos primarios (ignimbritas) y 31 % a depósitos mixtos con predominio de componentes volcaniclásticos secundarios resedimentados/retrabajados. Esto implica que 775 km³ de material volcanicástico primario haya ingresado a la cuenca de manera extremadamente rápida, constituyendo la etapa de mayor aporte volcaniclástico (Figura 7.2). Por su parte, los sistemas de bajadas volcaniclásticas poseen tasas de acumulación de 78 cm/ka. Los indicadores climáticos de los sistemas de bajadas volcaniclásticas indican que las mismas se habrían generado bajo condiciones ambientales templadas sub-húmedas, con tendencias al aumento de la evaporación y disminución de las temperaturas hacia el techo (Figura 7.2).

Las evidencias presentadas permiten interpretar que la Etapa 2 constituye la continuación del desarrollo estructural de la cuenca como una zona triangular. La

sedimentación estuvo prácticamente controlada por un importante aporte volcaniclástico primario que depositó en forma extremadamente rápida alrededor de 775 km³ de ignimbritas provenientes del S – SW (Figura 7.2). Los sistemas de bajadas volcaniclásticas evidencian una resedimentación/retrabajo volcaniclástico local de carácter altamente agradante con periodos de estabilización y exposición muy cortos en un contexto de clima templado sub-húmedo. (Figura 7.2) Hacia el techo los sistemas están controlados por procesos eólicos y las tendencias paleoclimáticas tienden al aumento de la evaporación y disminución de las temperaturas.



Figura 7.2 Esquema conceptual que sintetiza la Etapa 2 de evolución de la cuenca.

7.3 Etapa 3: 15,032 – 12,049 Ma, Mioceno medio (Langhiano - Serravaliano).Lapso de no depositación y erosión con desarrollo de valle inciso.

La Etapa 3 se desarrolla entre los 15,032 y 12,049 Ma y constituye un hiato de no depositación de 2,54 My (Figura 7.3) representado por la superficie de discontinuidad S3. La S3 se expresa como una discontinuidad neta, de carácter fuertemente erosivo, que incide sobre los depósitos de las secuencias A1 y A2 y alcanza distintas unidades del sustrato (unidades paleozoicas, mesozoicas y paleógenas a neógenas tempranas). La discontinuidad conforma una superficie regional que indica importantes cambios en la

reconfiguración y el patrón del relleno de la cuenca, así como en la naturaleza de los sistemas depositacionales.

La representación geométrica de la superficie de discontinuidad S3 permitió estimar un volumen de material removido de 863 km³. La remoción de este material fue mediante un patrón de incisión con profundización general tendida de N a S y marcadamente escalonado desde el dominio oriental hacia el dominio central y occidental (Figura 7.3) y presenta una zona de mayor profundización en el sector centro-sur del dominio oriental. Los indicadores tectónicos obtenidos permiten inferir que durante esta etapa el sistema de fallas del dominio occidental del margen de la cuenca habría estado activo con tasas de rotación del rango de los 0,069º/Ka y 0,032º/Ka, mientras que el sistemas de fallas del dominio oriental se habría estado desactivando.

A partir de los datos presentados es posible interpretar que la Etapa 3 representa una etapa de no depositación e incisión marcada por la discordancia erosiva regional S3. La geometría asimétrica de la superficie evidencia la generación de un valle inciso axial asimétrico que erodó hacia el sector centro-sur del dominio oriental alrededor de 863 km³ de material en condiciones sin-cinemáticas al desarrollo del sistema de fallas del margen occidental y bajo condiciones de abundante agua en escorrentía superficial (Figura 7.3).



Figura 7.3 Esquema conceptual que sintetiza la Etapa 3 de evolución de la cuenca.

7.4 Etapa 4: $12,049 - 10,6 \pm 0,2$ Ma, Mioceno medio (Serravaliano – Tortoniano). Depositación de sistemas fluviales de carga mixta interdigitados con sedimentación eólica y sistemas de fajas de canales gravosos en condiciones sin-cinemáticas y con influencia eventual de aporte volcaniclástico.

La Etapa 4 ocurre entre los 12,49 y los 10,6 \pm 0,2 Ma y abarca un lapso de 1,45 \pm 0,2 My. La sedimentación de esta etapa corresponde a los depósitos de la secuencia depositacional A3 que apoyan sobre la superficie S3 mediante relación de *onlap*. Los depósitos presentan espesores de 200 m en los dominios occidental y central y tienden a disminuir a 20 m hacia el dominio oriental y la región sur de la cuenca. En total constituyen 1719 km³ de depósitos representados por un sistema fluvial axial de carga mixta con importante aporte volcaniclástico y paleocorrientes NNW – SSE al que le intercalan por medio de superficies netas internas depósitos de acumulación eólica y depósitos de corrientes piroclásticas en manto o abanico interpretados como ignimbritas de tipo LARI (*Low Aspect-Ratio Ignimbrite;* Walker, 1983) provenientes del occidente. El sistema mixto es predominante en esta etapa pero resulta interrumpido en reiteradas ocasiones por la instauración de sistemas de fajas de canales con carga de fondo gravosa que se limita por superficies netas erosivas. Hacia el inicio y fin de la etapa se presentan coladas de lava de composición basáltica que conforman campos de lava originados en centros eruptivos intracuencales.

Los indicadores tectónicos indican que durante esta etapa la sedimentación fue sincinemática al sistema de fallas del dominio occidental bajo tasas de rotación de 0,032º/Ka, y post-cinemática al sistema de fallas del dominio oriental del margen de la cuenca (Figura 7.4). Los indicadores volcánicos indican que existe un 4,6 % de depósitos volcaniclásticos primarios (ignimbritas) y 95,4 % de depósitos mixtos, de los cuales el 40,5 % son componentes volcaniclásticos secundarios resedimentados/retrabajados y 54,9 % componentes epiclásticos con predominio de origen volcánico (básico a intermedio) (Figura 7.4). En conjunto, la sedimentación presenta tasas de acumulación del orden de 9,52 cm/ka y el volumen de depósitos volcaniclásticos primarios llega a los 79 km³. Esta etapa no presenta indicadores climáticos con rasgos que permitieran hacer inferencias acerca de las condiciones paleoclimáticas.

Las evidencias presentadas en la Etapa 4 permiten indicar la instauración de un sistema fluvial axial mixto con conexión por el SSE que es concomitante al desarrollo del sistema de fallas del dominio occidental y la desactivación del sistema oriental (Figura 7.4). El sistema fluvial mixto es predominante en la evolución de la etapa pero presenta interrupciones e instauraciones de sistemas de fajas de canales gravosos que indican variaciones en la dinámica fluvial. Ambos sistemas indican una conexión a una de red de

drenaje integrada con aporte epiclástico extra-cuencal proveniente de las sucesiones volcánicas ubicadas al NW y N de la cuenca (formaciones Auca Pan y Rancahue; Figura 7.4).



Figura 7.4 Esquema conceptual que sintetiza la Etapa 4 de evolución de la cuenca.

7.5 Etapa 5: $10,6 \pm 0,2 - \sim 5$ Ma, Mioceno tardío - Plioceno (Tortoniano - Zancleano). Depositación de sistemas fluvio-aluviales en condiciones poscinemáticas a los márgenes de cuenca e incisión fluvial.

La Etapa 5 ocurre entre los $10,6 \pm 0,2$ Ma - ~ 5 Ma y se desarrolla por encima de la superficie de discontinuidad S4. La S4 consiste en una discordancia erosiva de carácter regional con geometría plan que hacia el dominio oriental se profundiza y torna escalonada. Separa la sedimentación de la etapa 5 con los depósitos de la etapa 1, 2, 4 y distintas unidades del sustrato (unidades paleozoicas, mesozoicas y paleógenas a neógenas tempranas). Esta discontinuidad erosionó 350 km³ de los 2016 km³ acumulados durante las etapas 1, 2, 3 y 4. La sedimentación se corresponde con los depósitos de la secuencia depositacional A4, interpretados como sistemas aluviales asociados a los márgenes y transversales a un sistema fluvial axial de fajas de canales con carga de

fondo gravosa y paleocorrientes NNW – SSE que se distribuye por el interior de cuenca (Figura 7.5; Pampa de Las Horquetas y Alicurá).

Los indicadores tectónicos indican que la sedimentación ocurrió en condiciones pos-cinemáticas al desarrollo de los sistemas de fallas de los dominios occidental y oriental y en condición pre-cinemática al sistema de fallas del dominio central. El desarrollo del sistema de fallas del dominio central ocurrió posteriormente a la depositación extendida de la secuencia 4 y previo a los derrames basálticos del tope de la secuencia (~ 5 Ma; Figura 7.5). Las facies gravosas son mayormente epiclásticas y se componen de un 49 % de componentes de origen volcánico y un 51% de componentes no volcánico. Sólo escasas areniscas preservadas se presentan mixtas, con componentes epiclásticos y volcaniclásticos secundarios resedimentados/retrabajados. Los indicadores climáticos permiten inferir que esta etapa se desarrolló bajo condiciones de clima semi-árido con temperaturas templadas y con una tendencia a la disminución de la evaporación y a un aumento en las temperaturas.

Las evidencias presentadas en la Etapa 5 permiten interpretar que esta etapa se caracteriza por la instauración de un sistema fluvial de fajas de canales gravosas con sistemas aluviales transversales con desactivación de los sistemas de falla de los márgenes de la cuenca y condiciones ambientales semiáridas con tendencia al aumento de las temperaturas (Figura 7.5). La distribución y composición del sistema de fajas de canales gravosos representa una mayor integración del drenaje con conexión por el extremo SSE (Río Limay?) y áreas de aporte extra-cuencales extendidas al NNW - NW, desde las secuencias volcánicas del margen nor-occidental (formaciones Auca Pan y Rancahue) al basamento ígneo metamórfico del margen occidental (formaciones Huechulafquen y Colohuincul; Figura 7.5). Las escasas evidencias de aporte volcaniclástico permiten inferir que el mismo pudo haber sido moderado pero no fue preservado. Luego de la depositación de los sedimentos y previamente a los ~ 5 Ma, la deformación migró hacia el interior de la cuenca donde el desarrollo del sistema de fallas del dominio central generó una zona triangular interna que condicionó la escorrentía actual del Río Chimehuín y modificó la geomorfología del dominio. Cabe resaltar que la estrecha relación entre los depósitos de niveles aterrazados hacia el dominio oriental y los márgenes de los ríos y arroyos principales (Figura 7.5; Río Chimehuín, Collón Cura y Limay y Arroyo Alicurá y Quemquemtreu) sugiere una condición de incisión fluvial que puede continuar hasta la actualidad.



Figura 7.5 Esquema conceptual que sintetiza la Etapa 5 de evolución de la cuenca.



DISCUSIÓN

Considerando los resultados obtenidos en este trabajo de tesis, la presente discusión pretende exponer en primera instancia un análisis de cuenca tradicional contemplando la relación entre el espacio de acomodación y el aporte de sedimentos a gran escala (1° orden; $10^6 - 10^7$ años; Miall, 2014; Romans et al., 2016). En este análisis se examinará el efecto de los controles principales tectónico, volcánico y/o climático. Los conceptos abarcados a gran escala se utilizarán para dilucidar las principales consecuencias en la configuración y evolución del sistema de Antepaís Fragmentado Norpatagónico. Posteriormente se realizará un análisis relacionado a la identificación de señales ambientales en el relleno de la cuenca y su asignación causal a él o los factores de control a magnitudes escalares intermedias ($10^2 - 10^6$ años; Romans et al., 2016).

8.1. Factores de control de 1° orden ($10^6 - 10^7 a$ ños): ¿La tectónica como factor de control principal?

La acumulación de sedimentos en cuencas continentales de antepaís s.s. está controlada por la generación o destrucción del espacio de acomodación producto de procesos tectónicos de primer orden como la subsidencia flexural asociada al peso del orógeno y/o a la subsidencia dinámica vinculada a procesos sublitosféricos (DeCelles y Giles, 1996; Pysklywec y Mitrovica, 1999; Catuneanu et al., 1999). En las cuencas de antepaís fragmentado, existen factores locales como las estructuras o heterogeneidades preexistentes de un sustrato anisótropo que condicionan la generación del espacio de acomodación (Catuneanu, 2004; DeCelles, 2012). Estas heterogeneidades pueden conformar zonas de debilidad y generar una progresión de la deformación en condiciones fuera de secuencia provocando el levantamiento de bloques de basamento y la configuración de cuencas intermontanas extendidas hacia el antepaís (Strecker et al., 2011). Recientemente se ha evidenciado que la sedimentación en cuencas de antepaís s.s. ocurre en ciclos de antepaís de 1º orden, que pueden extenderse entre decenas a unos pocos millones de años, dependiendo de la dinámica de subducción (Flexural Cycles; Catuneanu, 2019). A escala de relleno de cuenca, cada ciclo presenta episodios de acumulación de sedimentos que se limitan por superficies de discontinuidad de 1° orden que evidencian episodios de no depositación/erosión (Catuneanu y Elango, 2001; Catuneanu, 2019).

En el contexto Mioceno del Antepaís Norpatagónico, la principal fase de levantamiento orogénico de los Andes Patagónicos y la configuración del sistema de

Antepaís Fragmentado Patagónico con cuencas intermontanas relativamente aisladas (Folguera y Ramos, 2011; Orts et al., 2012; Bilmes et al., 2013; Folguera et al., 2018; Franzese et al., 2018; Bucher et al., 2019b; López et al., 2019), la alta productividad magmática con generación de cuerpos intrusivos y grandes acumulaciones volcaniclásticas dispersas como relleno de las distintas cuencas (González Díaz, 1982; Hervé et al., 2007; Castro et al., 2010; Aragón et al., 2010), y la conformación de una sombra de lluvias que produjo importantes variaciones paleoclimáticas y paleoecológicas (Blisniuk et al., 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006; Roux 2012; Raigemborn et al., 2018; Bucher et al., 2019c), generaron una interrelación entre los controles tectónicos, volcánicos y climáticos que difieren de los procesos y dinámicas evidenciadas en los modelos de antepaís fragmentado analizados recientemente (e.g., Sobel et al., 2003; Hilley y Strecker, 2005; Strecker et al., 2011; Hain et al., 2011). En este sentido, la naturaleza interna y las relaciones espaciales entre las distintas etapas del modelo evolutivo de la cuenca de Collón Cura permitieron identificar episodios de acumulación y episodios de no depositación/erosión separados por superficies de 1° orden. Los distintos episodios registran modificaciones en el espacio de acomodación debido a la interrelación de los factores de control en la evolución de la cuenca. El relleno volcano-sedimentario mioceno de la cuenca de Collón Cura se extiende entre los 21/16 y ~ 5 Ma y presenta: i. Episodio de acumulación inicial (Etapas 1 y 2); ii. Episodio de no depositación/erosión inicial (Etapa 3); iii. Episodio de acumulación final (Etapa 4); y iv. Episodio no depositación/erosión final (Etapa 5).

8.1.1. Episodio de acumulación inicial (~21/16,0 – 15,032 Ma)

El Episodio de acumulación inicial se limita por las superficies de discontinuidad S1 y S3 y presenta sistemas aluviales volcaniclásticos sin-cinemáticos en relación a los sistemas de fallas de los márgenes de la cuenca. Hacia el interior de la cuenca los sistemas aluviales volcaniclásticos se relacionan con sistemas lacustres someros (Secuencia A1). Estos sistemas son cubiertos por depósitos de corrientes piroclásticas y sistemas de bajadas volcaniclásticas desarrolladas bajo condiciones templadas subhúmedas (Secuencia A2). El patrón de apilamiento vertical de los sistemas aluviales volcaniclásticos asociados al desarrollo de los sistemas de fallas de ambos márgenes de la cuenca, la ausencia de evidencias sedimentarias de un drenaje extracuencal y los sistemas lacustres someros de interior de cuenca, permiten interpretar que este episodio de acumulación inicial se dio en un contexto de cuenca cerrada sub-rellena, dominada por lagos someros (Nichols, 2011). El espacio de acomodación disponible habría sido propicio para el alojamiento y la resedimentación local de material volcaniclásticos
redistribuido desde la áreas de captura del drenaje así como de la resedimentación de corrientes piroclásticas de gran volumen (Manville et al., 2009).

Tal como evidencian Nichols (2011) y Fisher y Nichols (2013), la generación del espacio de acomodación es el condicionante principal para la configuración de cuencas cerradas, siendo que el clima determina el sistema sedimentario a instaurarse. En este episodio, el espacio de acomodación estuvo controlado por la activación e inversión de estructuras del basamento y la generación de nuevas estructuras correspondientes a los sistemas de fallas del dominio occidental y oriental respectivamente (Ramos et al., 2014; López et al., 2019). Estas estructuras comenzaron a desarrollarse desde el inicio del episodio de acumulación (~21/16,0 Ma) a tasas de rotación máximas de 0,069º/ka para el dominio occidental y 0,041º/ka para el dominio oriental y configuraron la cuenca como un depocentro intermontano aislado. De esta manera, a partir de los resultados obtenidos en este trabajo y en concomitancia a otros autores (García Morabito y Ramos, 2012; Ramos et al., 2015; Folguera et al., 2015, 2018; López et al., 2019; Bucher et al., 2019 a y b), es posible indicar que la fragmentación del Antepaís Fragmentado Norpatagónico ocurrió desde el inicio del episodio contraccional mioceno (Mioceno temprano a medio; \sim 21/16,0 Ma) y fue el factor de control principal que generó el espacio de acomodación para el desarrollo de sistemas lacustres y la acumulación de depósitos volcaniclásticos.

Con respecto al relleno volcano-sedimentario, este episodio de acumulación inicial presenta una impronta volcaniclástica que intervino mediante diversos procesos depositacionales durante un lapso máximo de 5,96 My. En este sentido, el aporte de sedimentos definido por el material volcaniclástico se reflejó mediante la resedimentación/retrabajo de un 94 % de materiales volcaniclásticos en los sistemas aluviales y lacustres (Secuencia A1), y mediante la depositación extremadamente rápida de depósitos de corrientes piroclásticas y sistemas de bajadas volcaniclásticas (Secuencia A2) que, con un volumen de 1125 km³ acumulados en un lapso máximo de 0,128 My, colmataron el espacio de acomodación disponible. De esta manera, el aporte volcaniclástico balanceó la relación con respecto a la generación de espacio de acomodación, y permite indicar que el volcanismo condicionó la producción y el aporte de sedimentos. En este sentido, el inicio del volcanismo acotado en este trabajo a los ~21/16,0 Ma es coincidente con el inicio del tercer estadio isotópico del Batolito Norpatagónico definido por Pankhurst et al. (1999). Este tercer estadio ocurre posteriormente a la finalización de un ciclo de baja productividad plutónica caracterizada por grandes extrusiones bimodales en el retroarco (Aragón y Mazzoni, 1997; Aragón et al., 2011) e indica el inicio del ciclo de subducción de la placa de Nazca. La evolución de este nuevo ciclo de subducción mioceno se registra en el Batolito Norpatagónico mediante la intrusión de gabros poco evolucionados en el Mioceno Temprano a Medio (22 ± 2 Ma;

128

Aragón et al., 2011) y monzodioritas cuarzosas, tonalitas, granodioritas y leucogranitos del Mioceno Medio a Superior (19 Ma, 18 ± 1 Ma, 12 ± 1 Ma y 9 Ma; González Díaz y Nullo, 1976; González Díaz, 1982; Aragón et al., 2011). Cabe resaltar que si bien la superficie de discontinuidad S2 que separa las secuencias A1 y A2 no presenta una importante expresión física en el entorno de la cuenca, el hiatus determinado por la inconsistencia en la edad del inicio de depositación de la secuencia A1 podría constituir un importante periodo de erosión/no depositación.

De esta manera, para el Episodio de acumulación inicial desarrollado entre los ~21/16,0 y 15,032 Ma, es posible inferir que mientras la generación de espacio de acomodación ocurrió como producto de la activación de estructuras heredadas del sustrato y la generación de nuevas estructuras (Ramos et al., 2014; López et al., 2019) que configuraron a la cuenca como un depocentro intermontano del Antepaís Fragmentado Norpatagónico, el volcanismo constituyó el principal factor de aporte que condicionó el relleno y se debió a la alta productividad magmática relacionada a la instauración de un nuevo ciclo magmático generado por la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana.

8.1.2. Episodio de no depositación/erosión inicial (15,032 – 12,049 Ma)

El Episodio de no depositación/erosión inicial se caracteriza por la generación de un valle inciso axial asimétrico que erodó alrededor de 863 km³ de material volcaniclástico primario (ignimbritas) y secundario resedimentado / retrabajado. Esta etapa se desarrolló en condiciones paleoclimáticas sub-húmedas y en un contexto sin-cinemático al desarrollo del sistema de fallas del margen occidental y pos-cinemático al sistema de fallas del dominio oriental. El predominio de la remoción y/o no depositación de sedimentos durante esta etapa evidencia una disminución en el espacio de acomodación debida una caída en el nivel de base de la cuenca y la modificación de las condiciones de cuenca cerrada dominada por lagos hacia condiciones de cuenca abierta (Quirk, 1996; Nichols et al., 2012).

En ambientes tectónicamente activos, la evolución de estadios de cuencas cerradas hacia estadios abiertos es independiente del mecanismo inicial que genera la barrera tectónica y depende de la relación entre la actividad tectónica y el clima (Burbank, 1983; Tiercelin et al., 2002). Este balance entre la tectónica y el clima determina que a escala de tiempo geológico, los sistemas sedimentarios en cuencas cerradas constituyan sistemas efímeros o de lagos perennes (e.g., Ollier, 1981). De esta manera, en cuencas cerradas con levantamiento tectónico continuo y climas áridos, el desarrollo de los sistemas sedimentarios puede quedar neutralizado y mantener un drenaje endorreico,

129

mientras que bajo climas húmedos, los sistemas sedimentarios pueden agradar y generar el sobre-relleno seguido por la colmatación y apertura de la cuenca (Garcia-Castellanos et al., 2003; García-Castellanos et al., 2006). En contextos donde la actividad tectónica que configuró el espacio de acomodación inicial cesa, los sistemas sedimentarios internos pueden verse forzados a modificaciones debido a una alta erosión externa que genere la captura de la cuenca (García-Castellanos et al., 2006). En este sentido, tal como lo evidencian Calvache y Viseras (1997) para la cuenca de Gaudix y García-Castellanos et al. (2003) y García-Castellanos (2006) en la cuenca del Ebro en España, una brusca caída del nivel de base en cuencas cerradas puede asociarse a una captura de la cuenca y su integración a una red de drenaje regional.

En la cuenca de Collón Cura, la caída del nivel de base de la cuenca debida al pasaje de condiciones cerradas hacia condiciones abiertas se da un contexto tectónico de cese de actividad del sistema de fallas del dominio oriental y climas sub-húmedos. De este modo, y considerando que el relleno final del episodio endorreico se caracteriza por una resedimentación/retrabajo volcaniclástico local sin rasgos de conexión a un sistema externo, es posible inferir que el cambio de nivel de base de la cuenca se dio por la apertura de la cuenca debida a una captura por parte de un sistema fluvial próximo (García-Castellanos et al., 2006). En este sentido, si bien la desactivación tectónica del sistema de fallas del dominio oriental limita el levantamiento topográfico de la barrera orográfica, las condiciones paleoclimáticas sub-húmedas habrían jugado un rol importante en la degradación de la misma (Garcia-Castellanos et al., 2003). Esto, junto con la representación geométrica realizada de la superficie de incisión S3, permite indicar que la captura ocurrió en el sector centro-sur del dominio oriental de la cuenca.

De esta manera, el episodio de no depositación/erosión desarrollado entre los 15,032 – 12,049 Ma, constituye un episodio de reducción del espacio de acomodación de la cuenca producto del pasaje de condiciones de cuenca cerrada a abierta. Esta modificación en la configuración de la cuenca se debió a la captura fluvial próxima al dominio oriental de la cuenca favorecida por la desactivación del sistema de fallas y las condiciones paleoclimáticas que asistieron su erosión. La captura fluvial habría modificado el nivel de base local de la cuenca ocasionando la erosión y no depositación interna evidenciada por la discordancia que representa la superficie de discontinuidad S3.

8.1.3. Episodio de acumulación final (12,049 - 10,6 ± 0,2 Ma)

El Episodio de acumulación final se limita por las superficies de discontinuidad S3 y S4. Este episodio se compone por un predominio de sistemas fluviales mixtos con importante aporte volcaniclástico y la instauración episódica de fajas de canales con carga

de fondo gravosa. En conjunto, el episodio acumula un volumen potencial de 1719 km³ y es depositado en condiciones sin-cinemáticas al sistema de fallas del dominio occidental y pos-cinemáticas al sistema de fallas del dominio oriental. Los sistemas fluviales en general presentan una composición predominantemente mixta con procedencia epiclástica volcánica (secuencias volcánicas de las formaciones Auca Pan y Rancahue). Las paleocorrientes NNW - SSE coalescentes hacia el sector centro-sur del dominio oriental evidencian un sistema axial integrado a una red de drenaje expandida hacia el NNW con conexión por el SSE.

Con respecto al Episodio de acumulación inicial y subsiguiente Episodio de no depositación/erosión inicial, la instauración de este episodio de acumulación final muestra importantes variaciones en el patrón de relleno de la cuenca de Collón Cura. En el relleno de cuencas de antepaís, la acumulación de sedimentos por sobre una superficie de discontinuidad erosiva de 1° orden evidencia un relativo aumento en el espacio de acomodación (Catuneanu y Elango, 2001; Catuneanu, 2019). A esta escala, en cuencas de antepaís s.s., la generación o destrucción de espacio de acomodación está controlada principalmente por procesos tectónicos relacionados subsidencia flexural o a subsidencia dinámica (DeCelles y Giles, 1996; Pysklywec y Mitrovica, 1999; Catuneanu et al., 1999). En cuencas de antepaís fragmentado, el espacio de acomodación es creado por el levantamiento de barreras topográficas producto de la activación de heterogeneidades del sustrato (Sobel et al., 2003; Strecker et al., 2011). Estas diferencias en los procesos tectónicos de creación de espacio de acomodación generan también variaciones en los patrones de relleno de las cuencas (Strecker et al., 2011). De esta manera, explicar la acumulación de 1719 km³ de sedimentos a tasas de 9,45 cm/ka en un contexto de cuenca intermontana abierta y conectada a una red de drenaje relativamente integrada resulta en un desafío, que en concordancia con Jordan (1995), indica que la relación entre el desarrollo de un antepaís fragmentado y los procesos dinámicos de subducción aún permanecen inciertos.

Sin embargo, contribuciones recientes han propuesto que el espacio de acomodación en cuencas intermontanas puede resultar tanto de la generación de barreras topográficas, como de subsidencia regional relacionada al desarrollo del antepaís roto (e.g. Silvestro et al., 2005; Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013; Huyghe et al., 2014; Nivière et al., 2019). En estos casos, la subsidencia presenta una íntima relación con la propagación de la actividad tectónica en el antepaís y el levantamiento de las barreras topográficas (Huyghe et al., 2014). Cuando la actividad tectónica se propaga hacia el antepaís y se genera el levantamiento de las barreras topográficas, también ocurrirá el levantamiento regional de las cuencas intermontanas. En cambio, cuando la

131

deformación se retrae hacia el arco, las cuencas intermontanas del antepaís sufren la influencia de la subsidencia tectónica regional (Huyghe et al., 2014).

De esta manera, para el episodio de acumulación final desarrollado entre los 12,049 - $10,6 \pm 0,2$ Ma es posible inferir que la disminución de la deformación del sistema de fallas del dominio occidental con tasas de rotación de $0,45^{\circ}$ a $0,32^{\circ}$ /ka y la desactivación completa del dominio oriental de la cuenca de Collón Cura indican una disminución en el levantamiento de los bloques del sustrato de la cuenca que podría estar seguido por el desarrollo de subsidencia tectónica. Esta subsidencia regional permitiría a escala local la generación del espacio de acomodación propicio para la depositación de los sitemas fluviales a tasas de 9,45 cm/ka, como han sido evidenciadas en otros depocentros intermontanos (Huyghe et al., 2014; Bucher et al., 2019b).

8.1.4. Episodio de degradación final (post - 10,6 ± 0,2 Ma)

El Episodio de degradación final ocurre sobre la superficie de discontinuidad S4. Se caracteriza por la depositación de sistemas aluviales y sistemas fluviales gravosos arealmente dispersos por la cuenca (Pampa de las Horquetas y de Alicurá) seguidos por una depositación en terrazas asociadas a los principales ríos y arroyos. Este episodio se desarrolla en un contexto post-cinemático a los sistemas de fallas de los márgenes y precinemático al sistema de fallas de dominio central bajo condiciones paleoclimáticas semiáridas. La sedimentación arealmente expandida y en terrazas fluviales de los actuales cursos fluviales, su composición epiclástica polimíctica y las paleodirecciones de flujo coincidentes con la conexión actual por el SSE (Actual Río Limay) permiten inferir que esta etapa corresponde a una etapa de extensión fluvial con la incorporación de áreas de aporte expandidas hacia unidades del basamento ígneo metamórfico del W – NNW (formaciones Huechulafquen y Colohuincul) y posterior erosión e incisión fluvial del relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura.

La instauración de sistemas fluviales de fajas de canales gravosas en cuencas de antepaís intermontanas es generalmente interpretada como debido a una reducción del espacio de acomodación (Shanley y McCabe, 1994; Martinsenn, 1999; Marenssi et al., 2015; Valero et al., 2017). Como se mencionó anteriormente, la reducción del espacio de acomodación en cuencas de antepaís *s.s.* se asocia al rebote isostático de la flexura generada producto de una disminución en la carga orogénica (DeCelles y Giles, 1996; Catuneanu et al., 1999). Tomando la propuesta de Huyghe et al. (2014) para cuencas de antepaís fragmentado, la reducción del espacio de acomodación podría deberse a un levantamiento de los depocentros debido a una nueva progresión de la deformación hacia el antepaís. En este sentido, si bien el relleno de la cuenca de Collón Cura registra durante

este episodio una disminución del espacio de acomodación, lo hace en un contexto de retracción de la deformación hacia el arco. Recientemente se ha demostrado que procesos vinculados a variaciones climáticas globales tendientes a enfriamiento general y desarrollo de glaciares pueden inducir a modificaciones en la dinámica de áreas tectónicamente activas (Whipple y Meade, 2006; Tomkin y Roe, 2007; Whipple, 2009). Para los Andes Patagónicos, Thomson (2010) evidenció un aumento en la tasa de erosión hacia los 7 Ma vinculada a un cambio climático global hacia condiciones frías y la instauración de importantes glaciaciones (Mercer y Sutter, 1982). Este cambio climático habría producido un importante desarrollo de glaciares y la consecuente denudación glaciarios es posible desarrollar sistemas fluviales de carga de fondo gravosa similares a los instaurados en este episodio de la cuenca de Collón Cura, así como a los largamente extendidos por la Patagonia bajo la denominación de Rodados Patagónicos (Feruglio, 1950; Auer, 1956; Fidalgo y Riggi, 1970, Tombotto y Ahumada, 1995; Martínez y Kutchner, 2011).

De esta manera, para el episodio de no depositación/erosión final desarrollado posteriormente a los $10,6 \pm 0,2$ Ma, la retracción de la deformación hacia el arco junto con la reducción del espacio de acomodación evidenciada por la depositación de extensos sistemas de fajas de canales gravosos posteriormente asociados al desarrollo de terrazas fluviales en un contexto de incisión fluvial permiten suponer un levantamiento tectónico debido a un proceso de denudación orogénica vinculado a un cambio climático global. Cabe resaltar que también se proponen mecanismos alternos de levantamiento tectónico producto de cambios dinámicos entre las placas de Nazca y Sudamericana debido al desarrollo de la falla de Liquiñe Ofqui (Thomson, 2002). Sin embargo, el desarrollo del sistema de fallas del dominio central previo a los ~ 5 Ma indica que la deformación contraccional fue continua durante este episodio de denudación regional. El levantamiento tectónico de los Andes Norpatagónicos también habría contribuido a la instauración final de la sombra de lluvias (Bucher et al., 2019c). Este efecto es finalmente registrado en este episodio mediante las evidencias de los indicadores paleoclimáticos de condiciones semi-áridas.

8.2. Consecuencias de los Factores de control de 1° orden (10⁶ – 10⁷ años) en la configuración y evolución del Antepaís Fragmentado Norpatagónico.

A partir del análisis desarrollado en el apartado previo sobre las variaciones del espacio de acomodación y aporte de sedimentos en la evolución del relleno volcanosedimentario de la cuenca de Collón Cura a escala de 1° orden, fue posible inferir

que las modificaciones entre los sucesivos episodios de acumulación y no depositación/erosión del relleno se debieron no solo a factores tectónicos, sino también a factores volcánicos y climáticos. A su vez, se determinó que los distintos factores de control actuaron mediante diversos mecanismos, los cuales dependerán de la dinámica a escala global de procesos endógenos y exógenos (Figura 8.1).



Figura 8.1. Esquema triangular de los factores de control tectónico, volcánico y climático de 1° orden. Episodios de acumulación (A y C) y no depositación/erosión (B y D) en la evolución de la cuenca de Collón Cura e interrelaciones entre los factores de control.

Durante el Episodio de acumulación inicial (~21/16,0 – 15,032 Ma), la tectónica constituyó un factor de 1° orden que conformó el espacio de acomodación mediante la fragmentación del antepaís y la configuración del depocentro intermontano, mientras que el volcanismo instaurado producto de una nueva dinámica magmática de subducción caracterizada por una intensa productividad plutónica y volcanismo explosivo, constituyó el factor de control de 1° orden que condicionó el aporte sedimentario (Figura 8.1 A). Hacia la región del Antepaís Norpatagónico, la estructuración inicial restringida el mioceno

temprano a medio (~21/16.0 Ma) registrada en este trabajo es coincidente con la estructuración de diversos depocentros distribuidos en el área (Bilmes et al., 2013; Huyghe et al., 2014, D'Elia et al., 2017, Franzese et al., 2018, Bucher et al., 2019a y b) y va en contraposición a las propuestas de Huyghe et al. (2014) y Nivière et al. (2019), quienes proponen una estructuración ocurrida hacia el Mioceno tardío a Plioceno. Con respecto al control volcánico registrado en este trabajo, diversos depocentros del Antepaís Fragmentado Norpatagónico también registran este episodio, dado que en depocentros proximales a la cuenca se registran depósitos primarios (e.g. Miembro Pilcaniyeu en los depocentros de Collón Cura, Piedra del Águila y Pilcaniyeu; Marshall, 1971; Rabassa, 1975; Mazonni y Benvenuto, 1990; Mazzoni y Stura, 1990; Huyghe et al., 2014; D' Elia et al., 2017), mientras que depocentros más alejados presentan para la misma época, sistemas sedimentarios con abundante aporte volcaniclástico secundario resedimentado/retrabajado (e.g. Formación La Pava y Collón Cura en los depocentros de Catan Lil, Aluminé, Picún Leufú, Ingeniero Jacobacci, Ñirihuau, Gastre y Paso del Sapo; Yrigoyen, 1969; Nullo, 1979; González Díaz y Nullo, 1980; Franzese et al., 2011; Escosteguy et al., 2013; Bilmes et al., 2013 y 2014; Folguera et al., 2015; Franzese et al., 2018; Bucher et al., 2018 y 2019a) (Figura 8.2).



Figura 8.2 Modelo esquemático de la configuración del sector norte del Antepaís Fragmentado Norpatagónico (depocentros de Catán Lil, Piedra del Águila y Picún Leufú) interpretado según el Episodio de acumulación inicial de Collón Cura.

Durante el Episodio de no depositación/erosión inicial (15,032 – 12,049 Ma), la tectónica y el clima constituyeron los factores de control de 1° orden que generaron una disminución en el espacio de acomodación de la cuenca debido a la captura fluvial por el dominio oriental a causa del cese del levantamiento de la barrera topográfica correspondiente al Macizo de Sañicó y las condiciones paleoclimáticas sub-húmedas que favorecieron su erosión (Figura 8.1 B). Posteriormente, durante el Episodio de agradación final de la cuenca (12,049 - 10,6 ± 0,2 Ma), la tectónica por medio de subsidencia regional constituyó el factor de control de 1° orden que generó el espacio de acomodación propicio para la acumulación de sistemas fluviales interconectados a una red de drenaje expandida con areas de aporte al NNW y conexión por el SSE (Figura 8.1 C). En el contexto del Antepaís Fragmentado Norpatgónico, la integración de las cuencas es parcial, pudiendo coexistir actualmente cuencas cerradas (e.g. Gastre, Bilmes et al., 2013 y 2014) con cuencas abiertas capturadas (e.g. Paso del Sapo, Bucher et al., 2018, Collón Cura, Piedra del Águila, Catán Lil y Aluminé; Franzese et al., 2011; Huyghe et al., 2014; D'Elia et al., 2017; Franzese et al., 2018) (Figura 8.3). De esta manera, la integración de los distintos depocentros mediante redes de drenaje expandidas hacia el orógeno explicaría la formación de los distintos sistemas de transferencia de sedimentos definidos por Bilmes et al. (2019).



Figura 8.3 Modelo esquemático de la configuración del sector norte del Antepaís Fragmentado Norpatagónico (depocentros de Catán Lil, Piedra del Águila y Picún Leufú) interpretado según el Episodio de no depositación/erosión inicial de Collón Cura.

Estos sistemas de transferencia corresponden a los sistemas de Collón Cura-Cuencas Norpatagónicas (CC-NP), Ñirihuau-Cuencas de Valdés (Ñ-V), Río Mayo-Cuencas de San Jorge (RM-SJ) y se componen de redes de drenaje actuales que existen entre los Andes Patagónicos y la Plataforma Atlántica (Bilmes et al., 2019). Esto constituye un desarrollo complejo de sistemas de transferencia de sedimentos a lo largo del Antepaís Fragmentado Norpatagónico. En este contexto, la preservación hasta la actualidad de altos de sustrato iniciales podría aún hoy mantener relativamente aislados los distintos sistemas de transferencia. Esto sucede por ejemplo entre los sistemas de CC-NP al norte y Ñ-V al sur del Alto del Limay y el Macizo Norpatagónico. Finalmente, cabe resaltar que dentro del sistema CC-NP, la depositación de sistemas fluviales con similares características arquitecturales y composicionales se desarrolló entre los Andes y la plataforma a lo largo de los ríos Limay y Negro (Figura 8.4; Andreis, 1964; Dessanti, 1972; Nullo, 1979; González Díaz y Nullo, 1980; González Díaz et al., 1986; Franzese et al., 2018). Si bien estos depósitos podrían corresponder a situaciones diacrónicas, la depositación hacia la región del antepaís a lo largo de los actuales ríos Limay y Negro indica condiciones de generación de espacio de acomodación largamente expandidas hacia el antepaís. En este sentido, las características intrínsecas del sistema de subducción y la dinámica entre las placas litosféricas y los procesos sublitosféricos juegan un rol principal en la generación de espacio de acomodación por subsidencia dinámica y



Figura 8.4 Modelo esquemático de la configuración del sector norte del Antepaís Fragmentado Norpatagónico (depocentros de Catán Lil, Piedra del Águila y Picún Leufú) interpretado según el Episodio de acumulación final de Collón Cura.

podría condicionar la depositación o no depositación de sedimentos a escala regional (Mitrovica et al., 1989; Gurnis, 1992; Holt y Stern, 1994; Burgess et al., 1997; Catuneanu et al., 1997).

Finalmente, el Episodio de no depositación/erosión final (post - 10,6 ± 0,2 Ma) presenta como factor de 1° orden al clima, el cual habría favorecido la denudación orogénica por acción glaciaria y la consecuente reducción del espacio de acomodación (Figura 8.1 D). En este caso, es preciso no desmerecer una posible influencia tectónica debido a cambios dinámicos entre las placas de Nazca y Sudamericana que desarrollaron el sistema de falla de Liquiñe Ofqui (Thomson, 2002; Ramos, 2005). Hacia el Antepaís Fragmentado Norpatagónico, depósitos gravosos de características depositacionales y composicionales similares han sido registrados en otros depocentros del Antepaís Fragmentado Norpatagónico (Figura 8.5; Catán Lil, Paso Del Sapo, Gastre; Bilmes et al., 2013 y 2014; Franzese et al., 2018; Bucher et al., 2018) así como largamente extendidos por toda la región extra-andina en formas de grandes planicies y en terrazas de los principales ríos (Rodados Patagónicos; Feruglio, 1950). La gran extensión de estos depósitos indica importantes variaciones en la dinámica de los sistemas fluviales cuyo origen es largamente discutido y aún hoy es objeto de debate.



Figura 8.5 Modelo esquemático de la configuración del sector norte del Antepaís Fragmentado Norpatagónico (depocentros de Catán Lil, Piedra del Águila y Picún Leufú) interpretado según el Episodio de no depositación/erosión final de Collón Cura.

Cabe resaltar que asociado a estos cambios climáticos globales como son el Optimo Climatico Mioceno y el posterior episodio de enfriamiento y glaciación, la región extraandina estuvo sujeta a importantes variaciones paleoclimáticas locales asociadas a la generación de la sombra de lluvias por parte del crecimiento de los Andes Norpatagónicos (Blisniuk et al., 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006; Roux 2012; Raigemborn et al., 2018; Bucher et al., 2019c). Esta sombra de lluvia registrada por diversos autores a lo largo del Antepaís Patagónico, también fue registrada en la cuenca de Collón Cura mediante el pasaje paulatino de condiciones sub-húmedas con paleoprecipitaciones y paleotemperaturas estimadas de $801 \pm 20 \text{ mm}/año$ (índice SAL) respectivamente, hacia condiciones semi-áridas registradas durante éste último episodio. La compleja interacción entre procesos de cambios climáticos globales y locales es apenas notificada en este trabajo.

8.3. Señales ambientales en el registro volcano-sedimentario

El relleno neógeno de la cuenca de Collón Cura fue subdividido en sucesivos episodios de acumulación y no depositación/erosión limitados por superficies de 1° orden. Internamente a cada episodio de acumulación se presentan distintos arreglos y superficies que a múltiples escalas representan señales ambientales debidas a modificaciones en los factores de control tectónico, volcánico y climático. A continuación se analizará el registro volcano-sedimentario de la cuenca y se definirán señales ambientales ocurridas en tres lapsos de escalas temporales intermedias ($10^2 a 10^6 años$; Romans et al., 2016): señales ambientales de 2° orden ($10^5 - 10^6 años$), 3° orden ($10^4 - 10^5 años$), y 4° - 5° orden ($10^2 - 10^4 años$). Es importante destacar que discutir todas las señales ambientales registradas no conforma el objetivo central de este trabajo. De esta forma, se discutirán para cada orden, las señales ambientales pensadas como clave para demostrar la interdependencia de los controles como causales de las mismas. A su vez, es de menester que el lector no encontrará un orden cronológico en la discusión de las señales, ya que su desarrollo y aparición en el texto, se relaciona con el orden atribuido.

8.3.1. Señales ambientales de 2° orden ($10^5 - 10^6$ años)

Durante el Episodio de acumulación final (12,049 - 10,6 \pm 0,2 Ma), la cuenca de Collón Cura se configuró como una cuenca intermontana con desarrollo de sistemas fluviales mixtos (A3; AF9 y 10) e irrupciones de sistemas de fajas de canales con carga de fondo gravosa (A3; AF8) en un contexto sin-cinemático al sistema de fallas del dominio

occidental. Ambos sistemas se limitan por superficies de discontinuidad netas y erosivas que representan importantes cambios en la naturaleza y dinámica fluvial. En conjunto, el episodio de acumulación inicial se desarrolló durante un lapso de 1,49 ± 0,2 Ma.

La naturaleza de los sistemas fluviales continentales que no son influenciados por cambios eustáticos está condicionada por variaciones tectónicas y climáticas (Catuneanu et al., 2009). La respuesta de los sistemas a modificaciones en estos dos controles se representa en el registro mediante superficies de discontinuidad que evidencian variaciones en la relación entre el espacio de acomodación y el aporte de sedimentos (Martinsen et al., 1999; Catuneanu y Elango, 2001; Gibling et al., 2005; Veiga et al., 2008). En este sentido, diversas contribuciones han demostrado que sistemas de canales amalgamados con carga de fondo mayormente gravosa ocurren en condiciones de baja acomodación, mientras que sistemas mixtos con desarrollo de canales y planicies de inundación se dan condiciones de alta acomodación (Martinsen et al., 1999; Catuneanu y Elango, 2001; Catuneanu et al., 2009; Varela et al., 2015; Marenssi et al., 2015). Sin embargo, depósitos de carga de fondo gravosa también pueden desarrollarse debido a un forzamiento tectónico puntual que ocasione el levantamiento del área de aporte debido al desarrollo de estructuras geológicas particulares (Allen, 2008). El levantamiento del área de aporte desencadena una modificación del perfil de equilibrio y un aumento de la superficie del área de aporte que conlleva al aumento en la descarga del sistema y el aporte de sedimentos (Quirk, 1996).

En la cuenca de Collón Cura, el sistema fluvial mixto (A3; AF9 y 10) se distribuye por todos los dominios de la cuenca y es predominante en toda la secuencia. Se caracteriza por conformar un sistema axial compuesto por una alternancia de canales arenosos y planicies de inundación que en la localidad más representativa (LR) presentan una relación canal/planicie promedio de 2,15 (Figura 8.6). La relación de preservación de las planicies con respecto a los canales y la distribución del sistema por toda la cuenca permiten interpretar que el desarrollo del mismo se dio en condiciones de acomodación positivas pero limitadas (Shanley y McCabe, 1994; Veiga et al., 2008; Fielding et al., 2010; Varela, 2015). Hacia el sector occidental de la cuenca y en forma cada vez más recurrente, se presentan sistemas fluviales de fajas de canales dominados por gravas (A3; AF8; Figura 8.6). Estos sistemas se instauran sobre los sistemas mixtos mediante superficies netas erosivas en niveles tabulares de gran extensión y continuidad lateral por los dominios occidental y central de la cuenca (Figura 8.6). Los mismos, poseen paleocorrientes consistentes a las del sistema mixto y composicionalmente se caracterizan por presentar una mayor proporción de componentes epiclásticos de origen no volcánico (ígneo-metamórfico y sedimentario). Las características depositacionales podrían ser consideradas como debidas a una acumulación en condiciones de baja

140

acomodación (Shanley y McCabe, 1994; Veiga et al., 2008; Fielding et al., 2010; Varela, 2015). Sin embargo, la distribución acotada a los dominios occidental y central y su irrupción neta sobre sistemas mixtos en un contexto de relativo alto espacio de acomodación no son consistentes con los modelos propuestos por Martinsen et al. (1999), Catuneanu y Elango (2001) y Catuneanu et al. (2009). En este sentido, si consideramos la depositación sin-cinemática al dominio occidental y el aumento en la porción epiclástica no volcánica, es posible inferir que estas irrupciones de fajas de canales gravosas corresponden a señales ambientales tectónicas producidas por el accionar episódico del sistema de fallas occidental. El levantamiento del margen occidental de la cuenca producía la recurrente elevación de las áreas de aporte con exposición de unidades del basamento y variaciones en la pendiente topográfica (Twidale, 1966; Schumm, 1986; Allen, 2008).



Figura 8.6 Perfiles sedimentológicos generales donde se observa la distribución espacial y temporal de los sistemas mixtos y de fajas de canales gravosos. Columna magnetroestratigráfica interpretada y su correlación con la columna magnetoestratigráfica de Granstein et al. (2012). LR: La Rinconada; LM: Las Marías; CP: Cerro Los Pinos. A. Magnitud de intercalación de canales y planicies en sistemas mixtos. B y C. Magnitud de las irrupciones de sistemas de fajas de canales gravosas.

Ante este tipo de señales ambientales se genera un forzamiento de aporte sedimentario en donde los sistemas actúan como atenuantes de la señal en un tiempo estimado de $10^5 - 10^6$ años (2° orden según este trabajo de tesis), dependiendo de la naturaleza y extensión de los canales y planicies y la proximidad del área de aporte (Allen, 2008). En el área de estudio, las modificaciones internas al episodio de acumulación final se encuentran en lapsos de entre 0,5 y 0,042 My máximo (2° a 3° orden), indicando que la respuesta al forzamiento tectónico de los sistemas podría ocurrir en lapsos temporales menores que los propuestos por Allen (2008). Sin embargo, si bien no hay registro de los sistemas gravosos en el perfil magnetoestratigráfico, es posible comparar la magnitud espacial de los sistemas y generar una aproximación temporal a estas irrupciones (Figura 8.6). En el perfil oriental, el desarrollo de planicies y canales de carga mixta en forma sucesiva se da dentro del lapso temporal del episodio de polaridad inversa limitado entre 11,188 y 11,592 Ma (0,404 My), condición que permite determinar que las variaciones entre planicies y canales corresponden a órdenes de magnitud de 3° orden $(10^4 - 10^5)$ años; Figura 8.6 A). Si comparamos el desarrollo de las planicies y canales con el de los sistemas de fajas de canales gravosos en el perfil central y occidental (Figura 8.6 B y C), podemos indicar que la irrupción de estos sistemas gravosos representa una señal ambiental de 2° orden ($10^5 - 10^6$ años) y es debida al factor de control tectónico.

8.3.2. Señales ambientales de 3° orden $(10^4 - 10^5 \text{ años})$

La sección superior del Episodio de acumulación inicial (~21/16.0 - 15.032 Ma) de la cuenca de Collón Cura se caracteriza por el desarrollo de sistemas de bajadas volcaniclásticas (A2; AF6 y 7). Estos sistemas presentan una relación vertical con respecto a los depósitos de corrientes piroclásticas (A2; AF4 y 5) mediante una superficie de discontinuidad difusa. Internamente se distinguieron sistemas de bajadas volcaniclásticas dominadas por flujos gravitacionales de sedimentos (AF6) con pobre desarrollo de paleosuelos que hacia el tope pasan a conformar sistemas de bajadas volcaniclásticas terminales retrabajadas por procesos eólicos (AF7). La relación espacial entre estos sistemas es vertical mediante superficies difusas y se habrían depositado en un lapso menor a 0,128 My.

El volcanismo es capaz de adicionar importantes volúmenes de material volcaniclástico a la superficie terrestre por medio de la eyección de piroclastos durante erupciones volcánicas explosivas (Manville et al., 2009). Sin embargo, se ha demostrado que los mayores volúmenes de materiales volcaniclásticos que ingresan a los sistemas sedimentarios provienen de la erosión y el retrabajo de corrientes piroclásticas topográficamente confinadas que rellenan valles (Major et al., 1996; Rodolfo et al., 1996;

142

Scott et al., 1996) así como de avalanchas de detritos (Meyer y Janda, 1986; Meyer y Martinson, 1989). El retrabajo de estos depósitos y su incorporación a los sistemas sedimentarios son procesos que pueden persistir por décadas (Major et al., 2000). Uno de los procesos de retrabajo de materiales volcaniclásticos más reconocido son los lahares. Estos consisten en flujos densos, hiperconcentrados o diluidos y eventuales, compuestos de mezclas de detritos y agua que se generan por la desestabilización de materiales volcánicos acumulados en zonas de relieve abrupto como laderas de volcanes (Smith, 1986). Estos procesos de resedimentación pueden ser desencadenados por lluvias ocurridas durante una erupción (Rodolfo et al., 1989; Hodgson y Manville, 1999; Manville et al., 2000; Barclay et al., 2007), en condiciones póstumas durante el restablecimiento del equilibrio geomorfológico (Smith, 1991), o hasta cientos de años después debido a la removilización/erosión de las zonas de cabecera (Pareschi et al., 2002; Scott et al., 2005). En este sentido, por encima de los depósitos de corrientes piroclásticas topográficamente confinados (A2; AF4 y 5) y a través de una superficie de discontinuidad difusa se acumularon un estimado de 348 km³ de materiales volcaniclásticos mediante el desarrollo de sistemas de bajada volcaniclástica (A2; AF6 y 7). Inicialmente, el sistema de bajada volcaniclástica estuvo dominado por flujos gravitacionales de sedimentos depositados en niveles tabulares y extensamente continuos (A2; AF6). Visto las características composicionales y depositacionales, la íntima relación espacial con los depósitos de corrientes piroclásticas y las tasas de acumulación mínimas de 78 cm/ka, es posible inferir que inicialmente el sistema de bajadas volcaniclásticas se generó debido a la acumulación de sucesivos lahares ocurridos posteriormente a la depositación de las corrientes piroclásticas. En este sentido, las condiciones paleoclimáticas sub-húmedas interpretadas para este episodio habrían provocado las lluvias desencadenantes de los sucesivos depósitos (Pareschi et al., 2002; Zanchetta et al., 2004; Scott et al., 2005). Sin embargo, por encima de los lahares del sistema de bajada volcaniclástica y a través de una superficie difusa ocurre un cambio en la dinámica de los sistemas evidenciado por la acumulación depósitos eólicos del sistema de bajada volcaniclástica terminal (A2; AF7). Estos sistemas, además de presentar evidencias de procesos depositacionales que difieren de los lahares (Smith, 1986), comienzan a presentar mayores proporciones de materiales epiclásticos. El retrabajo eólico de sucesiones volcaniclásticas ha sido ampliamente estudiado en zonas distales debido a la depositación de importantes mantos de loess asociados a eventos glaciarios (Pecsi, 1990; Mahowald et al., 1999; Smalley et al., 2011). Estas contribuciones han evidenciado que el retrabajo eólico de materiales volcaniclásticos se ve favorecido durante lapsos de climas secos y fríos (Markovitch et al., 2006 y 2008; Lambert et al., 2008; Smalley et al., 2011). En este sentido, los indicadores paleoclimáticos de los

sistemas de bajadas volcaniclásticas producidas por lahares indican condiciones subhúmedas, pero hacia el techo presentan una fuerte tendencia a la disminución de las temperaturas y aumento de la evaporación. Esta tendencia indicaría un pasaje gradual a condiciones ambientales más frías y secas. De este modo, el pasaje de condiciones climáticas templadas y húmedas hacia frías y secas podría ser el causal de la depositación eólica del sistema de bajada volcaniclástica terminal en la cuenca de Collón Cura.

A partir de las evidencias presentadas es posible determinar que posteriormente a la acumulación de corrientes piroclásticas topográficamente confinadas ocurrió la removilización de materiales volcaniclásticos mediante la instauración de sistemas de bajadas volcaniclásticas. Estos sistemas se desarrollaron en un lapso máximo de 0,128 My y presentan internamente un cambio en los procesos depositacionales desde la depositación de lahares en un contexto de clima templado húmedo hacia depósitos éólicos en condiciones más frías y áridas. En este sentido, la superficie difusa entre los dos sistemas de bajadas volcaniclásticas representa una señal ambiental de 3° orden debida a la modificación de las condiciones paleoclimáticas.

8.3.3. Señales ambientales 4° - 5° orden ($10^2 - 10^4$ años)?

Al comienzo del Episodio de acumulación inicial (~21/16.0 - 15.032 Ma), la cuenca de Collón Cura se configuró como una cuenca cerrada. Sobre la superficie de discontinuidad S1 de 1° orden se instauraron sistemas lacustres y aluviales volcaniclásticos (A1; AF1, 2 y 3) sobre los cuales se acumularon depósitos de corrientes piroclásticas (A2; AF4 y 5). El contacto entre ambas secuencias se da a través de la superficie de discontinuidad S2, la cual representa importantes modificaciones en los patrones de acumulación y en la naturaleza de los depósitos. En conjunto ambas secuencias representan un lapso mínimo de 0,84 Ma.

Las cuencas cerradas constituyen sistemas continentales con drenaje interno que no se encuentran conectadas con el mar. Si bien estas cuencas presentan una configuración inicial controlada por la tectónica, la distribución de facies y la relación estratigráfica de los sistemas sedimentarios que las rellenan registran información acerca de la naturaleza de la sucesión del relleno y la dinámica de los factores de control (Nichols, 2011). Diversos autores indican que en cuencas cerradas se generan sistemas lacustres cuya dinámica resulta de la interacción entre la tectónica y el clima (Caroll y Bohacs 1999, García-Castellanos et al. 2003, Maestro 2008, Alonso-Zarza et al. 2012). Recientemente, otros autores han propuesto que las cuencas cerradas pueden estar dominadas por sistemas lacustres, sistemas fluviales o sistemas eólicos, dependiendo exclusivamente del factor

de control climático (Nichols, 2011; Fisher y Nichols, 2013). De esta forma, sin considerar una reconfiguración tectónica importante (1° orden), bajo condiciones climáticas relativamente húmedas se desarrollarán sistemas lacustres, mientras que bajo condiciones climáticas relativamente secas se desarrollarán sistemas fluviales y eólicos correspondientemente (Nichols, 2011). En la cuenca de Collón Cura, la instauración inicial de los sistemas lacustres y aluviales volcaniclásticos (A1; AF1, 2 y 3) se dio en condiciones de clima templado sub-húmedo estacional con precipitaciones y temperaturas medias anuales estimadas de $801 \pm 20 \text{ mm}/año$ (índice Σ Bases) y 11° ± 1° C (índice PWI y SAL) respectivamente. Según lo expuesto, este tipo de condiciones paleoclimáticas en un contexto de cuenca cerrada resultan favorables para el desarrollo de estos sistemas (Nichols, 2011).

Por encima de los sistemas aluviales volcaniclásticos y mediante la superficie de discontinuidad neta S2 se depositaron en relación de onlap depósitos de corrientes piroclásticas (A2; AF4 y 5). Con respecto a los sistemas lacustres, estos depósitos se encuentran por encima pero su contacto no fue posible de observar. Los depósitos de corrientes piroclásticas alcanzaron un volumen potencial de 775 km³ y fueron interpretados como ignimbritas topográficamente confinadas por los márgenes de la cuenca. La interacción entre sistemas lacustres y depósitos de corrientes piroclásticas así como la respuesta de los sistemas a la influencia distal a proximal en este tipo de materiales ha sido extensamente estudiada en las últimas décadas (e.g. Smith, 1991; Palmer y Shawkey, 1997; White y Riggs, 2001; Kataoka, 2004, 2005; Manville et al., 2009). En áreas proximales topográficamente confinadas, el desarrollo de sistemas lacustres puede ser obstruido por el ahogamiento del sistema debido a la rápida depositación de corrientes piroclásticas (Smith, 1991). Sin embargo, la reinstauración de sistemas lacustres sobre estos depósitos genera una sucesiva interrelación entre sistemas lacustres y corrientes piroclásticas (Manville, 2001). En este trabajo de tesis, los 775 km³ de depósitos de corrientes piroclásticas acumulados sobre el sistema lacustre inicial no presentan superficies internas relevantes que indiquen interrupciones lacustres, resedimentación o tiempos de exposición. Esto indica que el material volcaniclástico acumulado correspondería a distintas fases eruptivas depositadas en días a años (Fisher y Schmincke, 1984; Orton, 1996; Manville et al., 2009) producto de una erupción volcánica de gran magnitud (¿VEI 7-8?). De esta manera, el material depositado por encima de la superficie S2 puede ser considerado como una señal ambiental debida a una variación en el factor de control volcánico del orden de los 10² a 10⁴ años o inclusive menos.

A partir de las evidencias presentadas es posible determinar que si bien la reconfiguración tectónica de 1° orden es condicionante principal para la conformación de cuencas cerradas, la dinámica interna de los sistemas dependerá de factores de control

de 2° orden. En este caso, las condiciones paleoclimáticas sub-húmedas y templadas iniciales resultaron propicias para la instauración de sistemas lacustres. Encima de la superficie S2 se registra la depositación extremadamente rápida de 775 km³ de corrientes piroclásticas. Esto, a diferencia de las propuestas de los controles climáticos y tectónicos de 2° orden como determinantes de la dinámica de los sistemas en cuencas cerradas (Caroll y Bohacs 1999; García-Castellanos 2006; Alonso-Zarza et al,. 2012; Nichols, 2011; Fisher y Nichols, 2013 entre otros/as), puede ser considerado como una señal volcánica que indica una variación en el factor de control volcánico a escala temporal de 4° a 5° orden o menos (10^2 a 10^4 años). En este sentido, y en comparación a las modificaciones de los factores de control tectónico y climático, el volcanismo es capaz de generar perturbaciones en escalas temporales extremadamente rápidas. Sin embargo, cabe resaltar que la respuesta de los sistemas sedimentarios ante señales de esta naturaleza resulta en la finalización de los sistemas, o bien, en un re-equilibrio a la condición inicial de los sistemas lacustres que se encuentra en escalas temporales del orden de los $10^4 - 10^6$ años o más (e.g. Manville, 2001). De esta manera, desde un punto de vista secuencial, si bien la superficie de discontinuidad S2 no presenta una importante expresión física en el entorno de la cuenca, el hiatus determinado por la inconsistencia en la edad del inicio de depositación de la secuencia A1 podría constituir un importante periodo de erosión/no depositación e indica variaciones considerables en la relación espacio de acomodación/aporte sedimentario de la cuenca.

8.4. Síntesis e integración

A modo de síntesis e integración, la presente discusión desarrolló las modificaciones del espacio de acomodación y aporte de sedimentos a escala de relleno de cuenca mediante herramientas de la estratigrafía secuencial de cuencas continentales. Este estudió evidenció que la tectónica no es el factor de control primordial en el desarrollo de este tipo de cuencas y que los abordajes deber ser generados desde un punto de vista holístico y a múltiples escalas. En este sentido, es sabido que el volcanismo es capaz de producir y aportar en forma deliberada grandes volúmenes de material a los sistemas sedimentarios. Esto hace que el análisis del volcanismo como control se enfoque en la influencia que ejerce sobre los sistemas sedimentarios y no sea considerado desde el punto de vista del análisis de cuencas sedimentarias. De esta manera, el presente trabajo permite dilucidar que además de la tectónica y el clima, los procesos volcánicos pueden generar señales ambientales del orden de los millones a unos pocos años y desarrollar importantes modificaciones en el espacio de acomodación y aporte de sedimentos de las cuencas sedimentarias.

CAPÍTULO 9

CONCLUSIONES

El análisis desarrollado en el presente trabajo de tesis doctoral permitió arribar a una serie de conclusiones que se listan a continuación:

- La cuenca de Collón Cura corresponde a un depocentro neógeno del Antepaís Fragmentado Norpatagónico y se configuró como una zona triangular de 120 km de longitud y 40 km de ancho con rumbo general NNW – SSE limitada por estructuras principales de vergencia opuesta.
- Se definió un Dominio Morfoestructural Occidental caracterizado por un sistema de fallas reactivadas e invertidas del sustrato paleógeno; un Dominio Morfoestructural Central caracterizado por una región sur de extensas planicies sub-horizontales y una región norte con un sistema de fallas inversas que definió una zona triangular interna; y un Dominio Morfoestructural Oriental caracterizado por un sistema de fallas inversas miocenas asociadas a heterogeneidades del sustrato.
- El relleno de la cuenca fue subdividido en Secuencias Depositacionales (A1, A2, A3 y A4) por medio de la identificación de Superficies de Discontinuidad (S1, S2, S3 y S4). Las secuencias corresponden a la Formación La Pava (A1), Formación Collón Cura (A2), y Miembro Limay Chico (A3) y Miembro Alicurá (A4) de la Formación Caleufú.
- Se caracterizó la geometría de las superficies S1, S3 y S4, y mediante la confección de las superficies potenciales iniciales S3' y S4' se estimaron los volúmenes potenciales iniciales de las secuencias A1-A2' (1125 km³) y A3' (1719 km³) y los volúmenes preservados finales de las secuencias A1-A2 (297 km³) y A1-A3 (1666 km³).
- Un esquema cronoestratigráfico definió la evolución del relleno de la cuenca entre el Mioceno Inferior a Medio-tardío (21/16,0 Ma) y el límite Mioceno-Plioceno (~ 5 Ma). La secuencia A1 fue depositada entre los 21/16,0 y 15,160 Ma (Burdigaliano Langhiano), la secuencia A2 entre los 15,160 15,032 Ma (Langhiano), la secuencia A3 entre los 15,032 y 12,049 Ma (Langhiano Serravaliano) y la secuencia A4 entre los 10,6 ± 0,2 y ~ 5 Ma (Tortoniano Zancleano). La secuencia

A1 se interpretó como un sistema aluvial volcaniclástico (AF1 y 2) que desemboca en un sistema lacustre somero (AF3). La secuencia A2 corresponde a depósitos de corrientes piroclásticas (AF4 y 5) y sistemas de bajadas volcaniclásticas (AF6 y 7). La secuencia A3 fue interpretada como un sistema fluvial axial de carga mixta (AF9 y 10) con intercalaciones de sistemas de fajas de canales de carga gravosa (AF8), depósitos de corrientes piroclásticas (AF11), acumulaciones eólicas (AF12) y coladas de lava (AF13). Y la secuencia A4 fue interpretada como un sistema fluvial axial de fajas de canales con carga gravosa (AF14) y sistemas aluviales transversales (AF15).

- Los indicadores tectónicos, volcánicos y climáticos indican que las secuencias A1 y A2 son sin-cinemáticas a los sistemas de fallas de los dominios occidental y oriental y corresponden a depósitos mixtos, volcaniclásticos primarios y resedimentados / retrabajados depositados en condiciones de clima templado sub-húmedo; la secuencia A3 es sin-cinemática al sistema de fallas del dominio occidental y postcinemáticas al dominio oriental y corresponde a depósitos mixtos y volcaniclásticos primarios; y la secuencia A4 es pre-cinemática y corresponde a depósitos epiclásticos depositados bajo condiciones templadas y semi-áridas.
- El modelo evolutivo propuesto para la cuenca de Collón Cura presenta: Etapa 1 (~21/16,0 15,160 Ma) de estructuración inicial y depositación sin-cinemática de sistemas aluviales volcaniclásticos y sistemas lacustres someros; Etapa 2 (15,160 15,032 Ma) con depositación de corrientes piroclásticas y sistemas de bajadas volcaniclásticas en condiciones sin-cinemáticas al dominio occidental; Etapa 3 (15,032 12,049 Ma) correspondiente a un lapso de no depositación y erosión con desarrollo de valle inciso; Etapa 4 (12,049 10,6 ± 0,2 Ma) con depositación de sistemas fluviales de carga mixta interdigitados con sedimentación eólica y sistemas de fajas de canales gravosos en condiciones sin-cinemáticas al dominio occidental y con influencia eventual de aporte volcaniclástico; y Etapa 5 (10,6 ± 0,2 ~ 5 Ma) dominada por depositación de sistemas fluviales en condiciones pos-cinemáticas a los márgenes de cuenca e incisión fluvial.
- El análisis secuencial de la cuenca permitió discriminar a gran escala (1º orden; 10⁶ 10⁷ años): Episodio de acumulación inicial (~21/16,0 15,032 Ma); Episodio de no depositación/erosión inicial (15,032 12,049 Ma); Episodio de acumulación final (12,049 10,6 ± 0,2 Ma); y Episodio de degradación final (post 10,6 ± 0,2 Ma). En conjunto evidencian que tanto la tectónica, el volcanismo como el clima constituyen

factores de control interdependientes de 1° orden en el desarrollo de este tipo de cuencas.

 El análisis de señales ambientales en el relleno de la cuenca y su asignación causal a él o los factores de control a magnitudes escalares intermedias (10² – 10⁶ años) permitió dilucidar que los distintos factores de control condicionan el desarrollo de los sistemas sedimentarios a múltiples escalas, y que en particular, los procesos volcánicos pueden generar señales ambientales del orden de los millones a unos pocos años y desarrollar importantes modificaciones en el espacio de acomodación y aporte de sedimentos de las cuencas sedimentarias continentales.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

The state of the second for the second field of the second field of the second field of the second field of the

430

A. Mart

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, P. A. 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. Geological Society, London, Special Publications, 296(1), 7-28.
- Alonso-Zarza, A. M., Meléndez, A., Martín-García, R., Herrero, M. J., y Martín-Pérez, A. 2012. Discriminating between tectonism and climate signatures in palustrine deposits: lessons from the Miocene of the Teruel Graben, NE Spain. Earth-Science Reviews, 113(3-4): 141-160.
- Andreis, R. R. 1964. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Liu, D. Y. 2011. The North Patagonian Batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. Journal of South American Earth Sciences, 32(4), 547-554.
- Aragón, E., y Mazzoni, M. M. 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del Río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(3), 243-256.
- Armitage, J. J., Warner, N. H., Goddard, K., y Gupta, S. 2011. Timescales of alluvial fan development by precipitation on Mars. Geophysical research letters, 38(17).
- Auer, V., y Goldthwait-Väänänen, H. 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia: The Ice and Interglacial Ages/by Väinö Auer; [Fin. Helen Goldthwait-Väänänen]. Suomalainen tiedeakatemia.
- Barclay, J., Alexander, J., Sušnik, J. 2007. Rainfall-induced lahars in the Belham valley, Montserrat, West Indies. Journal of the Geological Society of London 164, 815–827.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V. D., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V. A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41–43 S): Paleogeographic and tectonic implications. Journal of South American Earth Sciences, 52, 72-93.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Veiga, G. y Franzese, J. 2014. Relleno intermontano en el Antepaís Fragmentado Patagónico: evolución neógena de la Cuenca de Gastre. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71(3): 311-330.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Cuitiño, J., Bucher, J., López, M., García, M., Feo, R. y Franzese, J. 2019. The Miocene foreland basins of Northern Patagonia: sediment transfer systems from the Southern Andean to the Atlantic shelf. 34th International Meeting, Roma, Italia.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J. R., Veiga, G. D., Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. Tectonophysics, 601, 98-111.
- Blair, T. C., y 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(3).

- Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, C. P., Idleman, B., Zeitler, P. K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. Earth and Planetary Science Letters, 230(1-2), 125-142.
- Böhme, M. 2003. The Miocene climatic optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 195(3): 389-401.
- Bossi, G. E. 1998. Una alternativa en aloestratigrafía. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 5(2), 71-95.
- Branney, M. J., Kokelaar, P., y Kokelaar, B. P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London, (5) p. 51-84, (6) p. 87-118.
- Bridge, J. S. 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Publishing, Oxford, p. 491.
- Bucher, J., García, M., López, M., Milanese, F., Bilmes, A., D'Elia, L., Naipuer, M., Sato, A., Funes,
 D., Rapalini, A., Franzese, J. 2019a. Tectonostratigraphic evolution and timing deformation in the Miocene Paso del Sapo basin: implications for the Patagonian Broken Foreland: Journal of South American Earth Sciences, 102212
- Bucher, J., López, M., García, M., Bilmes, A., D'Elia, L., Funes, D., Feo, R., Franzese, J. 2018, Estructura y estratigrafía de un bajo neógeno del Antepaís Norpatagónico: el depocentro Paso del Sapo, provincia de Chubut: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 75 (3), p. 312-324.
- Bucher, J., Milanese, F., López, M., García, M., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipuer, M., Sato, A., Funes, D., Rapalini, A., Valencia, V., Ventura Santos, R., Hauser, N., Cruz Vera, L., Franzese, J. 2019b.
 U-PB geochronology and magnetostratigraphy of a North Patagonian syn-orogenic Miocene succession: tectono-stratigraphic implications for the foreland system configuration. Tectonophysics, 766, 81-93.
- Bucher, J.; Varela, A.; D'Elia, L.; Bilmes, A.; López, M.; García, M.; Franzese, J. R. 2019c. Multiproxy paleosol evidence for a rain shadow effect linked to miocene uplift of north patagonian andes. Geological Society of America Bulletin. Issn 0016-7606.
- Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., y Dantas, E. L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 81(1), 99-114.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., y Tursina, T. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research, p. 152. ISBN : 0905184092
- Burbank, D. W., y Johnson, G. D. 1983. The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir intermontane basin, northwestern Himalaya. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 43(3-4), 205-235.
- Burgess, P. M., Gurnis, M., y Moresi, L. 1997. Formation of sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes." Geological Society of America Bulletin 109.12: 1515-1535.

- Calvache, M. L., y Viseras, C. 1997. Long-term control mechanisms of stream piracy processes in Southeast Spain. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group 22.2: 93-105.
- Carroll, A. R., y Bohacs, K. M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. Geology, 27(2), 99-102.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.W. 1987. Volcanic successions: Modern and ancient. Chapman and Hall: 528 p. Londres.
- Castelltort, S., Whittaker, A., y Vergés, J. 2015. Tectonics, sedimentation and surface processes: from the erosional engine to basin deposition. Earth Surface Processes and Landforms, 40(13), 1839-1846.
- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., y Löw,
 I. 2010. Melting relations of MORB–sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes;
 implications for the origin of Cordilleran-type batholiths. Journal of Petrology, 51(6), 1267-1295.
- Catuneanu, O. 2004. Retroarc foreland systems—evolution through time. Journal of African Earth Sciences 38.3: 225-242.
- Catuneanu, O. 2019. First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation. Journal of Geodynamics 129: 290-298.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, Fielding, C.R.,
 Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.R., Holbrook, J.M., Jordan R., Kendall,
 C.G.St.C., Macurda B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L. 2009.
 Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 92(1-2), 1-33.
- Catuneanu, O., Beaumont, C. y Waschbusch P. 1997. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. Geology 25.12: 1087-1090.
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., y Tucker, M. E. 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, 44(3), 173-245.
- Catuneanu, O., y Elango, H. N. 2001. Tectonic control on fluvial styles: the Balfour Formation of the Karoo Basin, South Africa. Sedimentary Geology 140.3-4: 291-313.
- Catuneanu, O., Sweet A. R., y Miall, A. D. 1999. Concept and styles of reciprocal stratigraphies: Western Canada foreland system. Terra Nova-Oxford 11.1: 1-8.
- Cazau, L. 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. Geología Regional Argentina, 727-740.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. Tectonophysics, 259(1-3), 55-66.
- Cerling, T. E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. Earth and Planetary Science Letters, 71(2), 229-240.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., Knaack, C., 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7, Q05009.

- Coira, B. L. 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional.
- Cojan, I.S., Bialkowski, A.N.N.E., Gillot, T.H. y Renard, M.A. 2013. Paleoenvironnement and paleoclimate reconstruction for the early to middle Miocene from stable isotopes in pedogenic carbonates (Digne-Valensole basin, southeastern France). Geological Society of London, 184, 583–599.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B (Didáctica y Complementaria) 20:64 pp.
- Cucchi, R., Leanza, H. 2005. Hoja Geológica 3972-IV Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 1-102.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Varela, A., Bucher, J., López, M., García, M., Funes, D. y Franzese, J. 2017. Distinguishing environmental signals in a syn-orogenic, volcaniclastic to erosional engine sediment routing system: a case study from the patagonian foreland, Argentina. XXXII IAS Meeting, Toulouse, Francia.
- Dalla Salda, L., Leguizamón, M., Mazzoni, M., Merodio, J., Rapela, C. W., Spalletti, L. 1981. Características del vulcanismo Paleogeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39 30'y 41 20'S, in 8 Congreso Geológico Argentino. San Luis, 3, 629-657.
- Dalla Salda, L.H., Franzese, J. 1987. Las megafracturas del Macizo y la Cordillera norpatagónica y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. Revista Geológica de Chile 31, 3-13.
- Dávila, F. M., Astini, R. A. 2003. Discordancias progresivas en los depósitos pre-neógenos del Famatina (Formación del Crestón), La Rioja, Argentina: y su implicancia en la evolución del antepaís andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(1), 109-116.
- Dávila, F. M., y Lithgow-Bertelloni, C. 2013. Dynamic topography in South America. Journal of South American Earth Sciences, 43, 127-144.
- DeCelles, P. G., y. Giles K. A. 1996. Foreland basin systems. Basin research 8.2: 105-123.
- Del Papa, C., Hongn, F., Powell, J., Payrola, P., Do Campo, M., Strecker, M. R., Pereyra, R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaqui Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. Basin Research, 25(5): 574-593.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M., Muravchik, M. 2015. Early evolution of the southern margin of the Neuquén Basin, Argentina: tectono-stratigraphic implications for rift evolution and exploration of hydrocarbon plays. Journal of South American Earth Sciences 64, 42-57.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R., Lopez, L. 2012. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquen Basin in the Sañico depocentre, Neuquen Province, Argentina. Andean Geology 39, 133-157.
- Dessanti, R. 1972. Andes patagónicos septentrionales. Geología Regional Argentina (pp. 655-697). Academia Nacional de Ciencias Córdoba.

- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Amos, A.J. 1998. Neogene dextral transpressio due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 11, 519–532.
- Dupont-Nivet, G., y Krijgsman, W. 2011. Magnetostratigraphic methods and applications. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, 80-94.
- Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M., Koulakov, I., Wehrmann, H., Hoernle, K., Comte, D. 2012. Seismic velocity structure of the slab and continental plate in the region of the 1960 Valdivia (Chile) slip maximum—insights into fluid release and plate coupling. Earth and Planetary Science Letters, 331, 164-176.
- Escosteguy, L., Franchi, M. 2010. Estratigrafía de la región de Chapelco, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(3), 418-429.
- Feruglio, E. 1941. Nota preliminar sobre la hoja 40b, San Carlos de Bariloche. Boletín Informaciones Petroleras, 18(200), 26-64.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de La Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio de La Nación. Dirección General de Yacimientos Petrolíficos Fiscales 3: 1-431.
- Feruglio, E. 1950. Descripción GeológicadeLaPatagonia. Ministerio de Industria y Comercio de La Nación. Dirección General de Yacimientos Petrolíficos Fiscales, 3, 1-431.
- Fidalgo, F., y Riggi J. C. 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25.4: 430-443.
- Fielding, C. R. 2010. Planform and facies variability in asymmetric deltas: facies analysis and depositional architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the western Henry Mountains, southcentral Utah, USA. Journal of Sedimentary Research 80(5): 455-4
- Fisher, J. A., y Nichols, G. J. 2013. Interpreting the stratigraphic architecture of fluvial systems in internally drained basins. Journal of the Geological Society, 170(1): 57-65.
- Fisher, R. V. 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin, 72(9), 1409-1414.
- Fisher, R. V., y Smith, G. A. (Eds.). 1991. Sedimentation in volcanic settings (No. 12240). Sepm Society for Sedimentary.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg, 472 pp.
- Flower, B. P., Kennett, J. P. 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108(3-4): 537-555.
- Folguera A, Gianni G, Sagripanti L, Vera ER, Novara I, Colavitto B, Alvarez O, Orts D, Tobal J, Giménez M, Introcaso A. 2015. A review about the mechanisms associated with active deformation, regional uplift and subsidence in southern South America. Journal of South American Earth Sciences. 1; 64: 511-29.
- Folguera, A. y Ramos, V. A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. Journal of South American Earth Sciences, 32(4), 531-546.

- Folguera, A., Encinas, A., Echaurren, A., Gianni, G., Orts, D., Valencia, V., Carrasco, G. 2018. Constraints on the Neogene growth of the central Patagonian Andes at the latitude of the Chile triple junction (45–47° S) using U/Pb geochronology in synorogenic strata.Tectonophysics, 744, 134-154.
- Folguera, A., Ramos, V.A. 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37-46 S). Revista de la Sociedad Geológica de España 15(1), 81-94.
- Folguera, A., Zárate, M., Tedesco, A., Dávila, F., y Ramos, V. A. 2015. Evolution of the Neogene Andean foreland basins of the Southern Pampas and Northern Patagonia (34–41 S), Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 64, 452-466.
- Franzese, J. R., D'Elia, L., Bilmes, A., Bucher, J., García, M., López, M., Hernández, M. 2018, Evolution of a patagonian Miocene intermontane basin and its relationship with the Andean foreland: Tectono-stratigraphic evidences from the Catán Lil Basin, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, v. 86, p. 162-175.
- Franzese, J. R., Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences, 14(3), 257-270.
- Franzese, J.R., D'Elia, L., Bilmes, A., Muravchik, M., Hernández, M. 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. Andean Geology 38, 319-334.
- Gallagher, T.M., y Sheldon, N.D. 2013. A new paleothermometer for forest palaeosols and its implications for Cenozoic climate. Geology 41: 647–650.
- Galli, C.A. 1969. Descripcion geologica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila, Provincia del Neuquén y Rio Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 111, 1-65.
- Galloway, W. E., y Hobday, D. K. 1996. Fluvial Systems. In Terrigenous Clastic Depositional Systems (pp. 60-90). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Galloway, W. E., y Hobday, D. K. 1996. Fluvial Systems. In Terrigenous Clastic Depositional Systems (pp. 60-90). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gani, M. R., y Bhattacharya, J. P. 2007. Basic building blocks and process variability of a Cretaceous delta: internal facies architecture reveals a more dynamic interaction of river, wave, and tidal processes than is indicated by external shape. Journal of Sedimentary Research 77(4): 284-302.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. Journal of the Geological Society, 129(2), 93-131.
- García Morabito, E., Götze, H.J., Ramos, V. A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retroarc area between 38°15′ and 40°S latitude. Tectonophysics 499, 1-21.
- Garcia-Castellanos, D. 2006. Long-term evolution of tectonic lakes: climatic controls on the development of internally drained basins. Geological Society of America Special Papers 398: 283-294.

- Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J., y Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). Journal of Geophysical Research: Solid Earth 108(B7).
- Ghiglione, M. C., Ramos, V. A., y Cristallini, E. O. 2002. Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos. Revista Geológica de Chile, 29(1): 17-41.
- Giacosa, R. E., Heredia, N. 2004. Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón (41º 30-42 º 00 S), Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(1), 91-102.
- 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(5), 731-770.
- Gibling, M. R., Tandon, S. K., Sinha, R., Jain, M. 2005. Discontinuity-bounded alluvial sequences of the southern Gangetic Plains, India: aggradation and degradation in response to monsoonal strength. Journal of Sedimentary Research, 75(3), 369-385.
- Giovanoli, F. 1990. Horizontal transport and sedimentation by interflows and turbidity currents in Lake Geneva. In Large Lakes (pp. 175-195). Springer, Berlin, Heidelberg.
- González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrológica de la hoja 41b-Río Foyel. Boletín de la Dirección de Minería y Geología, 56, 1-124.
- González Díaz, E. 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40° y 42° sur: la migración de los ciclos intrusivos. Acta Geológica Lilloana, 16(1), 5-22.
- González Díaz, E. F., Valvano, J. 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén). VII Congreso Geológico Argentino. I (pp. 227-242).
- González Díaz, E.F., Nullo, F.E. 1980. Cordillera Neuquina, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 1099–1147.
- González Díaz, E.F., Ostera, H.A., Riggi, J.C., Fauque, L. 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (ex "Rionegrense") de la Formación Caleufú, en el valle del rio Collón Cura y adyacencias (SE del Neuquén). En 11 Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas vol. 2. Pp. 243-246.
- González Díaz, E.F., Riggi, J.C., Fauque, L. 1986. Formacion Caleufu (Nov. Nom): reinterpretacion de las Formationes Rio Negro y Alicura, en el área de Collon Cura, sur del Neuquén. Asociación Geológica Argentina 41 (1–2), 81-105
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., y Ogg, G. (Eds.). 2012. The geologic time scale 2012. Elsevier.
- Gradstein, F., y Ogg, J. (2004). Geologic time scale 2004–why, how, and where next!. Lethaia, 37(2), 175-181.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén: sur de Mendoza y regiones adyacentes. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. 58, 110 pp.

- Groeber, P. 1947. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huahuar Co y parte de Epu Lauquen. En: Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70, 75-136.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34 y 29 30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, 1(5): 235-252.
- Groeber, P. 1954. La Serie Andesítica patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9(1), 39-47.
- Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M., y Riquelme, R. 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction?. Tectonics, 28(2).
- Gulisano, C. A., Pando, G. A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia del Neuquén. Congreso Geológico Argentino No. 8, pp. 553-577.
- Gurnis, M. 1992. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. Science, 255.5051: 1556-1558.
- Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H., Schmitt, A. K., 2011, Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25 S): Tectonics, v. 30(2), p. 1-27.
- Hartley, A. J., Weissmann, G. S., Nichols, G. J., y Warwick, G. L. 2010. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. Journal of Sedimentary Research, 80(2), 167-183.
- Herve, F., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M., y Yaxley, G. M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. Lithos, 97(3-4), 373-394.
- Hervé, M. 1976. Estudio geologico de la falla Liquine-Reloncavi en el area de Liquine: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). Actas Congreso Geológico de Chile, 1, B39-B56.
- Hilley, G. E., y Strecker, M. R. 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. Geological Society of America Bulletin, 117(7-8), 887-901.
- Hodgson, K.A. y Manville, V. 1999. Sedimentology and flow behaviour of a rain-triggered lahar, Mangatoetoenui Stream, Ruapehu volcano, New Zealand. Geological Society of America Bulletin 111, 743–754.
- Holt, W. E., y Stern T. A. 1994. Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: The late Tertiary development of Taranaki Basin, New Zealand. Tectonics 13.5: 1068-1092.
- Hoorn, C., Perrigo, A., and Antonelli, A. 2018. Mountains, climate and biodiversity: USA, John Wiley and Sons, 555 p.
- Horton, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. Tectonics, 37(2), 402-429.
- Hughes M., Hall A., and Fovell R. 2009. Blocking in areas of complex topography, and its influence on rainfall distribution: Journal of the Atmospheric Sciences, v. 66, p. 508–518

- Huyghe, D., Bonnel, C., Nivière, B., Fasentieux, B., Hervouët, Y. 2014. Neogene tectonostratigraphic history of the southern Neuquén basin (39°–40° 30′ S, Argentina): implications for foreland basin evolution. Basin Research 27(5), 613-635.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablationinductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology 211, 47-69.
- Jordan, T. E. 1995. Retroarc foreland and related basins, in Tectonics of Sedimentary Basins, edited by C. J. Busby and R. V. Ingersoll, pp. 331-362., Blackwell Science, Oxford, England.
- Kataoka, K. 2003. Volcaniclastic remobilization and resedimentation in distal terrestrial settings in response to large-volume rhyolitic eruptions: examples from the Plio-Pleistocene volcaniclastic sediments, central Japan. Journal of Geosciences (46), 47-65.
- Kataoka, K. S., Manville, V., Nakajo, T., y Urabe, A. 2009. Impacts of explosive volcanism on distal alluvial sedimentation: examples from the Pliocene–Holocene volcaniclastic successions of Japan. Sedimentary Geology, 220(3-4), 306-317.
- Kataoka, K. 2005. Distal fluvio-lacustrine volcaniclastic resedimentation in response to an explosive silicic eruption: the Pliocene Mushono tephra bed, central Japan. Geological Society of America Bulletin 117, 3–17.
- Kataoka, K., Nakajo, T. 2004. Flow transformation and depositional organization of debris flow hyperconcentrated flow — streamflow spectrum in volcanic fan-delta setting: the Pleistocene Lower and Middle Formations, Yachiho Group, central Japan. Journal of the Sedimentary Society of Japan 59, 17–26.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophysical Journal International, 62(3), 699-718.
- Kleinert, K., Strecker, M. R., 2001, Climate change in response to orographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa Maria basin, northwestern Argentina: Geological Society of America Bulletin, v. 113(6), p. 728-742.
- Kohn, M.J., Strömberg, C.A.E., Madden, R.H., Dunn, R.E., Evans, S., Palacios, A., Carlini, A.A., 2015. Quasi-static Eocene-Oligocene climate in Patagonia promotes slow faunal evolution and mid-Cenozoic global cooling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 435, 24–37. http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.05.028.
- Kovda, I., Mermut, A. 2010. Vertic features. In: Stoops, G., Marcelino, V. y Mees, F. (Eds.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, p. 109–127.
- Kühn, P., Aguilar, J. y Miedema, R. 2010. Textural features and related horizons. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, p. 217–250.
- Lambert, F., Delmonte, B., Petit, J.R., Bigler, M., Kaufmann, P.R., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., Ruth, U., Steffensen, J.P. y Maggi, V. 2008. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. Nature 452, 616e619.

- Lara, L., Moreno, H. 2004. Geología del Área Liquiñe-Neltume, Regiones de La Araucanía y de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 83, 23.
- Lavigne, F. y Thouret, J.-C. 2002. Sediment transport and deposition by rain-triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. Geomorphology 49, 45–69.
- Lewis, A. R., Marchant, D. R., Ashworth, A. C., Hemming, S. R., Machlus, M. L. 2007. Major middle Miocene global climate change: Evidence from East Antarctica and the Transantarctic Mountains. Geological Society of America Bulletin 119 (11-12): 1449-1461.
- Ljungner, E. 1931. Geologische Aufnahmen in der patagonischen Kordillera. University of Upsala, Geological Institute, Bulletin, 23, 203.
- López, M., García, M., Bucher, J., Funes, D., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A. M., Valencia,
 V., Franzese, J. 2019. Structural evolution and deformation events of the Collón Cura Basin:
 Tectonostratigraphic implications for the North Patagonian foreland at the foot of the Andes:
 Journal of South American Earth Sciences, 93, 424-438.
- Mack, G. H., James, W. C. y Monger, H. C. 1993. Classification of paleosols. Geological Society of American Bulletin, 105, 129-136.
- Maestro, E. 2008. Sedimentary evolution of the Late Eocene Vernet lacustrine system (South-Central Pyrenees). Tectono-climatic control in an alluvial-lacustrine piggyback basin. Journal of Paleolimnology, 40(4): 1053-1078.
- Mahowald, N., Kohfeld, K., Hansson, M., Balkanski, Y., Harrison, S. P., Prentice, I. C. y Rodhe, H. 1999. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 104(D13), 15895-15916.
- Major, J.J., Janda, R.J., Daag, A.S.1996. Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle, pp. 895–919.
- Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L. y Costa, J.E. 2000. Sediment yield following severe volcanic disturbance A two decade perspective from Mount St. Helens. Geology 28, 819–822.
- Manville, V., Hodgson, K.A., Houghton, B.F., Keys, J.R.H. y White, J.D.L. 2000. Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at an active, snow-capped stratovolcano, Ruapehu, New Zealand. Bulletin of Volcanology 62, 278–293.
- Manville, V., Németh, K., y Kano, K. 2009. Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcaniclastic processes, deposits, and hazards. Sedimentary Geology, 220(3-4), 136-161.
- Manville, V.R., 2001. Sedimentology and history of Lake Reporoa: an ephemeral upraignimbrite lake, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. In: White, J.D.L., Riggs, R. (Eds.). Volcanogenic sedimentation in lacustrine settings. International Association of Sedimentologists Special Publication, vol. 30. Blackwell Science, Oxford, pp. 109–140.

- Marenssi, S. A., Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Schencman, L. J., y Diaz, M. Y. 2015. Using fluvial cyclicity to decipher the interaction of basement-and fold-thrust-belt tectonics in a broken foreland basin: Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. Journal of Sedimentary Research, 85(4), 361-380.
- Markovic, S.B., Bokhorst, M., Vandenberghe, J., Oches, E.A., Zoller, L., McCoy, W.D., Gaudenyi, T., Jovanovic, M., Hambach, U., Machalett, B. 2008. Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, North Serbia. Journal of Quaternary Science 23, 73 e 84.
- Markovic, S.B., Oches, E.A., Sumegi, P., Jovnovic c, M. y Gaudenyi, T. 2006. An introduction to the Upper and Middle Pleistocene loess-paleosol sequences of Ruma section (Vojvodina, Serbia). Quaternary International 149, 80e86.
- Marshall, L.G., Pascual, R., Curtis, G.H., Drake, R.E. 1977. South American geochronology: radiometric time scale for middle to late tertiary mammalbearing horizons in Patagonia. Science 195, 1325-1328.
- Martínez, O. A. y Kutschker A. 2011. The 'Rodados Patagónicos' (Patagonian shingle formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. Biological Journal of the Linnean Society 103.2 (2011): 336-345.
- Martinsen, O. J., Ryseth, A. L. F., Helland-Hansen, W, Flesche, H., Torkildsen, G., y Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson sandstone (Campanian), rock springs uplift, SW Wyoming, USA. Sedimentology, 46(2), 235-263.
- Maynard, J.B. 1992. Chemistry of modern soils as guide for interpreting Precambrian palaeosols. The Journal of Geology 100: 279–289.
- Mazzoni, M. M., Stura, S. 1990. El Miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu, Formación Collón-Curá (Mioceno), provincias de Río Negro y Neuquén. Actas de la Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan, 187-192.
- Mazzoni, M.M., Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of Tertiary Ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia: 11 Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas vol. 2. Pp. 87–90.
- McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmanian Government Printing Office, Tasmania, 196.
- Mercer, J. H., y Sutter, J. F. 1982. Late Miocene—earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice-sheet history. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 38(3-4), 185-206.
- Meyer, D.F. y Janda, R.J. 1986. Sedimentation downstream from the 18 May 1980 North Fork Toutle River debris avalanche deposit, Mount St. Helens, Washington. In: Keller, S.A.C. (Ed.), Mount St. Helens: 5 years later. Washington University Press, Washington D.C., pp. 68–86.
- Meyer, D.F. y Martinson, H.A. 1989. Rates and processes of channel development and recovery following the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. Journal of the Hydrological Sciences 34, 115–127.
- Miall, A. D. 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. Sedimentology, 42(2), 379-379.

Miall, A. D. 1996. The geology of fluvial deposits. Springer Verlag, Berlín, 582 p.

- Miall, A. D. 2014. Fluvial depositional systems. Vol. 14. Berlin: Springer.
- Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R., y Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2.
 Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. p. 117-133
- Mitrovica, J. X., Beaumont, C.y Jarvis G. T. 1989. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. Tectonics 8.5: 1079-1094.
- Morabito, E. G., Ramos, V. A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38 30'–40 30' S). Journal of South American Earth Sciences, 38, 13-30.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R. J., Brook, M., Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39–42 S): Preliminary results. Journal of South American Earth Sciences, 1(3), 309-316.
- Németh, K. 2010. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. What is a Volcano? vol. 470, p. 43
- Németh, K., y Martin, U. 2007. Practical volcanology. Geological Institute of Hungary.
- Németh, K., y Palmer, J. 2018. Geological mapping of volcanic terrains: Discussion on concepts, facies models, scales, and resolutions from New Zealand perspective. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 385, 27-45.
- Nichols, G. 2011. Endorheic basins. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances: 621-632.
- Nichols, G. 2004. Sedimentation and base-level in an endorheic basin: The early Miocene of the Ebro Basin, Spain. Boletín Geológico y Minero, 115(3): 427-438.
- Nivière, B., Huyghe, D., Bonnel, C., y Lacan, P. 2019. Neogene sedimentation and tectonics in the Collón Curá basin (Patagonian Andes of Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 96, 102244.
- Nordt, L.C., y Dreise, S.D. 2010. New weathering index improves paleorainfall estimates from vertisols. Geology 38: 407–410.
- North American Commision on Stratigraphic Nomenclature 1983. North American Stratigraphic code. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67:841-875
- Nullo, F. E. 1979. Descripción geológica de la hoja 39c, Paso Flores: provincia de Río Negro: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional.
- Ollier, C. 1981. Tectonics and landforms. Longmen Addison-Wesley-Longman, Reading, Mass., (No. 551.1 O5) 324 pp.
- Ortiz-Jaureguizar, E., Cladera, G.A. 2006, Paleoenvironmental evolution of Southern South America during the Cenozoic: Journal of Arid Environments, v. 66, p. 498–532.
- Orton, G.J. 1996. Volcanic environments. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, pp. 485–567.
- Orts, D. L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V. A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41° 30'-43° S). Tectonics, 31(3) p. 24
- Palmer, B.A., Shawkey, E.P. 1997. Lacustrine sedimentation processes and patterns during effusive and explosive volcanism, Challis volcanic field, Idaho. Journal of Sedimentary Research 67, 154–167.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Caminos, R., Llambías, E., Párica, C. 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 5(3-4), 321-325.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. Journal of the Geological Society, 156(4), 673-694.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6(3), p. 233-248.
- Pareschi, M.T., Santacroce, R., Sulpizio, R. y Zanchetta, G. 2002. Volcaniclastic debris flows in the Clanio Valley (Campania, Italy): insights for the assessment of hazard potential. Geomorphology 43, 219–231.
- Pascual, R., Rivas, O. E. O. 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. Ameghiniana, 8(3-4), 372-412.
- Pécsi, M. 1990. Loess is not just the accumulation of dust. Quaternary International, 7, 1-21.
- Petrinovic y D'Elia 2018. Rocas Volcaniclásticas: Depósitos, Procesos y Modelos de Facies. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial Nº 3.
- Pysklywec, R. N., y Mitrovica J. X. 1999. The role of subduction-induced subsidence in the evolution of the Karoo Basin. The Journal of Geology 107.2: 155-164.
- Quirk, D. G. 1996. 'Base profile': a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy." Geological Society, London, Special Publications 104.1: 37-49.
- Rabassa, J. 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Rio Negro, Argentina.
 Fundación Bariloche, Departamento Recursos Naturales y Energéticos, San Carlos de Bariloche, 17, pp. 129.
- Raigemborn, M. S., Krapovickas, V., Beilinson, E., Peral, L. E. G., Zucol, A. F., Zapata, L., Sial, A. N.
 2018, Multiproxy studies of Early Miocene pedogenic calcretes in the Santa Cruz formation of southern Patagonia, Argentina indicate the existence of a warm temperate vegetation adapted to a fluctuating water table: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 500, p. 1-23.
- Raigemborn, M. S., Krapovickas, V., Beilinson, E., Peral, L. E. G., Zucol, A. F., Zapata, L., Kay, M. R.
 F., Bargo, M. S., Vizcaíno, S. F., y Sial, A. N. 2018. 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.
- Ramos, M. E., Tobal, J. E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D. L., Giménez, M., Ramos, V. A. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene,

analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~ 42° S). Journal of South American Earth Sciences, 64, 467-485.

- Ramos, M.E., Folguera, A., Fennell, L., Gimenez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y., Ramos, V.A. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39-40°S). Journal of South American Earth Sciences 51, 59-75.
- Ramos, M.E., Tobal, J.E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D.L., Giménez, M., Ramos, V.A. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U-Pb dating (~ 42° S). Journal of South American Earth Sciences 64, 467-485.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y recursos Minerales, Anales, 29(3), 41-96.
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., y Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes: Journal of South American Earth Sciences, v. 15(1), p. 59-78.
- Ramos, V. A., Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time: Geological Society, London, Special Publications, v. 327(1), p. 31-54.
- Ramos, V.A. 1978. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica. 7 Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas vol. 7, pp. 423-435.
- Rapela, C. W., Kay, S. M. 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11(3), 175-182.
- Rapela, C. W., Munizaga, F., Dalla Salda, L., Hervé, F., Parada, M. A., Cingolani, C. 1987. Nuevas edades K-Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes patagónicos. Congreso Geológico Argentino (No. 10, pp. 18-20).
- Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Merodio, J. C., y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40 S–42 30' S). Journal of South American Earth Sciences, 1(1), 75-88.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. Geological Society of America, Special Papers 216: 1-20.
- Retallack, G. J. 1994. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. Factors of soil formation, Special Publication: A fiftieth anniversary retrospective, 33, 31-64.
- Retallack, G.J. 2001. Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology. Blackwell Science Ltd., Oxford 404 pp.
- Ricaardi, A. C. y Gulisano, C. A., 1990. Unidades Limitadas por discontinuidades. Su aplicación en el Jurásico andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45: 346-364.
- Rodolfo, K.S., Arguden, A.T., Solidum, R.U. y Umbal, J.V., 1989. Anatomy and behaviour of a posteruptive rain lahar triggered by a typhoon on Mayon Volcano, Philippines. Bulletin of the International Association of Engineering Geologists 40, 55–66.
- Rodolfo, K.S., Umbal, J.V., Alonso, R.A., Remotigue, C.T., Paladio-Melosantos, M.L., Salvador, J.H.G., Evangelista, D., Miller, Y., 1996. Two years of lahars on the western flank of Mount Pinatubo: initiation, flow processes, deposits, and attendant geomorphic and hydraulic changes.

In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle, pp. 989–1013.

- Roe, G. H., 2005, Orographic precipitation. Annual Revision Earth Planetary Sciences, v. 33, p. 645-671.
- Rohrmann, A., Sachse, D., Mulch, A., Pingel, H., Tofelde, S., Alonso, R. N., Strecker, M. R., 2016,
 Miocene orographic uplift forces rapid hydrological change in the southern central Andes:
 Scientific reports, v. 6, p. 35678.
- Romans, B. W., Castelltort, S., Covault, J. A., Fildani, A., y Walsh, J. P. 2016. Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales. Earth-Science Reviews, 153, 7-29.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38 S and 42 S latitude. Tectonics, *25*(4).
- Rossignol, C., Hallot, E., Bourquin, S., Poujol, M., Jolivet, M., Pellenard, P., Ducassou, C., Nalpas, T., Heilbronn, G., Yu, J., Dabard, M.-P. 2019. Using volcaniclastic rocks to constrain sedimentation ages: to what extent are volcanism and sedimentation synchronous? Sedimentary Geology, 381, 46–64.
- Roth, S. 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina: apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén (Diciembre de 1895 a junio de 1896). Revista del Museo de La Plata, 9, 141-196.
- Roux, J. P. 2012. A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 2: continental conditions: Sedimentary Geology, v. 247, p. 21-38.
- Sacristán-Horcajada, S., Arribas, M. E., y Mas, R. 2016. Pedogenetic calcretes in early syn-rift alluvial systems (Upper Jurassic, West Cameros Basin), northern Spain. Journal of Sedimentary Research, 86(3), 268-286.
- Schumm, Stanley A. 1986. Alluvial river response to active tectonics. Active tectonics: 80-94.
- Scott, K.M., Hoblitt, R.E., Torres, R.C., Self, S., Martinex, M.M.L., Nillos, T.J. 1996. Pyroclastic flows of the June 15, 1991, climactic eruption of Mount Pinatubo. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle, pp. 545–570.
- Scott, K.M., Janda, R.J., De La Cruz, E.G., Gabinete, E., Eto, I., Isada, M., Sexon, M. y Hadley, K.C., 1996. Channel and sedimentation responses to large volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle, pp. 971–988.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W. y Devoli, G., 2005. Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. Earth Surface Processes and Landforms 30, 59–79.
- Sesana, F. L. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas, 3, 99-105.
- Shanley, K. W. y McCabe, P. J. 1994 Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 1994, vol. 78, no 4, p. 544-568.

- Sheldon, N. D., y Tabor, N. J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth-Science Reviews 95(1-2): 1-52.
- Sheldon, N.D., Retallack, G., y Tanaka, S. 2002. Geochemmical climofunctions from North American soils and application to palaeosols across the Eocene Oligocene boundary in Oregon. Journal of Geology 110: 687–696.
- Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F., y Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35-36 S, Malargüe. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(4), 627-643.
- Smalley, I., Marković, S. B., y Svirčev, Z. 2011. Loess is [almost totally formed by] the accumulation of dust. Quaternary International, 240(1-2), 4-11.
- Smalley, I., Marković, S. B., y Svirčev, Z. 2011. Loess is [almost totally formed by] the accumulation of dust. Quaternary International, 240(1-2), 4-11.
- Smith, G. A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: Terminology and depositional process. Geological Society of America Bulletin, 97(1), 1-10.
- Smith, G. A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. Journal of Sedimentary Research 57(4).
- Smith, G. A. 1988. Sedimentology of proximal to distal volcaniclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. Sedimentology, 35(6), 953-977.
- Smith, G. A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments.
- Smith, G. A. 1994. Climatic influences on continental deposition during late-stage filling of an extensional basin, southeastern Arizona. Geological Society of America Bulletin, 106(9), 1212-1228.
- Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.), Sedimentation in Volcanic Settings: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, vol. 45, pp. 10–25. Tulsa.
- Smith, R.C.M., Smith, I.E.M., Browne, P.R.L. y Hochstein, M.P. 1993. Volcano-tectonic controls on sedimentation in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. In: Ballance, P.F. (Ed.), South Pacific Sedimentary Basins. Sedimentary Basins of the World. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, pp. 143–156.
- Smith, R.H.M. 1986. Sedimentation and palaeoenvironments of Late Cretaceous craterlake deposits in Bushmanland, South Africa. Sedimentology 33, 369–386.
- Sobel, E. R., Hilley, G. E., y Strecker, M. R. 2003. Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B7).
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11(3), 211-215.
- Stolt, M. H., y Lindbo, D. L. 2010. Soil organic matter. In Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths (pp. 369-396). Elsevier.

- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America Inc.
- Streck, M.J. y Grunder, A.L. 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet; the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. Bulletin of Volcanology 57: 151-169.
- Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B., Sobel, E. R. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina, Busby, C., and Azor, A., Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances: USA, Blackwell Publishing Ltd., p. 508-521.
- Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B., y Sobel, E. R. 2011. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent advances, 508-521.
- Sturm, M., y Matter, A. 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents (pp. 147-168). Blackwell Publishing Ltd.
- Sun, J., Zhang, Z. 2008. Palynological evidence for the mid-Miocene climatic optimum recorded in Cenozoic sediments of the Tian Shan Range, northwestern China. Global and Planetary Change 64(1): 53-68.
- Suppe, J., Chou, G. T., y Hook, S. C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. Thrust Tectonics (pp. 105-121). Springer, Dordrecht.
- Tabor, N. J., y Myers, T. S. 2015. Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 43, 333-361.
- Thomson, S. N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42 S and 46 S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. Geological Society of America Bulletin, 114(9), 1159-1173.
- Thomson, S. N., Brandon, M. T., Tomkin, J. H., Reiners, P. W., Vásquez, C., y Wilson, N. J. 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. Nature, 467(7313), 313.
- Tiercelin, J. J., y Lezzar, K. E. 2002. A 300 million years history of rift lakes in Central and East Africa: an updated broad review. In The East African great lakes: limnology, palaeolimnology and biodiversity (pp. 3-60).
- Tomkin, J. H., y Roe, G. H. 2007. Climate and tectonic controls on glaciated critical-taper orogens. Earth and Planetary Science Letters, 262(3-4), 385-397.
- Tripaldi, A., y Limarino, C. O. 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 15(1), 43-66.
- Trombotto, D., y Ahumada A. L. 1995. Análisis de estructuras sedimentarias en los 'Rodados Patagónicos' causadas por la presencia del permafrost en el criómero Penfordd, Puerto Madryn, Nordpatagonia. Revista Chilena de Historia Natural 68: 79-91.

- Turner, J. C. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(2), 153-184.
- Turner, J.C.M. 1973. Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 138, 1-86.
- Twidale, C. R. 1966. Late Cainozoic activity of the Selwyn upwarp, northwest Queensland. Journal of the Geological Society of Australia, 13(2), 491-494.
- Uliana, M. 1978. Estratigrafía del Terciario. In Geología y recursos naturales del Neuquén. 7 Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Relatorio 1, pp. 67-83.
- Uliana, M. A., Robbiano, J. R. 1974. Pseudopliegues de la Formación Collón Curá en Cañadón Quiñi
 Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del Águila (Cerro Bayo) provincia de Río Negro y Neuquén,
 Rep. Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 29, 213-222.
- Valero, L., Huerta, P., Garcés, M., Armenteros, I., Beamud, E., y Gómez-Paccard, M. 2017. Linking sedimentation rates and large-scale architecture for facies prediction in nonmarine basins (Paleogene, Almazán Basin, Spain). Basin Research 29(S1): 213-232.
- Varela, A. N. 2015. Tectonic control of accommodation space and sediment supply within the Mata Amarilla Formation (lower Upper Cretaceous) Patagonia, Argentina. Sedimentology, 62(3), 867-896.
- Varela, A. N., Raigemborn, M. S., Richiano, S., White, T., Poiré, D. G., y 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, R., Basei, M. A., Cingolani, C. A., Siga Jr, O., Passarelli, C. R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile, 32(2), 167-187.
- Veiga, D.G., Spalletti, A.L. y Flint, S.S. 2008. Anatomy of fluvial lowstand wedge: the Avilé member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquén Basin (northwest Neuquén Province), Argentina. In: Sedimentary Processes, Environments and Basins, A tribute to Peter Friend (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola). International Association of Sedimentology. Special Publication, 38, 341–365.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., Welsink, H. J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19(2), 85-107.
- Walker, G. P. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17(1-4), 65-88.
- Wang, Y. y Zheng, S. 1989. Paleosol nodules as Pleistocene paleoclimatic indicators. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 76, 39–44.
- Wenzens, G. 2006. Terminal moraines, outwash plains, and lake terraces in the vicinity of Lago Cardiel (49° S; Patagonia, Argentina)—evidence for Miocene Andean foreland glaciations. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 38(2), 276-291.

- Whipple, K. X. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. Nature Geoscience, 2(2), 97.
- Whipple, K. X., y Meade, B. J. 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. Earth and Planetary Science Letters, 243(1-2), 218-228.
- White, J.D.L. y Riggs, N.R. (Eds.), 2001. Volcanogenic sedimentation in lacustrine settings. International Association of Sedimentologists Special Publication, vol. 30. Blackwell Science, Oxford. 309 pp.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E., 1991. Calcretes: An Introduction. In: Wright, V.P., Tucker, M. (Eds.), Calcretes. IAS Reprint Series 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 1–22.
- You, Y., Huber, M., Müller, R. D., Poulsen, C. J., Ribbe, J. 2009. Simulation of the middle Miocene climate optimum. Geophysical Research Letters 36(4).
- Yrigoyen, M.R. 1969. Problemas estratigraficos del tertciaro de Argentina. Ameghiniana 6, 315–329.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Pareschi, M.T., Leoni, F.M., Santacroce, R., 2004. Characteristics of May 5–6, 1998 volcaniclastic debris flows in the Sarno area (Campania, southern Italy): relationships to structural damage and hazard zonation. Journal of Volcanology and Geothermal Research 133, 377–393.
- Zhang, L., Wang, C., Li, X., Cao, K., Song, Y., Hu, B., Lu, D., Wang, Q., Du, X. y Cao, S., 2016. A new paleoclimate classification for deep time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 443, 98–106.



1. Análisis geocronológico

1.1 Muestra CC-2D: Miembro Pilcaniyeu, Formación Collón Cura, Estancia Collón Cura, UTM 19G 358438.77 E - 5549577.72 S.



| CHRONUS | Version 2.0.0-alpha.3 | | By Felipe | Valenca | 6.1 | 10.00 | 1 | 5.5.551 | | | Data fo | r Wetherill p | lot 4 | |
|------------|-----------------------|----------|-----------|-----------|-------|-------------|-------|--------------------------------------|------|------------|---------|---------------|-------|------|
| Identifier | Comments | 206* (%) | 204Pb cps | 206Pb mV1 | Th/U | 206Pb/204Pb | 10% | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | Ισ % | 207Pb/235U | 1σ % | 206Pb/238U | 10 % | Rho |
| 005-ZR3 | | 0.6282 | 7 | 0.0001 | 0.535 | 2488 | 15.91 | 0.04846 | 2.84 | 0.016 | 3.04 | 0.0024 | 1.04 | 0.34 |
| 009-ZR7 | Tera-Wasserburg | 2.1502 | 13 | 0.0000 | 0.471 | 727 | 20.56 | 0.04733 | 3.53 | 0.016 | 3.72 | 0.0024 | 1.14 | 0.31 |
| 011-ZR9 | Tera-Wasserburg | 0.5638 | 10 | 0.0000 | 0.461 | 2772 | 44.10 | 0.04764 | 3.57 | 0.016 | 3.74 | 0.0024 | 1.06 | 0.28 |
| 017-ZR11 | | 1.3318 | 11 | 0.0000 | 0.511 | 1173 | 18.57 | 0.04981 | 3.96 | 0.017 | 4.08 | 0.0025 | 0.88 | 0.22 |
| 019-ZR13 | | 0.7840 | 11 | 0.0001 | 0.545 | 1993 | 14.60 | 0.04852 | 2.13 | 0.016 | 2.28 | 0.0024 | 0.72 | 0.31 |
| 021-ZR15 | | 0.7022 | 11 | 0.0000 | 0.355 | 2226 | 42.51 | 0.04984 | 3.27 | 0.016 | 3.45 | 0.0024 | 1.04 | 0.30 |
| 033-ZR23 | Tera-Wasserburg | 0.7286 | 12 | 0.0000 | 0.545 | 2145 | 16.79 | 0.04977 | 3.05 | 0.016 | 3.18 | 0.0024 | 0.82 | 0.26 |
| 035-ZR24E | B Tera-Wasserburg | 1.3169 | 14 | 0.0000 | 0.404 | 1187 | 16.91 | 0.04716 | 2.84 | 0.016 | 3.00 | 0.0024 | 0.89 | 0.30 |
| 040-ZR29 | Tera-Wasserburg | 0.6478 | 10 | 0.0001 | 0.638 | 2412 | 28.71 | 0.04690 | 2.79 | 0.016 | 2.91 | 0.0024 | 0.75 | 0.26 |
| 044-ZR31 | | 1.4335 | 5 | 0.0000 | 0.274 | 1090 | 9.98 | 0.05131 | 4.20 | 0.017 | 4.33 | 0.0024 | 0.99 | 0.23 |
| 050-ZR37 | Tera-Wasserburg | 0.3683 | 7 | 0.0000 | 0.445 | 4243 | 51.64 | 0.05006 | 4.34 | 0.017 | 4.43 | 0.0024 | 0.81 | 0.18 |
| 057-ZR42 | | 1.2824 | 11 | 0.0000 | 0.411 | 1219 | 17.28 | 0.04700 | 2.83 | 0.017 | 2.97 | 0.0025 | 0.81 | 0.27 |
| 058-ZR43 | Tera-Wasserburg | 0.8237 | 12 | 0.0000 | 0.571 | 1897 | 40.92 | 0.05003 | 2.61 | 0.016 | 2.73 | 0.0024 | 0.73 | 0.27 |
| 060-ZR45 | | 1.2945 | 11 | 0.0000 | 0.608 | 1207 | 16.71 | 0.04639 | 4.91 | 0.016 | 5.06 | 0.0025 | 1.18 | 0.23 |
| 061-ZR46 | Tera-Wasserburg | 0.6830 | 9 | 0.0001 | 0.690 | 2288 | 13.40 | 0.04751 | 2.69 | 0.016 | 2.81 | 0.0024 | 0.71 | 0.25 |
| 063-ZR48 | | 0.6647 | 10 | 0.0001 | 1.040 | 2351 | 19.13 | 0.04459 | 3.62 | 0.015 | 3.78 | 0.0024 | 1.02 | 0.27 |
| 064-ZR49 | | 0.8697 | 13 | 0.0001 | 0.749 | 1797 | 16.63 | 0.04590 | 4.41 | 0.015 | 4.49 | 0.0024 | 0.71 | 0.16 |
| 065-ZR50 | | 0.5510 | 10 | 0.0001 | 0.562 | 2836 | 13.77 | 0.04642 | 2.78 | 0.015 | 2.93 | 0.0023 | 0.87 | 0.30 |
| 068-ZR51 | Tera-Wasserburg | 1.0698 | 11 | 0.0000 | 0.450 | 1461 | 22.36 | 0.04996 | 4.51 | 0.016 | 4.67 | 0.0024 | 1.15 | 0.25 |
| 071-ZR54 | | 0.4036 | 13 | 0.0001 | 0.915 | 3873 | 19.37 | 0.04506 | 3.12 | 0.015 | 3.20 | 0.0024 | 0.58 | 0.18 |
| 075-ZR58 | | 1.1554 | 10 | 0.0000 | 0.554 | 1353 | 17.53 | 0.05149 | 2.53 | 0.017 | 2.79 | 0.0023 | 1.12 | 0.40 |
| 085-ZR66 | | 1.9466 | 13 | 0.0000 | 0.451 | 803 | 19.91 | 0.05109 | 3.85 | 0.017 | 4.03 | 0.0025 | 1.13 | 0.28 |
| 087-ZR68 | | 0.5633 | 8 | 0.0001 | 0.797 | 2774 | 15.89 | 0.05141 | 2.31 | 0.017 | 2.47 | 0.0024 | 0.79 | 0.32 |
| 089-ZR70 | Tera-Wasserburg | 0.6098 | 7 | 0.0001 | 0.668 | 2563 | 11.61 | 0.04897 | 3.22 | 0.016 | 3.35 | 0.0024 | 0.84 | 0.25 |
| 094-ZR73 | | 0.5156 | 11 | 0.0000 | 0.409 | 3031 | 38.02 | 0.04644 | 2.77 | 0.016 | 2.88 | 0.0025 | 0.69 | 0.24 |
| 099-ZR78 | Tera-Wasserburg | 0.6994 | 7 | 0.0001 | 0.456 | 2234 | 11.95 | 0.05010 | 2.32 | 0.017 | 2.45 | 0.0024 | 0.69 | 0.28 |
| 105-ZR82 | Tera-Wasserburg | 1.3941 | 11 | 0.0000 | 0.337 | 1121 | 13.72 | 0.04885 | 3.80 | 0.016 | 3.91 | 0.0024 | 0.86 | 0.22 |
| 106-ZR83 | | 0.1668 | 7 | 0.0002 | 1.103 | 9369 | 11.48 | 0.04898 | 1.45 | 0.017 | 1.61 | 0.0025 | 0.60 | 0.37 |
| 108-ZR84E | 3 | 0.6476 | 5 | 0.0001 | 0.479 | 2413 | 11.02 | 0.04819 | 3.67 | 0.016 | 3.77 | 0.0025 | 0.77 | 0.20 |
| 109-ZR85 | | 0.7470 | 8 | 0.0001 | 0.590 | 2092 | 12.34 | 0.04984 | 1.91 | 0.017 | 2.16 | 0.0024 | 0.93 | 0.43 |
| 110-ZR86 | | 0.7164 | 8 | 0.0001 | 0.605 | 2182 | 13.22 | 0.04270 | 4.55 | 0.014 | 4.64 | 0.0024 | 0.83 | 0.18 |
| 111-ZR87 | | 0.9750 | 11 | 0.0001 | 0.492 | 1603 | 17.10 | 0.05096 | 2.47 | 0.017 | 2.61 | 0.0025 | 0.76 | 0.29 |
| 112-ZR88 | | 0.7616 | 8 | 0.0000 | 0.438 | 2052 | 13.47 | 0.04930 | 2.92 | 0.017 | 3.02 | 0.0025 | 0.65 | 0.22 |
| 119-ZR93 | | 0.4602 | 9 | 0.0001 | 0.668 | 3396 | 26.30 | 0.04596 | 2.80 | 0.016 | 2.92 | 0.0025 | 0.75 | 0.26 |
| 121-ZR95 | | 0.8715 | 9 | 0.0000 | 0.434 | 1793 | 17.47 | 0.04963 | 2.34 | 0.017 | 2.45 | 0.0025 | 0.62 | 0.25 |
| 124-ZR98 | | 0.4056 | 12 | 0.0001 | 0.767 | 3853 | 14.47 | 0.04831 | 2.04 | 0.017 | 2.18 | 0.0025 | 0.66 | 0.30 |
| 125-ZR99 | Tera-Wasserburg | 1.5679 | 12 | 0.0000 | 0.470 | 997 | 19.08 | 0.04810 | 2.83 | 0.016 | 2.98 | 0.0024 | 0.87 | 0.29 |

| 21-ZR95 | | | 0.8715 | 9 | 0.000 | 0 0.434 | 1793 | 17.47 | 0.04963 | 2.34 | 0.017 | 2.45 | 0.0025 | 0.62 | 0.2 |
|---------|-------------|--------|----------|----|--------|------------|--------|------------|---------|----------------------|-----------|----------|--------|------|-----|
| 24-ZR98 | - | | 0.4056 | 12 | 0.000 | 01 0.767 | 3853 | 14.47 | 0.04831 | 2.04 | 0.017 | 2.18 | 0.0025 | 0.66 | 0.3 |
| 5-ZR99 | Tera-Wass | erburg | 1.5679 | 12 | 0.000 | 0 0.470 | 997 | 19.08 | 0.04810 | 2.83 | 0.016 | 2.98 | 0.0024 | 0.87 | 0.2 |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | _ | 1.0 | | | - Albert A | | | - | | | | - | | |
| 1.00 | 207 | | Ages4 | 8 | | 207-1.225. | | | 5 | | | 7 | - | - | |
| | 20'Pb/200Pb | 2σ abs | 200Pb/23 | °U | 2σ abs | 20"Pb/235U | 2σ abs | % U-Pb dis | se % U- | Pb disc ^o | Idade Pre | ferida ' | 2σ abs | | |
| | 122 | 131 | 15 | | 0.32 | 16 | 0.96 | 87.49 | | 4.4 | 15 | | 0.32 | | |
| | 66 | 164 | 15 | | 0.35 | 16 | 1.17 | 76.44 | | 2.1 | 15 | | 0.35 | | |
| | 82 | 165 | 16 | | 0.33 | 16 | 1.19 | 80.97 | - | 2.7 | 16 | | 0.33 | | |
| | 186 | 180 | 16 | | 0.28 | 17 | 1.38 | 91.44 | | 6.9 | 16 | | 0.28 | - | |
| | 125 | 99 | 16 | | 0.22 | 16 | 0.74 | 87.39 | - | 4.5 | 16 | | 0.22 | - | |
| | 187 | 149 | 15 | | 0.32 | 16 | 1.12 | 91.88 | 1 | 7.0 | 15 | | 0.32 | | |
| | 184 | 139 | 15 | | 0.25 | 16 | 1.04 | 91.65 | - | 6.8 | 15 | | 0.25 | | |
| | 57 | 133 | 16 | | 0.28 | 16 | 0.94 | 72.76 | 5 1 m.* | 1.7 | 16 | | 0.28 | | |
| | 44 | 131 | 16 | | 0.23 | 16 | 0.91 | 64.69 | 111 | 1.2 | 16 | | 0.23 | | |
| | 255 | 187 | 15 | | 0.30 | 17 | 1.45 | 94.00 | | 9.6 | 15 | | 0.30 | | |
| | 198 | 196 | 15 | | 0.25 | 17 | 1.47 | 92.18 | - 1.5. | 7.4 | 15 | | 0.25 | | |
| | 49 | 133 | 16 | | 0.26 | 17 | 0.98 | 66.75 | | 1.4 | 16 | | 0.26 | | |
| | 197 | 119 | 15 | | 0.22 | 17 | 0.90 | 92.17 | | 7.3 | 15 | | 0.22 | | |
| | 18 | 228 | 16 | | 0.38 | 16 | 1.61 | 11.17 | - 11-11 | 0.1 | 16 | | 0.38 | | |
| | 75 | 126 | 16 | | 0.22 | 16 | 0.89 | 79.18 | T T S | 2.4 | 16 | | 0.22 | | |
| | -78 | 173 | 16 | | 0.32 | 15 | 1.14 | 120.17 | | 3.9 | 16 | | 0.32 | | |
| | -8 | 206 | 15 | | 0.22 | 15 | 1.36 | 304.82 | | -0.9 | 15 | | 0.22 | | |
| | 20 | 131 | 15 | | 0.26 | 15 | 0.88 | 23.54 | | 0.2 | 15 | | 0.26 | | |
| | 193 | 203 | 15 | | 0.35 | 17 | 1.53 | 92.04 | | 7.2 | 15 | | 0.35 | | |
| | -52 | 149 | 15 | | 0.18 | 15 | 0.96 | 129.46 | | 2.8 | 15 | | 0.18 | | |
| | 263 | 114 | 15 | | 0.33 | 17 | 0.92 | 94.30 | | 10.0 | 15 | | 0.33 | | |
| | 245 | 173 | 16 | | 0.36 | 18 | 1.40 | 93,49 | | 9.2 | 16 | | 0.36 | | |
| | 259 | 104 | 16 | | 0.25 | 17 | 0.84 | 94.01 | 111 | 9.8 | 16 | | 0.25 | | |
| | 146 | 148 | 16 | | 0.26 | 16 | 1.10 | 89.34 | 1.01 | 5.3 | 16 | | 0.26 | | |
| | 21 | 131 | 16 | | 0.22 | 16 | 0.92 | 22.44 | | 0.2 | 16 | | 0.22 | | |
| | 199 | 106 | 15 | | 0.21 | 17 | 0.81 | 92.23 | 1 11 18 | 7.4 | 15 | | 0.21 | | |
| | 140 | 174 | 16 | | 0.27 | 16 | 1.28 | 88.88 | 1 | 5.1 | 16 | | 0.27 | | |
| | 147 | 67 | 16 | | 0.19 | 17 | 0.54 | 89.01 | - | 53 | 16 | | 0.19 | | |
| | 109 | 169 | 16 | | 0.24 | 16 | 123 | 85.47 | | 3.8 | 16 | | 0.24 | | |
| | 187 | 88 | 16 | | 0.29 | 17 | 0.73 | 91.59 | | 7.0 | 16 | | 0.29 | | |
| | -185 | 220 | 15 | | 0.25 | 14 | 1 30 | 108 27 | | .84 | 15 | | 0.25 | | |
| | 239 | 112 | 16 | | 0.24 | 17 | 0.91 | 93.34 | | 90 | 16 | | 0.20 | | |
| | 162 | 134 | 10 | | 0.24 | 17 | 1.02 | 90.14 | | 5.0 | 10 | | 0.24 | | |
| | 102 | 122 | 10 | | 0.21 | 16 | 0.01 | 455 04 | | 0.9 | 10 | | 0.21 | | |
| | -4 | 107 | 10 | | 0.24 | 10 | 0.91 | 455.81 | | 6.6 | 10 | | 0.24 | | |
| | 1/0 | 107 | 10 | | 0.20 | 17 | 0.83 | 91.02 | - | 4.0 | 16 | | 0.20 | | |
| | 114 | 95 | 16 | | 0.21 | 17 | 0.72 | 85.99 | - | 4.0 | 16 | | 0.21 | | |
| | 104 | 131 | 15 | | 0.27 | 16 | 0.95 | 85.10 | | 3.0 | 15 | 5 | 0.27 | | |

1.2 Muestra RN-2D: Miembro Limay Chico, Formación Caleufú, La Rinconada, UTM 19H 348904.01 E - 5572808.16 S.



| Consula DNI OD | 10.00 | 1 | 1 | | | | Isotopic Rati | OS | | | |
|----------------|-------|------|------------|--------------|-------------|--------------|---------------|------------|--------------|--------------------------------------|--------------|
| Sample RN_2D | U ppm | U/Th | | P | b 207 Corre | ected | | | Non C | Corrected | |
| Zircons | | | 207Pb/235U | 2s Abs Error | 206Pb/238U | 2s Abs Error | Corr. Coef. | 238U/206Pb | 2s Abs Error | ²⁰⁷ Pb ^{/206} Pb | 2s Abs Error |
| RN-2D 1 | 522 | 0.5 | 0.01013 | 0.00143 | 0.00155 | 0.00010 | 0.828 | 644.4787 | 42.5960 | 0.0474 | 0.0044 |
| RN-2D 2 | 326 | 0.5 | 0.01233 | 0.00222 | 0.00159 | 0.00014 | 0.823 | 619.2094 | 53.3457 | 0.0561 | 0.0066 |
| RN-2D 3 | 334 | 0.8 | 0.01406 | 0.00211 | 0.00164 | 0.00010 | 0.842 | 595.8919 | 36.9876 | 0.0620 | 0.0062 |
| RN-2D 4 | 718 | 0.5 | 0.03725 | 0.00497 | 0.00198 | 0.00016 | 0.834 | 447.6360 | 32.0440 | 0.1367 | 0.0096 |
| RN-2D 5 | 584 | 0.4 | 0.01163 | 0.00154 | 0.00156 | 0.00009 | 0.833 | 635.3545 | 37.5427 | 0.0542 | 0.0048 |
| RN-2D_6 | 380 | 0.6 | 0.01708 | 0.00246 | 0.00169 | 0.00013 | 0.823 | 572.1069 | 41.4730 | 0.0734 | 0.0066 |
| RN-2D 7 | 417 | 0.6 | 0.01411 | 0.00201 | 0.00166 | 0.00010 | 0.834 | 591.4226 | 36.6872 | 0.0617 | 0.0058 |
| RN-2D 8 | 759 | 0.4 | 0.01101 | 0.00142 | 0.00159 | 0.00009 | 0.841 | 625.0845 | 34.4350 | 0.0502 | 0.0044 |
| RN-2D 9 | 487 | 0.4 | 0.01279 | 0.00142 | 0.00159 | 0.00009 | 0.828 | 617.9464 | 35.6927 | 0.0582 | 0.0040 |
| RN-2D 11 | 290 | 0.5 | 0.01618 | 0.00268 | 0.00163 | 0.00013 | 0.826 | 592.9675 | 44.7516 | 0.0719 | 0.0077 |
| RN-2D 13 | 436 | 0.3 | 0.02466 | 0.00295 | 0.00168 | 0.00011 | 0.829 | 548.3842 | 33.5593 | 0.1062 | 0.0073 |
| RN-2D 14 | 692 | 0.4 | 0.02078 | 0.00246 | 0.00167 | 0.00007 | 0.883 | 566.5859 | 23.1003 | 0.0905 | 0.0071 |
| RN-2D 15 | 680 | 0.6 | 0.02251 | 0.00237 | 0.00169 | 0.00009 | 0.831 | 554.0291 | 28.8243 | 0.0966 | 0.0060 |
| RN-2D 16 | 492 | 0.7 | 0.01436 | 0.00243 | 0.00161 | 0.00015 | 0.824 | 607.6899 | 53.8344 | 0.0648 | 0.0068 |
| RN-2D 17 | 387 | 0.7 | 0.02076 | 0.00432 | 0.00189 | 0.00021 | 0.820 | 506.8048 | 54.9415 | 0.0797 | 0.0101 |
| RN-2D 18 | 481 | 0.5 | 0.01376 | 0.00274 | 0.00170 | 0.00019 | 0.821 | 577.9098 | 62.0548 | 0.0586 | 0.0073 |
| RN-2D 19 | 282 | 0.3 | 0.03625 | 0.00758 | 0.00180 | 0.00019 | 0.821 | 485.1339 | 44.4660 | 0.1461 | 0.0174 |
| RN-2D 20 | 405 | 0.7 | 0.02177 | 0.00724 | 0.00168 | 0.00021 | 0.857 | 558.7137 | 64.9123 | 0.0939 | 0.0208 |
| RN-2D 21 | 568 | 0.4 | 0.03073 | 0.00541 | 0.00162 | 0.00017 | 0.832 | 545.8212 | 50.4828 | 0.1377 | 0.0129 |
| RN-2D 22 | 1045 | 0.3 | 0.01246 | 0.00193 | 0.00168 | 0.00012 | 0.834 | 590.2831 | 40.5665 | 0.0539 | 0.0056 |
| RN-2D 23 | 702 | 0.3 | 0.02314 | 0.00375 | 0.00167 | 0.00014 | 0.826 | 557.7262 | 42.9652 | 0.1006 | 0.0098 |
| RN-2D 25 | 326 | 0.4 | 0.01457 | 0.00323 | 0.00178 | 0.00018 | 0.822 | 553.2383 | 56,5071 | 0.0594 | 0.0087 |
| RN-2D 26 | 875 | 0.3 | 0.05520 | 0.00548 | 0.00679 | 0.00044 | 0.863 | 145.1003 | 9.2604 | 0.0590 | 0.0032 |
| RN-2D 30 | 339 | 0.8 | 0.01984 | 0.00408 | 0.00191 | 0.00025 | 0.839 | 503.4370 | 64.1173 | 0.0752 | 0.0086 |
| RN-2D 31 | 789 | 0.3 | 0.02544 | 0.00340 | 0.00159 | 0.00015 | 0.872 | 573.6081 | 49,7965 | 0.1162 | 0.0073 |
| RN-2D 33 | 511 | 0.4 | 0.02196 | 0.00393 | 0.00170 | 0.00017 | 0.824 | 552.4009 | 51.1750 | 0.0936 | 0.0099 |
| RN-2D 34 | 290 | 0.5 | 0.01527 | 0.00299 | 0.00161 | 0.00022 | 0.852 | 603.0307 | 78.2563 | 0.0688 | 0.0072 |
| RN-2D 37 | 412 | 0.3 | 0.01749 | 0.00362 | 0.00173 | 0.00017 | 0.825 | 558.0547 | 51.4552 | 0.0733 | 0.0099 |
| RN-2D 38 | 411 | 0.6 | 0.03201 | 0.00793 | 0.00171 | 0.00021 | 0.819 | 518.0004 | 56.1103 | 0.1357 | 0.0197 |
| RN-2D 40 | 280 | 0.4 | 0.01894 | 0.00396 | 0.00189 | 0.00022 | 0.821 | 511.6761 | 57.2269 | 0.0728 | 0.0093 |
| RN-2D 41 | 247 | 0.7 | 0.01622 | 0.00337 | 0.00192 | 0.00025 | 0.835 | 510.8564 | 65.6110 | 0.0612 | 0.0073 |
| RN-2D 42 | 124 | 0.6 | 0.02000 | 0.00405 | 0.00186 | 0.00023 | 0.668 | 515.9158 | 60.3823 | 0.0780 | 0.0113 |
| RN-2D 43 | 129 | 0.6 | 0.01235 | 0.00209 | 0.00193 | 0.00020 | 0.670 | 518.7827 | 52.9417 | 0.0465 | 0.0059 |
| RN-2D 45 | 163 | 0.6 | 0.01612 | 0.00266 | 0.00154 | 0.00018 | 0.751 | 625.1084 | 69.8412 | 0.0759 | 0.0080 |
| RN-2D 46 | 160 | 0.7 | 0.30937 | 0.01874 | 0.04445 | 0.00184 | 0.759 | 22.5362 | 0.9360 | 0.0505 | 0.0020 |
| RN-2D 48 | 179 | 0.5 | 0.01901 | 0.00338 | 0.00177 | 0.00017 | 0.633 | 542.3151 | 51.2622 | 0.0779 | 0.0104 |
| RN-2D 49 | 12 | 0.8 | 0.02486 | 0.01750 | 0.00190 | 0.00094 | 0.746 | 494.5085 | 229.7527 | 0.0951 | 0.0419 |
| RN-2D 50 | 150 | 0.3 | 0.01555 | 0.00341 | 0.00151 | 0.00017 | 0.601 | 639.6121 | 69.1626 | 0.0749 | 0.0128 |
| RN-2D 52 | 318 | 0.2 | 0.01553 | 0.00303 | 0.00169 | 0.00020 | 0.681 | 576.9205 | 67.7533 | 0.0667 | 0.0093 |
| RN-2D 53 | 122 | 0.7 | 0.01653 | 0.00358 | 0.00156 | 0.00028 | 0.858 | 615.0987 | 107.0189 | 0.0767 | 0.0082 |
| RN-2D 54 | 190 | 0.5 | 0.01371 | 0.00255 | 0.00165 | 0.00024 | 0.805 | 595.2180 | 83.7880 | 0.0603 | 0.0066 |
| RN-2D 55 | 97 | 0.6 | 0.01839 | 0.00430 | 0.00184 | 0.00033 | 0.792 | 524.6020 | 89.6893 | 0.0724 | 0.0100 |
| RN-2D 56 | 178 | 0.4 | 0.01531 | 0.00269 | 0.00167 | 0.00020 | 0.737 | 582.3128 | 68.5803 | 0.0663 | 0.0077 |
| RN-2D 57 | 47 | 0.6 | 0.03444 | 0.01543 | 0.00165 | 0.00047 | 0.690 | 524.5433 | 128.8260 | 0.1513 | 0.0427 |
| RN-2D 58 | 136 | 0.4 | 0.01355 | 0.00298 | 0.00143 | 0.00019 | 0.662 | 677.3192 | 86.1471 | 0.0685 | 0.0110 |
| RN-2D 59 | 119 | 0.6 | 0.01390 | 0.00264 | 0.00168 | 0.00020 | 0.677 | 586.2561 | 67.2272 | 0.0602 | 0.0083 |
| RN-2D 60 | 272 | 0.4 | 0.01643 | 0.00288 | 0.00178 | 0.00018 | 0.651 | 547.4586 | 54.0645 | 0.0670 | 0.0087 |
| RN-2D 61 | 96 | 0.6 | 0.01535 | 0.00277 | 0.00175 | 0.00027 | 0.868 | 558.5315 | 83.4988 | 0.0636 | 0.0056 |

| RN-2D 61 | 96 | 0.6 | 0.01535 | 0.0027 | 7 0.00175 | 0.00027 | 0.868 | 558.5315 | 83.4988 | 0.063 |
|----------|----|--------------|--------------|------------|--------------|-------------|--------------|--------------|----------|-------|
| | | | | | | | | | | |
| | ſ | | | | A | | | | 1 | 1 |
| | | 207Pb/235U | 2s Abs Error | 206pb/238U | 2s Abs Error | 207Pb/206Pb | 2s Abs Error | 2s Abs Error | Best Age | |
| | | Ma | Ma | Ma | Ma | Ma | Ma | Ма | Ma | 1 |
| | | 10.2 | 1.4 | 10.0 | 0.7 | 69.5 | 107.9 | 0.7 | 10.0 | - |
| | | 12.4 | 2.2 | 10.3 | 0.9 | 455.6 | 125.6 | 0.9 | 10.3 | - |
| | | 14.2 | 21 | 10.6 | 0.7 | 674.1 | 104.2 | 0.7 | 10.6 | |
| | | 37.1 | 4.8 | 127 | 0.9 | ND | ND | 0.9 | 12.7 | 1 |
| | | 11.7 | 1.5 | 10.0 | 0.6 | 377.4 | 95.9 | 0.6 | 10.0 | - |
| | | 17.2 | 25 | 10.9 | 0.8 | 1025.2 | 88.1 | 0.8 | 10.9 | - |
| | | 14.2 | 2.0 | 10.7 | 0.7 | 665.4 | 97.7 | 0.7 | 10.7 | 1 |
| | | 11.1 | 14 | 10.3 | 0.6 | 202.0 | 98.3 | 0.6 | 10.3 | - |
| | | 12.9 | 14 | 10.3 | 0.6 | 537.2 | 74.1 | 0.6 | 10.3 | 1 |
| | | 16.3 | 27 | 10.5 | 0.8 | 984.4 | 105.0 | 0.8 | 10.5 | 1 |
| | | 24.7 | 29 | 10.8 | 0.7 | 1735.2 | 61.8 | 0.7 | 10.8 | |
| | | 20.9 | 24 | 10.7 | 0.4 | 1436.3 | 72.8 | 0.4 | 10.7 | - |
| | | 22.6 | 23 | 10.9 | 0.6 | 1560.4 | 57.4 | 0.6 | 10.9 | |
| | | 14.5 | 24 | 10.3 | 0.0 | 769 3 | 107.1 | 0.0 | 10.3 | 1 |
| | | 20.0 | 43 | 12.2 | 13 | 1180.0 | 120.3 | 13 | 12.2 | - |
| | | 13.0 | 27 | 11.0 | 1.0 | 551.9 | 120.5 | 12 | 11.0 | |
| | | 36.2 | 7.4 | 11.6 | 11 | 2300.8 | 00.1 | 1.2 | 11.6 | - |
| | | 21.0 | 7.4 | 10.8 | 13 | 1506.2 | 105.6 | 13 | 10.8 | |
| | | 21.9 | 5.2 | 10.0 | 1.0 | 2108.0 | 70.4 | 1.5 | 10.0 | |
| | | 12.6 | 10 | 10.4 | 0.7 | 2190.0 | 10.4 | 0.7 | 10.4 | - |
| | | 12.0 | 1.9 | 10.0 | 0.7 | 1624.7 | 00.0 | 0.7 | 10.0 | - |
| | | 147 | 3.7 | 10.7 | 0.0 | F034.7 | 00.U | 0.0 | 11.7 | |
| | | 14.7 EA C | 5.2 | 11.4 | 1.2 | 505.5 | 151.5 | 1.2 | 11.4 | |
| | | 54.0 | 0.0 | 43.0 | 2.0 | 1072.0 | 07.0 | 2.0 | 43.0 | |
| | | 19.9 | 4.1 | 12.3 | 1.0 | 1073.9 | 111.Z | 1.0 | 12.3 | - |
| | | 25.5 | 3.4 | 10.2 | 0.9 | 1090.1 | 07.0 | 0.9 | 10.2 | - |
| | | 22.1 | 3.9 | 11.0 | 1.0 | 1500.5 | 97.0 | 1.0 | 11.0 | |
| | | 15.4 | 3.0 | 10.4 | 1.3 | 891.8 | 104.6 | 1.3 | 10.4 | |
| | | 17.0 | 3.0 | 11.1 | 1.0 | 1022.8 | 130.5 | 1.0 | 11.1 | |
| | | 32.0 | 7.8 | 11.0 | 1.2 | 21/3.4 | 121.1 | 1.2 | 11.0 | - |
| | | 19.1 | 3.9 | 12.2 | 1.4 | 1007.2 | 124.1 | 1.4 | 12.2 | |
| | | 16.3 | 3.4 | 12.4 | 1.6 | 647.9 | 123.6 | 1.6 | 12.4 | |
| | | 20.1 | 4.0 | 12.0 | 1.4 | 1146.7 | 138.1 | 1.4 | 12.0 | |
| | | 12.5 | 2.1 | 12.4 | 1.3 | 23.5 | 145.1 | 1.3 | 12.4 | - |
| | | 16.2 | 2.7 | 9.9 | 1.1 | 1093.6 | 101.9 | 1.1 | 9.9 | |
| | | 2/3./ | 14.5 | 280.4 | 11.5 | 216.9 | 45.5 | 11.5 | 280.4 | |
| | | 19.1 | 3.4 | 11.4 | 1.1 | 1144.6 | 126.8 | 1,1 | 11.4 | |
| | | 24.9 | 17.2 | 12.2 | 5.7 | 1529.5 | 366.7 | 5.7 | 12.2 | |
| | | 15.7 | 3.4 | 9.7 | 1.1 | 1065.3 | 162.5 | 1.1 | 9.7 | |
| | | 15.6 | 3.0 | 10.9 | 1.3 | 829.3 | 139.5 | 1.3 | 10.9 | |
| | | 16.6 | 3.6 | 10.1 | 1.8 | 1114.1 | 103.4 | 1.8 | 10.1 | |
| | | 13.8 | 2.6 | 10.6 | 1.5 | 613.7 | 113.4 | 1.5 | 10.6 | 1.1 |
| | | 18.5 | 4.3 | 11.9 | 2.0 | 996.8 | 134.6 | 2.0 | 11.9 | |
| | | 15.4 | 2.7 | 10.8 | 1.3 | 817.2 | 117.0 | 1.3 | 10.8 | |
| | | 34.4 | 15.0 | 10.6 | 2.7 | 2360.2 | 223.1 | 2.7 | 10.6 | |
| | | 13.7 | 3.0 | 9.2 | 1.2 | 883.8 | 158.2 | 1.2 | 9.2 | 1 |
| | | 14.0 | 2.6 | 10.8 | 1.2 | 609.3 | 142.8 | 1.2 | 10.8 | - |
| | | 16.5 | 2.9 | 11.5 | 1.1 | 837.8 | 130.3 | 1.1 | 11.5 | |
| | | 15.5 | 2.8 | 11.3 | 1.7 | 728.4 | 90.6 | 1.7 | 11.3 | |

2. Análisis magnetoestratigráfico

2.1 Muestras procesadas

| Localidad Unidad | | nidad Muestra | Buenos Aires (PaleoMag) | |) Corrección Burgos (Remasoft) | | 1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1.1. | | | Indinación |
|------------------|-------------------|---------------|-------------------------|----------|--------------------------------|------|--|-----------|-------------|----------------|
| | | | Datos Hb | Datos Bo | Dir +z | Incl | Nº Muestra | Polaridad | Declinación | Inclinación |
| Guanaco | Collón Cura | CC-1' | 265/40 | | 175 | 50 | 1 | NOR | 27 | -66.8 |
| Guanaco | Collón Cura | CC-2' | 161/25 | | 71 | 65 | 2 | NOR | 19.9 | -52.6 |
| Guanaco | Collón Cura (len) | CC-3 | | 241/13 | 151 | 77 | 3 | NOR | 317.5 | -57.4 |
| Guanaco | Collón Cura (ign) | CC-4 | | 264/87 | 174 | 3 | 4 | NOR | 318.9 | -52.5 |
| Guanaco | Collón Cura | CC-5 | 206/29 | 204/07 | 116 | 61 | 5 | NOR | 2.8 | -72.8 |
| Guanaco | Collón Cura | CC-6 | 136/31 | | 19 | 59 | 6 | NOR | 353 5 | -64.4 |
| Guanaco | Collón Cura | CC-7' | 121/41 | _ | 31 | 19 | 7 | NOR | 341.6 | -39 |
| Guanaco | Collón Cura | CC.9' | 15//21 | - | 64 | 45 | 0 | NOR | 20 / | -35 |
| Guanaco | Collón Cura | CC 0! | 134/31 | | 20 | | 0 | NOR | 228.0 | -35.2 |
| Guanaco | Collón Cura | CC-9 | 120/45 | | 50 | 4/ | 9 | NOR | 328.9 | -30.2 |
| Guanaco | Collon Cura | CC-10 | 141/2/ | | 51 | 63 | 10 | NUR | 323.4 | -45.6 |
| Guanaco | Collon Cura | CC-11 | 145/29 | | 55 | 61 | 11 | NOR | 333.8 | -44.3 |
| Guanaco | Collon Cura | CC-12 | 225/18 | | 135 | 72 | 12 | NOR | 305.2 | -29.1 |
| Guanaco | Collón Cura | CC-13 | 196/32 | | 106 | 58 | 13 | NOR | 356 | -41.6 |
| Guanaco | Collón Cura | CC-14 | 144/17 | | 54 | 73 | 14 | x | x | x |
| | | | | | | | | | | and the second |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-1 | 239/63 | | 149 | 27 | 15 | TR? | | |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-2 | 225/66 | | 135 | 24 | 16 | х | x | x |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-3 | 275/76 | | 185 | 14 | 17 | NOR | 341.6 | -53.6 |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-4 | 277/78 | | 187 | 12 | 18 | NOR | 7.2 | -51.5 |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-5 | 269/38 | | 179 | 52 | 19 | x | x | x |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-6 | 286/42 | | 196 | 48 | 20 | NOR | 353.4 | -52.4 |
| Rinconada | Collón Cura (Ign) | RCC-7 | 287/44 | | 197 | 44 | 21 | NOR | | |
| Rinconada | Collón Cura (Ign) | RCC-8 | 287/49 | | 197 | 49 | 22 | NOR | 359.6 | -44.4 |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-9 | 279/53 | | 189 | 37 | 23 | NOR | 32.3 | -41.6 |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-10 | 268/34 | | 178 | 56 | 24 | NOR | 346.1 | -50.3 |
| Rinconada | Collón Cura | BCC-11 | 282/65 | | 192 | 25 | 25 | NOR | 338 | -53.9 |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-12 | 219/36 | | 129 | 54 | 26 | NOR | | 44.0 |
| Rinconada | Collón Cura | BCC-13 | 266/66 | | 176 | 24 | 27 | NOR | 75 | -60.1 |
| Rinconada | Collón Cura | PCC-14 | 273/54 | _ | 193 | 36 | 29 | NOR | 340.4 | -57.2 |
| Pinconada | Collón Cura | DCC 15 | 201/22 | _ | 204 | 57 | 20 | NOR | 0.5 | 67.6 |
| Rinconada | Collón Cura | PCC 16 | 294/33 | | 104 | 57 | 20 | NON | 0.5 | -02.0 |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-10 | 194/25 | | 104 | 65 | 30 | NOR | X | × |
| Rinconada | Collón Cura | RCC-17 | 201/23 | | 1/1 | 6/ | 31 | NOR | 1.8 | -08.4 |
| Rinconada | Collon Cura | RCC-18 | 226/39 | | 136 | 51 | 32 | NOR | 338.5 | -55.8 |
| Rinconada | Collon Cura | RCC-19 | 243/57 | | 153 | 33 | 33 | INV | 1/5.9 | 43.7 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN20 | 320/50 | | 230 | 40 | 34 | INV | 186.5 | 50.1 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN21 | 270/45 | | 180 | 45 | 35 | 335 | 297.6 | -32.3 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN22 | 222/54 | | 132 | 36 | 36 | INV | 198.2 | 14.6 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN23 | 236/54 | | 146 | 36 | 37 | NOR | 348.6 | -74 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN24 | 204/44 | | 114 | 46 | 38 | NOR | | |
| Rinconada | Limay Chico | RRN25 | 245/14 | | 155 | 76 | 39 | NOR | 39.9 | -45.6 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN26 | 224/50 | | 134 | 40 | 40 | INV | 173.7 | 38.9 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN27 | 233/28 | | 143 | 62 | 41 | INV | 200.2 | 43.9 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN28 | 259/46 | | 169 | 44 | 42 | INV | | |
| Rinconada | Limay Chico | RRN29 | 265/69 | | 175 | 21 | 43 | IN? | | |
| Rinconada | Limay Chico | RRN30 | 320/22 | | 230 | 68 | 44 | INV | 151.7 | 39.8 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN31 | 256/40 | | 166 | 50 | 45 | IN? | | |
| Rinconada | Limay Chico | RRN32 | 225/13 | | 135 | 77 | 46 | INV | 202.7 | 45.1 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN33 | 242/56 | | 152 | 34 | 47 | IN? | | |
| Rinconada | Limay Chico | RRN34 | 240/19 | | 150 | 71 | 48 | INV | 178.8 | 71.2 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN35 | 274/44 | | 184 | 46 | 49 | NOR | 359 | -11.2 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN36 | 212/26 | | 122 | 64 | 50 | NOR | 42.6 | -1.4 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN37 | 164/42 | | 74 | 48 | 51 | 222 | 355.2 | -89 |
| Pinconada | Limay Chico | DDNI29 | 102/12 | _ | 102 | 79 | 52 | v | | -0.5 V |
| Pinconada | Limay Chico | DDNDO | 208/26 | | 200 | 64 | 52 | X | X | А. Ц |
| Rinconaua | Limpy Chico | DDNI40 | 230/20 | | 124 | 67 | 55 | NOD | X 25.2 | X |
| Rinconada | Limay Chico | RKN40 | 214/23 | | 124 | 0/ | 54 | NUK | 25.5 | -23.9 |
| Kinconada | Limay Chico | KKN41 | 207/29 | | 11/ | 61 | 55 | X | X | X |
| Kinconada | Limay Chico | KKN42 | 166/20 | | /6 | /0 | 56 | NOR | 36.1 | -27.6 |
| Rinconada | Limay Chico | RRN43 | 185/22 | | 95 | 68 | 57 | × | x | × |
| Rinconada | Limay Chico | RRN44 | 134/36 | | 44 | 54 | 58 | NOR | 309 | -57.7 |



3. Indicadores climáticos

3.1 Análisis geoquímicos: Formación La Pava (Secuencia A1)

| ME18181001 - Finalized | b | | | | | | | |
|------------------------|------------|------------|------------|-----------|----------|----------|----------|----------|
| CLIENT : CONICET - CI | ENTRO DE | INV. GEOL | ÓGICAS C | ONICET-UI | NLP | | | |
| # of SAMPLES : 9 | | | | | | | | |
| DATE RECEIVED : 201 | 8-07-26 DA | ATE FINALI | ZED : 2018 | -08-07 | | | | |
| PROJECT : PIP 2015 0 | 889 | | | | | | | |
| CERTIFICATE COMME | NTS : | | | | | | | |
| PO NUMBER : | | | | | | | | |
| | ME-XRF26 | ME-XRF26 | ME-XRF26 | ME-XRF26 | ME-XRF26 | ME-XRF26 | ME-XRF26 | ME-XRF26 |
| SAMPLE | AI2O3 | BaO | CaO | Cr2O3 | Fe2O3 | K2O | MgO | MnO |
| DESCRIPTION | % | % | % | % | % | % | % | % |
| 1 | 15.81 | 0.05 | 3.33 | 0.01 | 5.12 | 1.44 | 0.89 | 0.09 |
| 2 | 15.03 | 0.05 | 2.25 | 0.02 | 5.63 | 1.5 | 1.36 | 0.12 |
| 3 | 14.6 | 0.05 | 2.83 | 0.01 | 6.46 | 1.28 | 1.27 | 0.2 |
| 4 | 13.97 | 0.07 | 2.26 | 0.01 | 3.69 | 1.56 | 0.78 | 0.1 |
| 5 | 13.9 | 0.05 | 2.35 | 0.01 | 3.87 | 1.42 | 1.02 | 0.07 |
| 6 | 14.38 | 0.06 | 2.49 | 0.03 | 4.42 | 1.59 | 0.94 | 0.07 |
| 7 | 14.88 | 0.05 | 2.88 | 0.04 | 4.44 | 1.23 | 1.06 | 0.11 |
| 8 | 14.27 | 0.05 | 2.78 | 0.04 | 4.82 | 1.14 | 0.94 | 0.06 |
| 9 | 14.6 | 0.05 | 2.48 | 0.03 | 5.31 | 1.19 | 1.14 | 0.07 |
| | | | | | | | | |
| | Na2O | P205 | SO3 | SiO2 | SrO | | Total | |
| | % | % | % | % | % | % | % | % |
| 1 | 2 53 | 0.04 | <0.01 | 63.5 | 0.03 | 0.76 | 98.99 | 5 28 |
| 2 | 1.62 | 0.04 | <0.01 | 64 81 | 0.02 | 0.66 | 100.45 | 7 22 |
| 3 | 1.77 | 0.04 | <0.01 | 63.24 | 0.02 | 0.71 | 99.38 | 6.77 |
| 4 | 2.31 | 0.03 | 0.01 | 68.41 | 0.02 | 0.6 | 99.95 | 6.01 |
| 5 | 2.22 | 0.03 | 0.17 | 67.86 | 0.02 | 0.52 | 99.79 | 6.16 |
| 6 | 2.29 | 0.03 | 0.03 | 66.93 | 0.02 | 0.59 | 99.73 | 5.72 |
| 7 | 2.38 | 0.03 | < 0.01 | 66.02 | 0.03 | 0.7 | 99.7 | 5.71 |
| 8 | 2.24 | 0.03 | 0.2 | 66.52 | 0.03 | 0.74 | 99.9 | 5.9 |
| 9 | 2.06 | 0.04 | 0.01 | 65.98 | 0.02 | 0.7 | 100.1 | 6.26 |

| Datos sin LOI | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|------------------------------------|---------|---------|--------------------------------------|----------------------|---------|---------|-----------------------|-----------------------------------|----------------------|---------|----------------------|----------|
| Total sin LOI | Al ₂ O ₃ (%) | BaO (%) | CaO (%) | Fe ₂ O ₃ T (%) | K ₂ O (%) | MgO (%) | MnO (%) | Na ₂ O (%) | P ₂ O ₅ (%) | SiO ₂ (%) | SrO (%) | TiO ₂ (%) | Zr (ppm) |
| 93.7 | 16.8712 | 0.05336 | 3.55352 | 5.46366 | 1.53666 | 0.94974 | 0.09604 | 2.69982 | 0.04268 | 67.76225 | 0.03201 | 0.81101 | 2 |
| 93.2 | 16.1214 | 0.05363 | 2.41339 | 6.03883 | 1.60892 | 1.45876 | 0.12871 | 1.73764 | 0.04290 | 69.51625 | 0.02145 | 0.70793 | - |
| 92.6 | 15.7650 | 0.05399 | 3.05583 | 6.97549 | 1.38214 | 1.37134 | 0.21596 | 1.91124 | 0.04319 | 68.28636 | 0.02160 | 0.76666 | - |
| 93.9 | 14.8712 | 0.07452 | 2.40579 | 3.92804 | 1.66063 | 0.83032 | 0.10645 | 2.45902 | 0.03194 | 72.82308 | 0.02129 | 0.63871 | - |
| 93.6 | 14.8457 | 0.05340 | 2.50988 | 4.13329 | 1.51661 | 1.08939 | 0.07476 | 2.37103 | 0.03204 | 72.47677 | 0.02136 | 0.55538 | - |
| 94.0 | 15.2962 | 0.06382 | 2.64865 | 4.70163 | 1.69131 | 0.99989 | 0.07446 | 2.43591 | 0.03191 | 71.19455 | 0.02127 | 0.62759 | - |
| 94.0 | 15.8315 | 0.05320 | 3.06416 | 4.72391 | 1.30865 | 1.12778 | 0.11703 | 2.53218 | 0.03192 | 70.24152 | 0.03192 | 0.74476 | - |
| 94.0 | 15.1809 | 0.05319 | 2.95745 | 5.12766 | 1.21277 | 1.00000 | 0.06383 | 2.38298 | 0.03191 | 70.76596 | 0.03191 | 0.78723 | - |
| 93.8 | 15.5584 | 0.05328 | 2.64280 | 5.65857 | 1.26812 | 1.21483 | 0.07460 | 2.19523 | 0.04263 | 70.31117 | 0.02131 | 0.74595 | - |

| | Datos recalculado peso molecular | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------------------------|---------|----------------------------------|------------------|---------|---------|-------------------|---------|------------------|---------|------------------|----------|
| Al ₂ O ₃ | BaO | CaO | Fe ₂ O ₃ T | K ₂ O | MgO | MnO | Na ₂ O | P205 | SiO ₂ | SrO | TiO ₂ | Zr (ppm) |
| 0.1654688 | 0.00035 | 0.06337 | 0.03421 | 0.01631 | 0.02356 | 0.00158 | 0.04356 | 0.00022 | 1.12768 | 0.00031 | 0.01015 | |
| 0.15811514 | 0.00035 | 0.04303 | 0.03782 | 0.01708 | 0.03618 | 0.00211 | 0.02804 | 0.00023 | 1.15687 | 0.00021 | 0.00886 | - |
| 0.15461981 | 0.00035 | 0.05449 | 0.04368 | 0.01467 | 0.03401 | 0.00354 | 0.03084 | 0.00023 | 1.13640 | 0.00021 | 0.00960 | - |
| 0.14585322 | 0.00049 | 0.04290 | 0.02460 | 0.01763 | 0.02059 | 0.00175 | 0.03967 | 0.00017 | 1.21190 | 0.00021 | 0.00800 | - |
| 0.14560287 | 0.00035 | 0.04476 | 0.02588 | 0.01610 | 0.02702 | 0.00123 | 0.03825 | 0.00017 | 1.20614 | 0.00021 | 0.00695 | - |
| 0.15002202 | 0.00042 | 0.04723 | 0.02944 | 0.01795 | 0.02480 | 0.00122 | 0.03930 | 0.00017 | 1.18480 | 0.00021 | 0.00786 | - |
| 0.15527139 | 0.00035 | 0.05464 | 0.02958 | 0.01389 | 0.02797 | 0.00192 | 0.04085 | 0.00017 | 1.16894 | 0.00031 | 0.00933 | - |
| 0.14889026 | 0.00035 | 0.05274 | 0.03211 | 0.01287 | 0.02480 | 0.00105 | 0.03845 | 0.00017 | 1.17767 | 0.00031 | 0.00986 | - |
| 0.15259315 | 0.00035 | 0.04713 | 0.03543 | 0.01346 | 0.03013 | 0.00122 | 0.03542 | 0.00022 | 1.17010 | 0.00021 | 0.00934 | - |

| CLIMOFUNCIONES | | | | | | | | | | |
|----------------|-------------|-------------|-------------|-----------|--|--|--|--|--|--|
| MAP (Cia-K) | MAP (?bases | MAP (Calmag |) MAT (PWI) | MAT (SAL) | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |
| 732 | 790 | 1052 | 11 | 11 | | | | | | |
| 861 | 821 | 1076 | 12 | 12 | | | | | | |
| 787 | 796 | 1007 | 11 | 12 | | | | | | |
| 778 | 808 | 1145 | 11 | 10 | | | | | | |
| 775 | 796 | 1084 | 11 | 10 | | | | | | |
| 771 | 798 | 1097 | 11 | 10 | | | | | | |
| 749 | 791 | 1045 | 11 | 11 | | | | | | |
| 750 | 796 | 1056 | 11 | 11 | | | | | | |
| 794 | 808 | 1071 | 11 | 11 | | | | | | |



3.2 Análisis de isótopos estables (V-PDB): Formación Collón Cura (SecuenciaA2) y Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú (Secuencia A3).

| Metros | Amostra | d ¹³ C‰ | Average | d ¹⁸ O‰ | Average |
|--------|-----------|--------------------|---------|--------------------|--|
| 12 | CCIB | -8.21 | -8.00 | -8.28 | -8.21 |
| 12 | CCIC | -7.80 | | -8.14 | 1. |
| 15 | CC II | -7.77 | -7.77 | -8.50 | -8.50 |
| 16 | CC III B | -7.39 | -7.40 | -8.70 | -8.41 |
| 16 | CC III C | -7.42 | | -8.12 | 1.000 |
| 18 | CC IV | -7.68 | -7.68 | -8.23 | -8.23 |
| 20 | CC V B | -6.69 | -6.83 | -9.52 | -9.71 |
| 20 | CC V C | -6.97 | | -9.91 | |
| 22 | CC VI | -7.58 | -7.58 | -8.06 | -8.06 |
| 24 | CC VII B | -6.74 | -7.08 | -9.44 | -9.77 |
| 24 | CC VII C | -7.43 | | -10.10 | |
| 30 | CC VIII | -7.51 | -7.51 | -8.72 | -8.72 |
| 40 | CC IX B | -7.05 | -7.02 | -10.95 | -10.54 |
| 40 | CC IX C | -6.98 | | -10.13 | |
| 42 | CC X | -7.51 | -7.51 | -9.37 | -9.37 |
| 45 | CC XI B | -7.18 | -7.25 | -9.56 | -9.10 |
| 45 | CC XI C | -7.31 | | -8.65 | |
| 47 | CC XII | -6.73 | -6.73 | -10.49 | -10.49 |
| 49 | CC XIII B | -6.71 | -7.16 | -11.02 | -10.21 |
| 49 | CC XIII C | -7.60 | | -9.41 | 1 |
| 51 | CC XIV | -6.80 | -6.80 | -11.09 | -11.09 |
| 53 | CC XV B | -6.98 | -7.19 | -11.76 | -11.29 |
| 53 | CC XV C | -7.40 | | -10.83 | |
| 55 | CC XVI | -6.95 | -6.95 | -11.83 | -11.83 |
| 57 | CC XVII C | -7.27 | -6.89 | -11.39 | -11.28 |
| 57 | CC XVII B | -6.51 | | -11.16 | |

| metros | Amostra | d ¹³ C‰ | Average | d ¹⁸ O‰ | Average |
|--------|----------|--------------------|---------|--------------------|---------|
| 130 | ALLA | -7.66 | -7.12 | -11.04 | -11.02 |
| 130 | ALIB | -6.58 | | -10.99 | |
| 132 | ALITA | -6.62 | -6.45 | -10.37 | -10.32 |
| 132 | AI II B | -6.29 | | -10.28 | |
| 134 | AI III A | -6.11 | -6.22 | -9.53 | -9.72 |
| 134 | AI III B | -6.32 | | -9.90 | |
| 136 | AI IV D | -7.57 | -7.04 | -10.42 | -10.29 |
| 136 | ALIV U | -6.52 | | -10.17 | |
| 138 | AI V D | -7.87 | -7.64 | -9.88 | -10.07 |
| 138 | AI V U | -7.40 | | -10.26 | |
| 140 | AI VI A | -6.57 | -6.98 | -10.21 | -10.39 |
| 140 | AI VI B | -7.39 | | -10.57 | |
| 142 | AI VII D | -7.93 | -7.91 | -10.22 | -10.08 |
| 142 | AI VII U | -7.89 | | -9.95 | |







4. Perfiles Sedimentológicos









- 5. Análisis de Difracción de Rayos X
 - 5.1 Formación La Pava (Secuencia A1)









