

LIBRO DE RESÚMENES

VII CONGRESO LATINOAMERICANO
DE SEDIMENTOLOGÍA

XV REUNIÓN ARGENTINA DE
SEDIMENTOLOGÍA

13 al 16 de Septiembre de 2016

Santa Rosa – La Pampa

ISBN: 978-987-42-2083-7

AAS | Asociación Argentina de Sedimentología



Libro de Resúmenes del VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología / Adriana Ester Mehl; Emilio Bedatou. - 1a ed. - Toay: Adriana Ester Mehl, 2016.

Libro digital, DOCX

Archivo Digital: descarga y online

ISBN 978-987-42-2083-7

Derechos reservados

Prohibida la reproducción total o parcial de esta obra por cualquier método o procedimiento, sin la autorización escrita de los titulares del Copyright, bajo las sanciones establecidas en las leyes.



AAS | Asociación Argentina de Sedimentología
Diagonal 113 y Calle 64 s/n (B1900TAC) - La Plata - Argentina
Teléfono/Fax + 54 351 – 5353800 Int. 30245

Diseño de tapa: Emilio Bedatou y Adriana E. Mehl

Fotografía de tapa: Rodados Patagónicos en la margen izquierda del Río Colorado, Colonia 25 de Mayo, La Pampa. Autor: Ricardo Melchor

ISBN: 978-987-42-2083-7

VII CONGRESO LATINOAMERICANO DE SEDIMENTOLOGÍA

XV REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA

13 al 16 de Septiembre de 2016

Santa Rosa

ORGANIZAN



PATROCINAN



CONICET



Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas



Ministerio de
Ciencia, Tecnología
e Innovación Productiva

Presidencia de la Nación



AUSPICIAN



Ministerio de
Defensa
Presidencia de la Nación



SECRETARÍA DE
CIENCIA, TECNOLOGÍA
Y PRODUCCIÓN



Municipalidad
de **Santa Rosa**



CÁMARA DE DIPUTADOS
LA PAMPA

COMISIÓN ORGANIZADORA

PRESIDENTE Aldo M. Umazano (INCITAP – UNLPam, Argentina)

VICEPRESIDENTE Adriana E. Mehl (INCITAP – UNLPam, Argentina)

SECRETARIA Graciela Visconti (UNLPam, Argentina)

TESORERO Emilio Bedatou (INCITAP – UNLPam, Argentina)

VOCAL Ma. Cristina Cardonato (UNLPam, Argentina)
Romina Kihn (INCITAP, Argentina)
Florencia R. Lorenzo (INCITAP– UNLPam, Argentina)
Fátima del Rosario Mendoza Belmontes (ANPCyT, Argentina)
Claudia I. Montalvo (UNLPam, Argentina)
Mariano Perez (INCITAP – UNLPam, Argentina)
Renata Sostillo (INCITAP, Argentina)
Ma. Angélica Tamame (UNLPam, Argentina)
Pablo M. Villegas (INCITAP, Argentina)

COMITÉ CIENTÍFICO Rosa Aquino (PDVSA, Venezuela)
Javier M. Krause (CONICET-MEF-UNPSJB, Argentina)
Ricardo N. Melchor (INCITAP-UNLPam, Argentina)
Ricardo M. Palma (IDEAN-UBA, Argentina)
Claudio Riccomini (Universidade de Sao Paulo, Brasil)
Dilce de Fátima Rossetti (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Brasil)
Ernesto Schwarz (CIG-UNLP, Argentina)
Alfonsina Tripaldi (IGEBA-UBA, Argentina)
Marcelo A. Zárate (INCITAP-UNLPam, Argentina)

REVISORES

Roberto Violante (Servicio de Hidrografía Naval, Argentina)

Leticia Burone (Universidad de la República, Uruguay)

Michel Mahiques (Universidad de San Pablo, Brasil)

Graziella Bozzano (Servicio de Hidrografía Naval, Argentina)

Nicolás Foix (CONICET, UNPSJB, Argentina)

Pablo Bouza (CONICET, CENPAT, Argentina)

Federico Isla (CONICET, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina)

José Luis Cavallotto (Servicio de Hidrografía Naval, Argentina)

Darío Lazo (CONICET, Universidad de Buenos Aires, Argentina)

Daniel Poiré (CONICET, Universidad Nacional de La Plata, Argentina)

Eduardo S. Bellosi (CONICET, MACN, Argentina)

Walter Dragani (Servicio de Hidrografía Naval, Argentina)

COLABORADORES

Alumnos UNLPam

Aristimuño, Stefania
Benvenuto, Juliana
Botazzi, Rosario
Cobo, Luciana
Di Liscia, Pedro
Espinoza, Nahuel
Forlán, Valentín
González, Marisol
Guarascio, Gabriel
Kazmiruk, Sergio
Lezcano, Kevin
Massa, Luciano
Mulatero, Sofía
Nattino, Constanza
Oppezzo, Carolina
Ordoñez, Camilo
Ordoñez, Mateo
Paredes, Sabrina
Passo, Melisa
Ponce, Juan
Quiroga, Analisa
Rodríguez, Juan Cruz
Rodríguez Petz, Amparo
Romani, Luciano
Rubiano, Georgina
Simoes, Vanesa
Spinelli, Joaquín

Ex alumnos UNLPam

Lic. Andiarena, Lucas
Lic. Carmona, Romina

PREFACIO

La séptima edición del Congreso Latinoamericano de Sedimentología y la decimoquinta Reunión Argentina de Sedimentología (VII CLS-XVRAS) se realizan por primera vez en Santa Rosa, La Pampa, organizados por la Asociación Argentina de Sedimentología (AAS), el Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (INCITAP, CONICET-UNLPam), la Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam), y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN) de la UNLPam.

El **patrocinio** del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva (MINCyT), de la *International Association of Sedimentologists* (IAS), de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), del Banco Santander Río, del Museo de Historia Natural de la Provincia de La Pampa y del Consejo Profesional de Ciencias Naturales de La Pampa (COPROCNA); así como el **auspicio** del Servicio de Hidrografía Naval (SHN), de la Asociación Geológica Argentina (AGA), de la Asociación Paleontológica Argentina (APA), de la Cámara de Diputados de La Pampa y de la Municipalidad de Santa Rosa (MSR), han hecho posible la realización de estos eventos.

Recordamos los objetivos primordiales del VII CLS y la XV RAS: promover la difusión de conocimientos en investigación básica y aplicada, vinculados al estudio de sedimentos, rocas sedimentarias y ambientes depositacionales; propiciar la realización de sesiones especiales focalizadas en temáticas de amplia relevancia regional; brindar cursos y conferencias sobre temáticas específicas; fomentar la participación de la mayor cantidad de integrantes de la comunidad sedimentológica latinoamericana; generar un espacio de discusión e intercambio de conocimientos, y fortalecer los lazos entre los miembros de la comunidad sedimentológica de Latinoamérica. Éste Libro de Resúmenes consta de un total de 171 resúmenes (de los cuales 99 serán expuestos oralmente y los restantes 72 en formato poster). Además, se ofrecen cuatro conferencias, dos charlas-debate abiertas a la comunidad en general, dos cursos de postgrado, y un viaje de campo pre-congreso. Creemos que el logro de aquellos objetivos planteados se refleja en la cantidad, calidad y diversidad de trabajos recibidos, y en las restantes actividades realizadas en el marco del VII CLS y la XV RAS.

El Comité Organizador agradece especialmente al Comité Científico y a los revisores externos, que aportaron su excelencia para asegurar la calidad de las contribuciones recibidas. Asimismo, un cálido agradecimiento a los alumnos colaboradores de la UNLPam que aseguraron el desarrollo en tiempo y forma de todas las actividades propuestas.

Es el deseo de todas las personas involucradas de una u otra forma en la organización del VII CLS y la XVRAS, que se lleven un agradable recuerdo de los eventos y de su estancia en nuestra ciudad.

Santa Rosa, La Pampa, 13 de Septiembre de 2016

Dr. A. Martín Umazano

Presidente VII CLS - XIV RAS

Dra. Adriana E. Mehl

Vicepresidente VII CLS - XIV RAS

Dra. Graciela Visconti

Secretaria VII CLS - XIV RAS

Dr. Emilio Bedatou

Tesorero VII CLS - XIV RAS

ÍNDICE

Conferencias

KATAOKA, K.S.

Reconstructing large-scale volcanogenic floods and its fluvial to shallow marine impacts: sedimentological, geomorphological and paleohydrological approaches.....2

ROSSETTI, D.F.

Neotectonics in the Amazonian lowland: impacts on sedimentation and landscape evolution.....3

SZELAGOWSKI, M.

Hidrocarburos en La Pampa: caracterización sísmica en el borde nororiental de la cuenca neuquina.....4

VIOLANTE, R.A.

Sedimentación marina en el atlántico suroccidental: nuevos conceptos en la construcción del margen continental argentino.....5

Charlas asociadas

BUSCHIAZZO, D.E.

Estado del proceso de degradación de suelos por erosión eólica en la región semiárida de Argentina.....7

MARIÑO, E.E.

Los recursos hídricos subterráneos en el suroeste de la llanura Chaco-Pampeana. Implicancia de los sedimentos sobre las potencialidades y limitaciones para su aprovechamiento.....8

Resúmenes

ALIOTTA, S.; GINSBERG, S.S. y VECCHI, L.G.

Formas de fondo y circulación sedimentaria en un sector adyacente al canal de navegación del estuario de Bahía Blanca, Argentina.....10

ALONSO-MURUAGA, P.J.; LIMARINO, C.O.; SPALLETTI, L.A. y COLOMBO-PIÑOL, F.

Aspectos sedimentológicos y estratigráficos del relleno de un paleovalle glacial pennsylvaniano en el área de Loma de Los Piojos, Precordillera Central de San Juan.11

ÁLVAREZ GONZÁLEZ, S.N.; CESARETTI, N.N.; MELCHOR, R.N.; TICKYJ, H. y KOSTADINOFF, J.

Materia orgánica carbonizada (Querógeno tipo III) y gas asociado en la Formación Carapacha (Pérmico), La Pampa, Argentina.....12

ÁLVAREZ-TRENTINI, G. y SCHWARZ, E.

Ciclos carbonáticos-silicoclásticos de alta frecuencia (Fm. Mulichinco, Cuenca Neuquina Central, Argentina): identificación de cambios de la productividad carbonática en el tiempo y el espacio.....13

AQUINO, R.; OROPEZA, G. y MARTÍNEZ, J.F.

Dolomitas y carbonatos de mezcla del Miembro O, Formación Escandalosa Cuenca de Barinas, Oeste de Venezuela: depósitos de un mar pericontinental cretácico que bordeó el Cratón de Guayana.....14

ARANDA, J.; OJEDA, G. y CHIESA, J.

Los depósitos del Cuaternario tardío en el piedemonte occidental de la Sierra de San Luis, San Luis, Argentina.....15

ARGÜELLO SCOTTI, A. y VEIGA, G.D.

Morfodinámica y arquitectura sedimentaria de un draa lineal cretácico preservado en el Miembro Troncoso Inferior de la Cuenca Neuquina.....16

ARGÜELLO SCOTTI, A.; ZAPATA, L.; ISLA, M.F.; SCIVETTI, N. y SOSA, N.

Flujo de trabajo para la generación de modelos digitales de afloramiento por fotogrametría: aplicaciones en sedimentología.....17

ARMAS, P.; CRISTOFOLINI, E.; OTAMENDI, J.; TIBALDI, A. y BARZOLA, M.

Depósitos volcánicoclásticos ordovícicos del suroeste del sistema de Famatina. Formación Chuschín. Provincia de La Rioja. Argentina.....18

ARMAS, P.; FERNÁNDEZ, P.; DOFFO, N.; DEGIOVANNI, S.; ECHEVARRÍA, K. y CRIADO, L.

Caracterización sedimentológica y análisis de facies de depósitos del paleoabánico del Río Chocancharava (Cuarto) en los Bañados del Saladillo.....19

ARREGUI, C.D.; RAJA GABAGLIA, G. P.; FRAGOSO, D.G.C. y SILVEIRA M.M.L.

Reconocimiento de IHS (Inclined Heterolitic Stratification) en afloramientos de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sur de la Cuenca Neuquina y su importancia en el ordenamiento estratigráfico de alta frecuencia.....20

ARROYO, M.; CHAVARRÍA, F.; JARQUÍN, E.; y MADRIGAL, A.M.

Sedimentología de los depósitos turbidíticos del Maastrichtiano-Eoceno inferior, del sector noroeste de la Provincia de Guanacaste, Costa Rica.....21

ASTESIANO, D.; AZCURRA, M.; BARBERIS, R.; BERNHARDT, C.; BOGGETTI, D.; D'ODORICO, A.; GRASETTI, G.; LARRIESTRA, C.; LO FORTE, G.; MANCEDA, R.; NOYA, M.; RODRIGUEZ, E.; VARGAS, M. y VILLA, N.

Integración de datos en un nuevo modelo geológico para el yacimiento Llanacanelo, Malargüe, Mendoza.....22

ASTINI, R.A.

Ensayo de una clasificación simple para entender productos lacustres.23

ASTINI, R.A.	
Pelitas rojas con grietas de desecación y modelos de facies alternativos.	24
ASTINI, R.A. y CANDIANI, J.C.	
Abanicamientos estratales en el Neógeno del Campo de Talampaya.....	25
ASTINI, R.A. y CANDIANI, J.C.	
El Cerro La Discordia: una discordancia muy particular entre el PAGANZO II y III.....	26
ASTINI, R.A.; COLOMBI, C. y CANDIANI, J.C.	
Conglomerados estratificados y aglomerados volcánicoclásticos en la base de la serie cenozoica de Talampaya, Sierra Morada-Cerro Rajado.....	27
ASTINI, R.A.; GOMEZ, F.J. y DE MAESTRI, E.F.	
Los travertinos cuaternarios de La Laja (San Juan): morfología, estratigrafía, facies y paleoambientes.....	28
ASURMENDI, E. y SANCHEZ, M.L.	
Jerarquización e implicancias a escala de cuenca de las discontinuidades del Grupo Neuquén (Cretácico Superior), cuenca de retroarco andina, Cuenca Neuquina, provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro.....	29
ASURMENDI, E.; SANCHEZ, M.L. y GRUMELLI, M.T.	
Análisis petrográfico y de procedencia del Grupo Neuquén (Cretácico Superior), en la Faja Central de la Cuenca Neuquina, provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro.....	30
ASURMENDI, E.; TORO, E.; SÁNCHEZ, M.L.; HEREDIA, S. y MESTRE, A.	
Análisis paleoambiental del Grupo Tucunuco (Ordovícico superior-Devónico inferior bajo), Precordillera Central, San Juan.....	31
BARRIENTOS GINÉS, A.; APARICIO GONZÁLEZ, P.; IMPICINI, A.; BERCHENI, V. y GALLARDO, E.	
Sedimentología y análisis de arcillas en depósitos lacustres cuaternarios en el área Ceibalito, Valle de Lerma, Provincia de Salta.....	32
BASAEZ, A.; CHIESA, J.; TRIPALDI, A. y OJEDA, G.	
La Formación Algarrobito en la cuenca media del Río Quinto, San Luis, Argentina.....	33
BASAEZ, A.; CORIA, W.; PAGANO, D. y CHIESA J.	
Sedimentología neógena de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara, San Luis, Argentina.....	34
BELLOSI, E.S. y CORBELLA, H.	
Did patagonian eruptions drive Cenozoic icehouse?	35
BELLOSI, E.S.; GENISE, J.F. y CANTIL, L.F.	
Sedimentación aluvial y paleoclima en el Paleógeno temprano de Valles Calchaquíes (Salta, Argentina).....	36
BELLOSI, E.S.; GENISE, J.F.; SÁNCHEZ, M.V.; CANTIL, L.F. y MOLINA, A.	
Facies y paleosuelos del paleovalle pleistoceno de Tafí (Tucumán, Argentina).....	37
BILMES, A.; D'ELIA, L.; LOPEZ, L.; RICHIANO, S.; VARELA, A. y MURAVCHIK, M.	
Reconstrucciones 3D y su relevancia en el análisis de sistemas sedimentarios: modelado digital de afloramientos usando la técnica structure from motion.....	38
BORROMEI, A.M.; MUSOTTO, L.L.; CANDEL, M.S.; MARTÍNEZ, M.A. y CORONATO, A.	
Reconstrucción paleoambiental y paleoclimática del Holoceno tardío a partir de un registro multi-proxy en Laguna Carmen, norte de la Isla Grande de Tierra Del Fuego (Argentina)	39
BORYA, A.; GOMEZ DACAL, A.; MARSHALL, J.D.; CROWLEY, S.F.; MATHEOS, S.D.; RAIGEMBORN, M.S. y WRAY, D.S.	
Alteración diagenética de las microestructuras de las ostras presentes en la Formación Calabozo, norte de la Cuenca Neuquina, Provincia de Mendoza.....	40

BOUZA, P.J. y CORTÉS, E.G.

Origen de los materiales parentales y génesis de suelos poligenéticos de la Península Valdés, NE de Chubut.....41

BOUZA, A.M.; GARCÍA CHAPORI, N.; MAYR, C.; LAPRIDA, C. y VIOLANTE, R.

Último ciclo glacial en el margen continental argentino: primeras evidencias obtenidas de isótopos estables.....42

BOZZANO, G.; ERCILLA, G.; VIOLANTE, R.A.; ESTRADA, F.; RENGEL ORTEGA, J.A.; MUÑOZ SÁNCHEZ, D.; SILVESTRI, O.; SPOLTORE, D.V.; PAEZ RUBIA, N.A. y SCHWENK T.

Rasgos morfosedimentarios y procesos recientes en el talud continental argentino, sector sur-bonaerense.....43

BRAVO, M.E.; ALIOTTA, S.; FIORI, S.M. y GINSBERG, S.S.

Sedimentos gasíferos y su ecotoxicidad sobre la comunidad de macroinvertebrados bentónicos, estuario de Bahía Blanca, Argentina.....44

BRUNETTO, E. y SOFFIANTINI, J.

Unidades cuaternarias del centro y sur de Paraguay.45

BUCHER, J.; BILMES, A.; D'ELIA, L.; LÓPEZ, M.; GARCÍA, M. y FRANZESE, J.

Controles en la evolución de la cuenca intermontana Paso del Sapo, Noroeste de Chubut.....46

CALVO, J.O.; ÁVILA, L. y SÁNCHEZ, M.L.

Estratigrafía del Grupo Neuquén: costa Norte del Lago Barreales, Provincia del Neuquén, Patagonia, Argentina.....47

CAMINA, S.; RIVAROLA, D. y PERÓN ORRILLO, J.M.

Esquema integral de los paleoambientes sedimentarios de la Formación San Roque (Oligoceno – Mioceno temprano) al Sur de la Sierra de San Luis.....48

CANDIA HALUPCZOK, D.; SÁNCHEZ, M.L.; VEIGA, G.; APESTEGUÍA, S. y PRÁMPARO, M.B.

Depósitos lacustres en sucesiones eólicas en el Yacimiento Paleontológico La Buitrera del oeste De Río Negro: una contribución al conocimiento paleoambiental de la Formación Candeleros (Cretácico Superior).....49

CANDIA HALUPCZOK, D.; SÁNCHEZ, M.L.; VEIGA, G.; TORO, E.; APESTEGUÍA, S. y PRÁMPARO, M.B.

Evolución de paleodesiertos en la Formación Candeleros (Grupo Neuquén – Cretácico Superior), Cuenca Neuquina.....50

CAÑIZARES, M.A.; DURAN, I.C.; BETANCOURT, O.E.; CAMPOSANO, L.A. y RANGEL M.D.

Cronoestratigrafía de la secuencia carbonática Oligoceno-Mioceno, Formación San Luis, Cuenca de Falcón, Venezuela.....51

CARDONATTO, M.C.; MELCHOR, R.N. y SANTILLÁN, M.A.

Excavaciones de *Tympanoctomys barrerae* en dunas vegetadas (*nabkhas*) en el Gran Salitral, La Pampa. Implicancia paleoambiental y paleoecológica.....52

CARMONA, N.; PONCE J.J. y WETZEL A.

Sedimentología e icnología de la Formación Sierra Chacaicó en la localidad de Arroyo Lapa, Cuenca Neuquina, Argentina.....53

CARMONA, R.P.; UMAZANO, A.M. y KRAUSE J.M.

Los titanosaurios más grandes de Patagonia habitaron un ambiente volcánico del Grupo Chubut.....54

CASTILLO-ELÍAS, G.; PRÁMPARO, M.B. y SÁNCHEZ, M.L.

Primeras evidencias de estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (ESIAM) en un ambiente lacustre silicoclástico del Cretácico Argentino (Aptiano tardío), Formación La Cantera, San Luis.....55

CASTILLO-ELÍAS, G.; SÁNCHEZ, M.L. y PRÁMPARO, M.B.

Configuración del sistema extensional del Cretácico Inferior de Sierras Pampeanas Occidentales, Provincia de San Luis: formación de depocentros continentales al sur de Sierras del Gigante.....56

CASTILLO-ELÍAS, G.; SÁNCHEZ, M.L.; y PRÁMPARO, M.B.

La Formación La Cantera: un ejemplo de relleno lacustre durante el pico de subsidencia del sistema de rift de Sierras Pampeanas Occidentales, San Luis (Cretácico Inferior)57

CAVALLOTTO, J.L.; SPOLTORE, D.V. y VIOLANTE, R.A.

Procesos morfosedimentarias de los márgenes continentales de Argentina y de Chile entre los 50° y 57°S.....58

CERECEDA, A.; POIRÉ, D.G.; VARELA, A. y RICHIANO, S.

Análisis sedimentológico de una sucesión deltaica distal (prodelta) del Cretácico Superior de la cuenca austral: formación alta vista.....59

CICCIOLI, P.L.; AMIDON, W.H.; MARENSSI, S.A.; LIMARINO, C.O.; FISHER, G.B.; BURBANK, D.W. and KYLANDER-CLARK, A.

Provenance analysis of the Toro Negro Formation, La Rioja Province, Argentina.....60

COPPO, R.; OTALORA, N.; SANTIAGO, E.; MONTAGNA, A. y PONCE, J.J.

Análisis sedimentológico e icnológico de la sección inferior de la Formación Lajas en el Yacimiento Cupen Mahuida, Cuenca Neuquina, Argentina.....61

CORONEL, M.D. y VEIGA, G.D.

Importancia de las facies de alto régimen en la caracterización de sistemas fluviales efímeros: un caso de estudio en el registro mesozoico de la Cuenca Neuquina.....62

CORRÊA, I.C.S.; WESCHENFELDER, J. e DOS SANTOS-FISCHER, C.B.

Novos dados sobre a turfa da plataforma Continental sul-Brasileira, Brasil.....63

COSTA, I.P.; VIOLANTE R.A. y PATERLINI, C.M.

Interacción entre procesos contorníticos y gravitacionales en el sector de la Terraza Ewing (talud continental medio) frente a Bahía Blanca.....64

CUADRADO, D.G. y BLASI, A.

Comparación de estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana en el ambiente fósil y actual.....65

CUADRADO, D.G.; GÓMEZ, E.A.; RANIOLO, L.A.; MAISANO, L. y PAN, J.

Generación de estructuras sedimentarias de deformación y su análogo fósil.....66

CUITIÑO, J.I.; KRAPOVICKAS, V.; RAIGEMBORN, M.S.; ZAPATA, L. y FERNICOLA, J.C.

La Formación Monte León (Mioceno temprano) como ejemplo de sistemas sedimentarios transicionales-regresivos de Patagonia austral.....67

D'ELIA, L.; BILMES, A.; LÓPEZ, M.; BUCHER, J.; GARCÍA, M.; HERNÁNDEZ, M.; SCIVETTI, N.; MONTI, M.; FUNES, D. y FRANZESE, J.

Tectónica y sedimentación en el *Patagonian Broken Foreland* a los 40°S: controles externos y perspectivas futuras para el análisis de cuencas de antepaís.....68

D'ELIA, L.; HERNÁNDO, I.; PÁEZ, G.; PETRINOVIC, I. y VILARROSA, G.

Erupciones y explosiones hidrotermales holocenas e históricas del humazo, Campo Geotermal Domuyo: dinámica y modelos eruptivos.....69

de ORO, L.A.; COLAZO J.C. y BUSCHIAZZO, D.E.

Calidad y cantidad de sedimento erosionado por viento en función del contenido de humedad inicial del suelo.....70

del PAPA, C.; PAYROLA, P.; HONGN, F.; DO CAMPO, M.; KRUGER S. y LAPIANA, A.

Retrogradaciones controladas por la tectónica en la cuenca miocena andina de los Valles Calchaquies, noroeste argentino.....71

DERI, M.N. y CICCIOI, P.L.

Caracterización morfosedimentaria del campo de dunas de Medanos, Bolsón de Fiambalá, Catamarca.....72

DERI, M.N. y CICCIOI, P.L.

Dinámica depositacional y medidas de mitigación para el avance del campo de dunas de Medanos, Bolsón de Fiambalá, Catamarca.....73

DIEZ GÓMEZ, G.A. y MOYA M.C.

Tidalitas de la Formación Lizoite (Cámbrico medio) en la Sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental.....74

ENCINAS, A.; FOLGUERA, A.; OLIVEROS, V.; DE GIROLAMO DEL MAURO, L.; TAPIA, F.; RIFFO, R.; HERVÉ, F.; FINGER, K.L.; VALENCIA, V.A.; GIANNI G. and ÁLVAREZ, O.

Late Oligocene–early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile (~44°–46°S).....75

ESCALANTE, L.E. ARANDA VIANA G.R. y SÁNCHEZ M.C.

Sedimentología de depósitos cuaternarios al Oeste de Angastaco, Valles Calchaquíes, Provincia de Salta.....76

ESPINOZA, N.; ZABALA PEROUENE, A.L.; VISCONTI G. y MELCHOR R.N.

Evolución paleoambiental de los depósitos fluvio-eólicos neógenos de la Formación El Sauzal, provincias de la Pampa y Río Negro, Argentina.....77

EVELING, E.J. y MOYA, M.C.

La transición entre las formaciones Floresta y Áspero (Tremadociano superior) en la Sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina.....78

EVELING, E.J. y MOYA, M.C.

Ritmitas bioclásticas en el Tremadociano superior de la Sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental, Argentina.....79

EYMARD, I.; BILMES, A.; ALVAREZ, M.P.; GONZÁLEZ DOBRA, M.; SUAREZ, F.; VASCONCELOS, C. y ARIZTEGUI, D.

Estromatolitos vivos y fósiles en el Antepaís Norpatagónico – investigaciones *in situ* y en laboratorio (geomicrobiología).....80

FIGARI, E.G. y GARCÍA, D.G.

Relaciones tectosedimentarias y arquitectura depositacional del Chubutiano inferior en la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina.....81

FOLGUERA, A. y ZÁRATE, M. A.

Mecanismos de generación de espacios de acomodación neógenos del centro de Argentina.....82

FONT, E.; CORIA, W. y CHIESA J.

La evolución del paleolago del Bebedero.83

GALLI, C.I.; COIRA, B.; ALONSO, R.N.; IGLESIA LLANOS, M.P. y PREZZI, C.B.

Evolución de la cuenca de antepaís durante el depósito de la Formación Maimará, Provincia de Jujuy, Argentina.....84

GARCÍA CHAPORI, N.; LAPRIDA, C. and VIOLANTE, R.A.

Taphonomic processes in the contourite depositional system of Argentina.....85

GÓMEZ, R.; TUNIK, M. y CASADÍO, S.

Análisis de facies del Grupo Neuquén, Cretácico Superior, en el Área Vega Grande, Mendoza.....86

GÓMEZ DACAL, A.R.; SIAL, A.N.; GÓMEZ PERAL, L.E.; SPALLETI, L.A. y POIRÉ, D.G.

Estudio comparado de isótopos estables de carbono en sucesiones sedimentarias del intervalo Tithoniano-Valanginiense de las cuencas Neuquina y Austral.87

GÓMEZ FIGUEROA, J. y BALOD, M.

Características texturales y mineralógicas del horizonte potásico k1, Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín, Cuenca Neuquina, Argentina.....	88
GOMEZ FIGUEROA, J. y BALOD, M. Presencia de sales de potasio en el Miembro Troncoso Superior (Formación Huitrín, Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina) en el Yacimiento Chihuido de la Sierra Negra, Provincia de Neuquén.....	89
GÓMEZ PERAL, L.E. y ARROUY, M.J. Análisis de elementos trazas como indicador paleoambiental en calizas de la Formación Loma Negra, Provincia de Buenos Aires, Argentina.....	90
GÓMEZ SAMUS, M.L.; BOFF, L.; ONTIVERO, P.; ZICCARELLI, S. y BIDEGAIN, J.C. Estudio magnético preliminar de arcillas vinculadas a la ingresión marina del Holoceno en las localidades de Ensenada y Berisso.....	91
GÓMEZ SAMUS, M.L.; CHIMENTO, N.; RICO, Y. y BIDEGAIN, J.C. Neógeno-Cuaternario de las Sierras de Tandil: lito-bio-magnetoestratigrafía.	92
GÓNGORA, J.M.; GEORGIEFF, S.M. y MORENO, C.A. Dinámica quimio-sedimentaria y quimioestratigrafía de los depósitos deltaicos de la Formación San José (Mioceno medio), Salta, Argentina.....	93
GÓNGORA, J.M., IRIARTE, M.E.; HEILBRON, M.C.; DOMÍNGUEZ, L.I. y GEORGIEFF, S.M. Análisis paleoambiental y correlación litoestratigráfica del sector medio de la Formación San José, entre Las Quebradas de Las Totoritas y de Mal Paso, Provincia De Salta, Argentina.....	94
GUTIÉRREZ TÉLLEZ, B.; LUNA, L.; FERNÁNDEZ, A.L. y CABALLERO, N. Estudio de sedimentos cuaternarios del Arroyo Napostá Grande (Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.....	95
HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; SOTO, M.; PIOLA, A.R.; TOMASINI, J.; PREU, B.; THOMPSON, P.; BADALINI, G.; CREASER, A.; VIOLANTE, R.A.; MORALES, E.; PATERLINI, C.M. y DE SANTA ANA, H. Rasgos contorníticos depositacionales y erosivos en el margen continental de Uruguay.....	96
HOLGADO, G.A. y BERTOTTO, G.W. Cenizas basálticas generadas por fragmentación freatomagmática en el Volcán Morado, sudeste de Mendoza.....	97
INBAR, M.; COSTELLO, J.A. and EREMCHUK, J. Megaboulder transport in flash floods- Case studies in the Jordan River (Israel) and Ambato River (Catamarca, Argentina).....	98
ISLA, M.F.; SCHWARZ, E. y VEIGA, G.D. Anatomía interna y análisis secuencial de alta resolución de una parasecuencia (Miembro Pilmatué, Formación Agrio, Neuquén, Argentina).....	99
ISOLA, J.I.; TASSONE, A.A.; VIOLANTE, R.A.; HALLER, M. y ST-ONGE, G. Estudio geofísico de un sector del margen continental patagónico argentino. Implicancias geomorfológicas y características sedimentarias de fondo oceánico.....	100
KIHN, R.G.; CARBONELLA, J. y GÓMEZ, E. A. Estudio micropaleontológico y sedimentológico de un testigo del sector interno del estuario de Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina): interpretaciones paleoambientales.....	101
KRAUSE, J.M. Tasas sedimentarias y pedogenéticas en la transición paleoclimática invernadero-frigorífico del Eoceno medio de Patagonia Central.....	102
KRAUSE, J.M.; RAIGEMBORN, M.S.; BOWN, T.M. y TEJEDOR, M.F. Paleoclimate of the lower Pinturas Formation, middle Miocene, Santa Cruz Province, Argentina.....	103
KRÖHLING, D.M.; BRUNETTO, E. y ALCANTARA, J.	

Caracterización sedimentológica y estratigráfica de la Fm. Palo Negro (Pleistoceno tardío) aplicado al análisis de la deformación cuaternaria en Pampa Norte.....	104
LAMARCHINA, S. y BEILINSON, E. Análisis de alta resolución de la dinámica sedimentaria en planicies de inundación: flujos confinados vs. flujos no confinados.....	105
LAPIANA, A.; DEL PAPA, C. y GAIERO, D. Análisis sedimentológico de la Formación Lumbrera Superior: discusión sobre el posible origen eólico....	106
LÓPEZ, D.; PONS, M.J.; GÓMEZ, R. y TUNIK M. Caracterización de facies de las formaciones Candeleros y Huincul (Grupo Neuquén), en el Cañadón Escondido, Neuquén, Argentina.....	107
LÓPEZ, M.; D' ELIA, L.; FRANZESE, J.R.; BUCHER, J. y GARCÍA, M. Influencia de los controles extrínsecos en la evolución de las cuencas de antepaís, la cuenca de Collón Curá como caso de estudio.....	108
LOPEZ, M.E.; GUZMÁN, S. y SEGGIARO, R. Estratigrafía de las ignimbritas de la Formación Morro Grande, Puna Norte.....	109
LUCERO, N.; CORIA, W.; PAGANO, D. y CHIESA, J. Pleistoceno tardío-Holoceno temprano del sector austral de la Depresión de Conlara, San Luis, Argentina.....	110
MACHADO, G.M.V.; ALBINO, J.; LEAL, A.P. and BASTOS, A.C. Quartz grain assessment for reconstructing the coastal palaeoenvironment.....	111
MAISANO, L.; SPAGNUOLO, J.O. y CUADRADO, D.G. Caracterización sedimentológica de una planicie costera colonizada por microorganismos	112
MARMELLO, J.F.N.; PAZ, J.D.S.; SILVA, D.G.Q.R.; GRILLAUD, R.A.S. e KUHN, C.E.S. Minerais pesados cretáceos da bacia Cambambe-Poxoreo.....	113
MARTÍNEZ, O.E.; REATO, A.; CANO, D.M. y GONZÁLEZ RUÍZ, L. Observaciones sedimentológicas en depósitos glaciogénicos mio-pliocenos de la Pampa de Chalfá, suroeste del Chubut.	114
MARTÍNEZ, O.E.; SÁNCHEZ, M.C. y FRACCHIA, D. Análisis sedimentológico de depósitos eólicos actuales, tramo austral de la Cuenca del Río Tonco, Salta...115	115
MEHL, A. y ZÁRATE, M. Duricostras del sector este del Macizo de Chadileuvú, Sur de La Pampa; significado estratigráfico y sedimentológico.....	116
MENDOZA BELMONTES, F.R.; TAMAME, M.A. and MELCHOR, R.N. Modern biogenic structures from a parabolic dune, southwestern La Pampa, Argentina.....	117
MINOR-SALVATIERRA, M.; GINSBER, S.S. y ALIOTTA S. Estimación del transporte de sedimento como carga de fondo a partir de la velocidad de migración de dunas subácueas.....	118
MONTAÑA, J.L. Caracterización de abanicos aluviales dominados por lóbulos de tamiz en el flanco occidental de la Sierra Chica de Zonda, Provincia de San Juan, centro-oeste de la República Argentina.....	119
MORS, R.A.; GOMEZ, F.J. y ASTINI, R.A. Travertinos y tufas de la Terma Los Hornos, Puna de Catamarca, Argentina: principales controles en el desarrollo de texturas y fábricas.....	120
MOTA, A.; MUSIAL, G. y BUATOIS, L. Estudio sedimentológico de los depósitos del Mioceno superior-Plioceno inferior en el Alto de Patao, Cuenca de Carupano, Venezuela.....	121

MOYANO PAZ, D.; TETTAMANTI, C. y POIRÉ, D.G.

Análisis de facies, composición y procedencia de psamitas de la Formación La Anita (Cretácico tardío) en el Cerro Calafate, Santa Cruz.....122

MUÑOZ, S.; RIQUELME, R.; GONZÁLEZ, R.; CAMPOS, E.; FERNANDEZ-MORT, A. y PIZARRO, H.

Ambientes depositacionales y condiciones paleoclimáticas en la evolución de la cuenca Centinela, Eoceno medio-Plioceno, Desierto de Atacama, Norte de Chile.....123

MURUAGA, C.M.; OCARANZA, P.J.; VIDES, M.E. y BAZÁN, C.

Sedimentación clástico-evaporítica de la Formación Río Salí en la Provincia de Tucumán.....124

NALIN MOYANO, M.; VEIGA, G. y RIVAROLA, D.

Caracterización paleoambiental y evolución lateral de un sistema aluvial efímero con interacción eólica: formaciones Los Riscos - El Jume (Aptiano), Sierra de las Quijadas, San Luis, Argentina125

NAVARRO, A.

Geología de los depósitos glaciales asociados a la pequeña edad de hielo en la Cordillera Principal de la Región del Libertador Bernardo O'Higgins, Chile.....126

OLIVO, M.S.; SCHWARZ E. y VEIGA, G.D.

Expresión sedimentológica, morfológica y estratigráfica de un límite de secuencia complejo en su margen deposicional valanginiano, Cuenca Neuquina, Argentina.....127

OZÁN, I.L.; TRIPALDI, A. y MÉNDEZ, C.

Análisis sedimentológico y micromorfológico del sitio arqueológico Cueva de La Vieja, Región de Aisén, Chile.....128

PALMA, R.M.; LÓPEZ GÓMEZ, J.; BRESSAN, G.S.; KIETZMANN, D.A. y MARTIN-CHIVELET, J.

Geometría y arquitectura de las facies de la Formación La Manga (Caloviano medio-Oxfordiano medio) Sur de Mendoza.....129

PARRAS, A.; GUERSTEIN, G.R.; NÁÑEZ, C.; PÉREZ PANERA, J.P.; CUSMINSKY, G. y GRIFFIN, M.

Controles alogénicos durante la depositación de la Formación Monte León y base de la Formación Santa Cruz, Mioceno temprano de Cuenca Austral.....130

PEREYRA FERNÁNDEZ, E.A.; PARRAS, A. y GHIGLIONE, M.

Análisis tectónico de procedencia mediante petrografía de areniscas en la secuencia de antepaís basal de la Cuenca Austral (Formación Río Belgrano)131

PEREZ, M.; UMAZANO, A.M. y MELCHOR, R.N.

Huellas de vertebrados preservadas en depósitos asociados con facies de duna eólica en la Formación Río Negro, Provincia homónima, Argentina.....132

PERON ORRILLO, J. M. y RIVAROLA, D.

Análisis evolutivo de la Formación San Luis, (Proterozoico superior – Paleozoico inferior), Provincia de San Luis, Argentina.....133

PERÓN ORRILLO, J.M. y RIVAROLA, D.

Litofacies y sistemas depositacionales de la Formación San Luis (Proterozoico superior - Paleozoico inferior) Provincia de San Luis, Argentina.....134

POIRÉ, D.G.; DE LOS REYES, M.; ARROUY, M.J. y CANAALICCHIO, J.M.

Estratigrafía del Neógeno-Cuaternario intraserrano de las Sierras Bayas, Sistema De Tandilia, Argentina.....135

PONCE, J.J.; CARMONA, N.; WETZEL, A. y PAZ, M.

Sedimentología e icnología del tramo basal de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina: implicancias en el análisis de la transgresión del Tithoniano.136

PONS, J.M.; FRANCHINI, M.; BEAUFORT, D.; PATRIER, P.; IMPICCINI, A. y RAINOLDI, A.L.

Origin of bleaching zones in the redbeds mudstones of Portezuelo Formation, Neuquén Basin, Argentina.....137

RAIGEMBORN, M.S.; GÓMEZ PERAL, L.; BEILINSON, E.; ZAPATA, L.; ZUCOL, A.F. y KRAPOVICKAS, V. Carbonatos pedogenéticos miocenos y su implicancia paleoambiental a partir del uso de isótopos estables: un ejemplo de Patagonia Austral, Argentina.	138
RAIGEMBORN, M.S.; GÓMEZ PERAL, L.; BORYA, A.; SANTELLI, M.B.; DEL RÍO, C.; PEREZ L.M. y MATHEOS, S. Aproximaciones faunísticas y microfaciales sobre calizas del Cenozoico medio en el Sur de la Cuenca San Jorge, Patagonia, Argentina.	139
RANGEL, M.D.; CAMPOSANO, L.A.; CAÑIZARES, M.A.; BETANCOURT, O.E.; DURÁN, I.C.; DUQUE, J.A.; OCHOA, W.J.; POMAR, L. y VINCENT, G.M. Reconstrucción paleoambiental de la secuencia carbonática Oligo-Mioceno de la Formación San Luis, flanco sur Sierra de San Luis, Cuenca de Falcón. Venezuela.....	140
REATO, A.; MARTÍNEZ, O.A. y CANO, M. Depósitos de loess y lagos orientados en la Pampa de Chaliá, Suroeste del Chubut.....	141
REMÍREZ, M. y SPALLETTI, L.A. Relación aporte/productividad carbonática en depósitos offshore del Miembro Pilmatué, Formación Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina.....	142
RICHIANO, S.; VARELA, A.; BILMES, A.; D'ELIA, L.; GÓMEZ DACAL, A.; AGUIRRE, M.; CASTELLANOS, I. y DAVIES, K. Modelos de evolución de cordones litorales: ejemplos de la costa argentina.....	143
RIVAROLA, D.; CAMINA, S.; PERÓN ORRILLO, J.M.; PRÁMPARO, M.B. Y GALLEGO, O. Una nueva unidad estratigráfica en el Sur de la Sierra de San Luis.....	144
ROJAS, M.A. y ZAMBRANO-LOBOS, P.A. Ambientes de sedimentación de la Formación Mininco y Formación Banco Del Laja (Plio-Pleistoceno), Chile Central.....	145
SAGRIPANTI, L.; GARCÍA CHAPORI, N.; PATERLINI, M. y VIOLANTE, R. Cañón submarino Mar del Plata: ¿rasgo morfosedimentario, morfotectónico o mixto?	146
SAN JUAN, M.; GUIÑEZ, F. y ZAMBRANO-LOBOS, P. Sedimentología y geomorfología de terrazas marinas generadas en el Segmento Sismogénico Valdivia.....	147
SÁNCHEZ, M.L. y ASURMENDI, E. Evolución tectono-estratigráfica del relleno del sistema de cuencas de antepaís andino cretácico: Grupo Neuquén en la región central de la Cuenca Neuquina.	148
SÁNCHEZ, M.L.; ASURMENDI, E.; CANDIA HALUPCZOK, D. y TORO, E. Los paleodesiertos del Grupo Neuquén en una cuenca de antepaís de retroarco, Cuenca Neuquina.....	149
SÁNCHEZ, M.V.; GENISE, J.F.; SARZETTI, L.C. y FARINA, J.L. Rápida colonización de depósitos de cenizas del volcán Chaitén (Chile) por insectos: el caso del escarabajo coprófago <i>Homocoris torulosus</i>	150
SANTI MALNIS, P.; COLOMBI, C.E.; LIMARINO, C.O.; RODRÍGUEZ POSATINI, N. and ROTHIS, L.M. The Papagayos Creek sedimentary environments, an example of a modern fluvial distributary system, eastern piedmont of La Huerta – Las Imanas Ranges, San Juan, Argentina.	151
SANTOLAYA, M.P.; VIGNONI, P.A. y LECOMTE, K.L. Caracterización geoquímica (TIC-TOC) de sedimentos de fondo de sistemas lacustres antárticos: Clearwater Mesa, Isla James Ross.....	152
SCHENCMAN, L.J.; MARENSSI, S.A. y LIMARINO, C.O.	

Depósitos de interacción eólica-fluvial en la sección basal de la Formación Vinchina (Mioceno), La Rioja, Argentina.....	153
SCHWARZ, E.; ECHEVARRÍA, C. y VEIGA, G.D. Caracterización paleoambiental y secuencial de depósitos deltaicos del Mb. Pilmatué en el centro de la Provincia de Neuquén (Argentina)	154
SCHWARZ, E. y VEIGA, G.D. Comparación entre depósitos holocenos y cretácicos para el refinamiento de modelos de acumulación en sistemas marinos someros dominados por olas.....	155
SEPÚLVEDA, L.D.; PASQUINI, A.I.; LECOMTE, K.L.; MANSILLA, E.G. y CHAPARRO, M.A.E. Análisis ambiental en la cuenca media del Río Suquia: geoquímica y propiedades magnéticas de los sedimentos transportados.....	156
SIMUNOVICH, G.A y SCASSO, R.A. Evidencias de ciclicidad mareal en las areniscas cuarzosas de la Formación Paso del Sapo, sobre las márgenes del tramo medio del Río Chubut.....	157
SOUZA, C.R. de G.; ABREU, M.H.M. e GOMES, R.V. Caracterização sedimentológica da planície costeira de Bertioga, São Paulo (Brasil).....	158
SOUZA, C.R. de G.; GOUVEIA, M.L. e SOUZA, A.P. Balanço sedimentar da Praia de Santos antes, durante e após as obras de dragagem de aprofundamento do Canal do Porto de Santos (São Paulo, Brasil).....	159
SOUZA, C.R. de G.; SOUZA, A.P. e GOUVEIA, M.L. Identificação de processos sedimentares em praias por meio da variabilidade temporal de células de deriva litorânea.....	160
SPALLETTI, L.A. y COLOMBO PIÑOL, F. Arquitectura de facies intereruptivas y sineruptivas en un paleovalle andino cuaternario: Formación Huarenchenque, Neuquén, Argentina.....	161
SPOLTORE, D.V.; SILVESTRI, O.; BOZZANO, G.; VIOLANTE, R.A.; ERCILLA, G.; ESTRADA, F.; RENGEL ORTEGA, J.A.; MUÑOZ SÁNCHEZ, D.; PAEZ RUBIA, N.A. y SCHWENK, T. Procesos y facies sedimentarias en una transecta plataforma exterior-talud, margen continental argentino, sector Bahía Blanca.....	162
TEDESCO, A.M.; WILSON, C.G.J.; ESCOSTEGUY, L.D.; ETCHEVERRÍA, M. y FOLGUERA, A. Nuevo perfil de la Formación El Sauzal en la margen del Río Colorado, entre Rincón De Los Sauces y Octavio Pico, Provincia de Mendoza.....	163
TETTAMANTI, C.; MOYANO PAZ, D.; GÓMEZ DACAL, A.R.; TINEO, D.E.; PEREZ, L.M. y POIRÉ, D.G. Metodologías para el análisis de acumulaciones bioclásticas: una propuesta integral.....	164
TETTAMANTI, C.; MOYANO PAZ, D.; POIRÉ, D.G. y VARELA, A.N. Primeros análisis detallados de facies sedimentarias, asociaciones de facies y paleocorrientes en la Formación La Irene.	165
TINEO, D.E.; POIRÉ, D.G.; PÉREZ, L.M. y VERGANI, G.D. Caracterización del sistema lacustre de la Formación Yecua (Mioceno medio-tardío), Cuenca del Chaco, Sierras Subandinas Australes, Bolivia.....	166
TOGNELLI, G.; BASAEZ, A. y GARDINI, C. Fenómenos de carcavamiento en El Durazno Alto, San Luis, Argentina.....	167
TORRE, G.; GAIERO, D.M.; GILI, S.; DE VLEESCHOUWER, F.; OLIVEIRA-SAWAKUCHI, A. y LE ROUX, G. Estudio de proveniencia del loess pampeano durante el último ciclo glacial/interglacial: implicancias para las interpretaciones paleoambientales regionales.....	168

TRIPALDI, A.; MEHL, A. y ZÁRATE, M.A.

Megadunas parabólicas complejas de los Valles Transversales de la Provincia de La Pampa, Argentina.....169

TUNIK, M.; CASADÍO, S.; CORIA, R. y ARCE, M.

Análisis de facies de los niveles continentales de la Formación Mulichinco, en el área del Arroyo Pilmatué, Cuenca Neuquina170

UMAZANO, A.M.; BELLOSI, E.S. y KRAUSE, J.M.

Allocyclic controls in volcanoclastic fluvial successions: lessons from alluvial architecture of Cretaceous Chubut Group, Patagonia.....171

URIEN, C.M.; PATERLINI, M. y JIMENEZ, M.

Las cuencas sedimentarias del margen continental occidental en el Atlántico Sur.172

VALENCIA, Y. y PARRA, Z.

Análisis sedimentológico y geocronológico del basamento y la cobertura inmediata del mismo en el alto estructural de Patao, Cuenca Carúpano, NE de Plataforma Continental de Venezuela.173

VARELA, A.N.; RICHIANO, S.; POIRÉ, D. G.; IGLESIAS, A. y BREA, M.

Un bosque fósil de gran extensión areal y su relación con una superficie de regresión forzada heterogénea.....174

VECCHI, L.G.; GINSBERG, S.S. y ALIOTTA, S.

Caracterización sedimentológica y corrientes de marea en el Canal La Lista. Estuario de Bahía Blanca, Argentina.....175

VEIGA, G.D. y SCHWARZ, E.

Registro de un campo de dunas de offshore en el Cretácico Temprano de la Cuenca Neuquina (Miembro Pilmatué, Fm. Agrio): significado paleogeográfico y estratigráfico secuencial.176

VILLA, S.; DAGA, R.; CASELLI, A. y RIBEIRO GUEVARA, S.

Las erupciones históricas del Volcán Copahue: registros en una secuencia sedimentaria lacustre.....177

VILLALBA, G.; CATTANA, L.; BATTISTON, A.; ARMAS, P. y VILLEGAS, M.

Paleoambiente sedimentario del Miembro Inferior de la Formación La Torre (Triásico Inferior) en el Parque Provincial El Chiflón, Provincia de La Rioja.178

VILLEGAS, P.M.; UMAZANO, A.M.; MELCHOR, R.N.; KRAUSE, J.M. y BELLOSI, E.S.

Influencia climática del volcanismo. ¿Representa el miembro Puesto La Paloma un caso de pseudo-aridez en el Aptiano-Albiano de Patagonia?.....179

VIOLANTE, R.A.; ERCILLA, G.; BOZZANO, G.; ESTRADA, F.; RENGEL ORTEGA, J.A.; MUÑOZ SÁNCHEZ, D.; PAEZ RUBIA, N.A.; SPOLTORE, D.V.; SILVESTRI, O. y SCHWENK T.

Características morfosedimentarias y sismoestratigráficas recientes de la Plataforma Exterior del Sureste Bonaerense, Argentina.....180

Conferencias

RECONSTRUCTING LARGE-SCALE VOLCANOGENIC FLOODS AND ITS FLUVIAL TO SHALLOW MARINE IMPACTS: SEDIMENTOLOGICAL, GEOMORPHOLOGICAL AND PALEOHYDROLOGICAL APPROACHES

K.S. Kataoka¹

¹*Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University, Niigata Japan, lahar305@gmail.com*

Volcanic eruptions can spread volcaniclastic material (tephra) extensively in a geologically instantaneous time. Such volcaniclastic deposits can be transported and deposited by water, i.e., by lahars and fluvial processes not only at the time of an eruption but also even long after the eruption. The volcaniclastic sedimentation by water is an important process because of its widespread nature and duration of more than tens to thousands years that causes impacts on sedimentary environments and agitates fluvial to coastal geomorphic systems. Japan has long been in an active island arc system, therefore, the depositional systems, when they hold active volcanic sources in an upstream catchment, can easily be affected by sudden and voluminous sediment supply. This study reviews how to reconstruct, from geological, geomorphological and sedimentary records in the Japanese Quaternary System, the large-scale volcanogenic floods from a caldera lake and a volcanically dammed river lake, and their impacts on fluvial and coastal geomorphology and sedimentary environments.

A gigantic outburst flood from Towada caldera, northeast Japan occurred after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption (Kataoka, 2011). The evidence for flood is observed along the Oirase River downstream from the outlet of the caldera lake. These are 1) hanging valleys and a horseshoe-shaped waterfall in the upstream gorge area, 2) boulder bars and scattered flood boulders, 3) a dry valley at a high elevation in the gorge, and 4) large bouldery fan (the Sanbongi fan) deposits with 0.7-1.4 km³ in volume in the downstream area. Based on the stratigraphy of the Sanbongi fan, the flood occurred between 15 and 12 ka, after the ignimbrite eruption. Paleohydrological analysis of the flood event suggests that at least 6 km³ of water was released from the caldera lake with a peak discharge of >20,000-300,000 m³/s.

Another example of large-scale flood is the outburst of an ignimbrite-dammed valley after the 5.4 ka eruption of Numazawa volcano in northeast Japan (Kataoka *et al.*, 2008). The ignimbrite (> 4 km³) dammed the Tadami River to a depth of > 100 m, temporarily impounding > 1.6 km³ of damlake water that was finally catastrophically released by dambreak more than several months to one year after the eruption. Paleohydraulic reconstruction shows an estimated peak flood discharge of > 30,000 to 50,000 m³/s. The event emplaced aggradational flood deposits and reworked volcaniclastic deposits that are meters to 10s of meters thick along the Tadami River and Agano River. The flood eventually reached more than 150 km downstream of the volcano to the coastal Niigata Plain through the Agano River system. Sedimentological evidence of the flood includes outcrops and borehole data showing several meters of resedimented vitric and pumiceous units in the Niigata Plain area (Kataoka *et al.*, 2009, 2016). Large sediment delivery caused the change in post-5.4 ka coastal system that the delta progradation rate was increased after the eruption. The ¹⁴C dating for a horizon below a pumice bed in prodelta facies yielded younger age (1.2 ka) than the eruption age. This indicates that pumice grains originated from the outburst flood were reworked and redistributed in a shallow marine area ~4000 years after the eruption.

Facies analysis of the reworked tephra beds intercalated in non-marine sequences of the Japanese Plio-Pleistocene has revealed distal (>100 km) volcaniclastic sedimentation and their origin (Kataoka *et al.*, 2009). Many of the examined tephra beds have conspicuously thick (1 to 10 m-thick) resedimented parts that suggest fluvial processes were important for tephra bed formation. Most of the thick reworked tephra beds containing rounded 'pumice' pebbles and cobbles infer the presence of an ignimbrite eruption and its fluvial/laharic processes after the eruption. In summary, the reviewed examples emphasize that voluminous supply of volcanic material by eruptions is very important factor to constrain the formation of sedimentary strata, geomorphology and basin evolution in the Quaternary System, especially in active volcanic arc settings.

Kataoka, K.S., 2011. Geomorphic and sedimentary evidences of a gigantic outburst flood from Towada caldera after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption, northeast Japan. *Geomorphology* 25: 11-26.

Kataoka, K.S., A. Urabe, V. Manville and A. Kajiyama, 2008. Breakout flood from an ignimbrite-dammed valley after the 5 ka Numazawako eruption, northeast Japan. *Geological Society of America Bulletin* 120: 1233-1247.

Kataoka, K.S., V. Manville, T. Nakajo and A. Urabe, 2009. Impacts of explosive volcanism on distal alluvial sedimentation: examples from the Pliocene-Holocene volcaniclastic successions of Japan. *Sedimentary Geology* 220: 306-317.

Kataoka, K.S., A. Urabe and Y. Nagahashi, 2016. Millennial-scale reworking of tephra in alluvial to shallow marine settings: distinguishing pseudo-isochrons from genuine ones. *Quaternary International* 397: 173-193.

NEOTECTONICS IN THE AMAZONIAN LOWLAND: IMPACTS ON SEDIMENTATION AND LANDSCAPE EVOLUTION

D.F. Rossetti¹

¹*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos-SP, Brazil, rossetti@dsr.inpe.br*

Tectonic reactivation has long been suggested to have occurred over several areas of the Amazonian lowland in the Neogene–Holocene. Numerous landscape changes documented in this region, particularly variations in fluvial dynamics and morphologies, have nevertheless been exclusively attributed to climatic fluctuations. Minimizing the effect of tectonics over the Neogene–Holocene evolution of the Amazon basin can result in a distorted interpretation of the sedimentary record and, as a consequence, equivocal paleoclimatic reconstructions. Climate has often prevailed as a hypothesis to explain changes in fluvial dynamics possibly due to the still scarce synthesizing publications focusing exclusively on the neotectonic influence over this region. The present work provides a review of existing data focusing on Quaternary tectonics over a large area of the Amazonian lowland. The existing information is complemented by original morphostructural data on Quaternary terrains from this region, which were acquired through remote sensing. The goals were to analyze the geographic extent of late Quaternary deposits, and to determine the impact of tectonics on their development and on the latest evolution of the Amazon drainage basin. The analysis shows that: 1. the Amazonian lowland experienced geographically widespread sedimentation in the late Pleistocene–Holocene; 2. sedimentation was promoted by the creation of new depositional sites most likely resulting from tectonic activity; and 3. tectonic reactivation impacted the latest evolution of this entire region, with particular influence on drainage basins, as revealed by river courses with morphostructural lineaments evidencing fault control. The NW–, NE–, nearly N–S and, to a lesser extent, W–E morphostructural trends are generally associated with strike–slip deformation. They are conformable with the main orientation of tectonic structures from adjacent crystalline rocks of the Precambrian basement. They also match tectonic trends documented in Neogene and younger sedimentary deposits from this and several other areas of northeastern Brazil. A profusion of morphostructural anomalies is imprinted on the surface of Neogene–Holocene deposits of the Amazonian lowland, the main ones consisting of: 1. highly asymmetric modern drainage basins still under organization, with anomalous patterns (i.e., trellis, sub–dendritic, sub–parallel and rectangular), frequent river captures, changes in river courses overtime and straight channels either with triangular shapes or with local meandering and subtle enlargements; 2. an abundance of channels, floodplains, lakes and entire valleys with straight and orthogonal margins that locally form rhombic shapes or which may be laterally displaced; 3. fluvial rias (i.e., rivers that became enlarged as their mouth were barred) bounded by sharp and orthogonal lineaments which result in rectangular shapes; 4. termination of megafans into rhombic–shaped depressions bounded by straight lineaments or their lateral displacement several kilometers apart; and 5. rivers with asymmetric terraces laterally displaced by faults. These observations are consistent with a landscape controlled by neotectonic activity. The modern seismogenic record, which reveals even high–magnitude earthquakes, indicates active deformation over the Amazonian lowland at the Present time. The neotectonic history of the Amazonian lowland is within the context of an overarching mechanism most likely related to intraplate stresses. These were probably caused by reactivation of pre–existing structures since the Neogene, which was most likely promoted by activity along oceanic fracture zones, transform faults of the Brazilian Equatorial margin, as well as along the Andean region.

HIDROCARBUROS EN LA PAMPA: CARACTERIZACIÓN SÍSMICA EN EL BORDE NORORIENTAL DE LA CUENCA NEUQUINA

M. Szelagowski¹

¹Petrobras Argentina S.A., Neuquén, Argentina, manuel.szelagowski@petrobras.com

En la provincia de La Pampa se producen hidrocarburos desde hace 49 años, a partir de diferentes unidades litoestratigráficas del borde nororiental de la Cuenca Neuquina. Esta cuenca se desarrolla principalmente en las provincias de Neuquén y Mendoza, alcanzando el oeste de Río Negro y suroeste de La Pampa. Se trata de una cuenca de retroarco de edad triásica. Aunque el sector más productivo de la cuenca, con mayor espesor de relleno sedimentario y mejores condiciones de generación y migración de hidrocarburos está en la provincia de Neuquén, ciertas condiciones geológicas excepcionales permitieron la migración de los fluidos hacia el borde nororiental de la cuenca. El desplazamiento ocurrió a través de *carriers* y fallas, permitiendo la acumulación, entrapamiento y posterior puesta en producción de la denominada Plataforma de Catriel (Hogg, 1993), distrito productivo de Catriel (Legarreta *et al.*, 2008) o, en términos coloquiales, Plataforma nororiental.

La columna sedimentaria en este sector de la cuenca alcanza entre 600 y 1.300 m de espesor, e incluye cinco unidades que contienen rocas reservorio en la provincia de La Pampa, a saber: Grupo Choiyoi (Triásico Inferior), Formación Sierras Blancas (Jurásico Superior), Formación Quintuco (Cretácico Inferior), Formación Mulichinco (Cretácico Inferior) y Formación Centenario (Cretácico Inferior). Puntualmente, los hidrocarburos son extraídos de: i) depósitos volcánicos ignimbríticos de composición ácida, fracturados o alterados del Grupo Choiyoi; ii) depósitos arenosos y conglomerádicos de ambiente fluvio-aluvial de la Formación Sierras Blancas; iii) carbonatos (*wackestones* y *mudstones* principalmente), areniscas y conglomerados de plataforma de ambiente marino somero de la Formación Quintuco; iv) areniscas carbonáticas de ambiente marino marginal de la Formación Mulichinco; y v) areniscas y pelitas de ambientes continentales terrígenos de la Formación Centenario. Las trampas de hidrocarburos que caracterizan estas unidades son, principalmente, de tipo combinadas.

Durante la historia de desarrollo de los yacimientos se fue registrando información sísmica como principal método prospectivo, primero 2D y posteriormente 3D. Sin embargo, los datos tienen en general más de diez años de antigüedad. Fundamentalmente tuvieron objetivos exploratorios y, por lo tanto, hoy resultan inadecuados para caracterizar complejos y heterogéneos reservorios y tipos de trampas en este sector de la cuenca, donde los espesores de las capas, en la mayoría de los casos, no alcanzan 20 metros. Considerando estos espesores, las litologías, las profundidades y los buzamientos de las capas, es necesario definir correctamente los parámetros de diseño y la posterior secuencia de procesamiento. Más allá de lograr una buena imagen estructural del subsuelo, hoy se necesita hacer una correcta caracterización sísmica, principalmente en el dominio *prestack* con *gathers* acondicionados para tal fin. En la actualidad, los equipamientos de registración sísmica y el *hardware* y *software* disponible para su procesamiento han mejorado sustancialmente. Es posible realizar registraciones sísmicas con más de 8.000 canales activos, logrando *offsets* largos y valores de *fold* de más de 100, además de lograr mayor agilidad en las operaciones. Estas posibilidades, junto con el desarrollo de algoritmos propios del procesamiento sísmico (migración en profundidad o interpolación 5D) y de la interpretación (descomposición espectral, inversión de trazas, caracterización de AVO) permitirían obtener datos sísmicos que realmente ayuden a reducir la incertidumbre en los modelos geológicos del subsuelo.

La actividad exploratoria de esta zona, al igual que en el resto de la cuenca, decayó sensiblemente durante los últimos 20 años. Por ello es imprescindible y urgente hacer inversiones en exploración, incluyendo la adquisición de nuevos datos sísmicos de buena calidad y la perforación de pozos exploratorios.

La posibilidad de hallar reservorios no convencionales, tan de moda en estos días (por ejemplo: *tight gas*, *shale oil* o *shale gas*) es muy baja, y las mejores perspectivas se circunscriben a los reservorios convencionales. Como corolario puede citarse lo expresado por Mendiberri y Carbone (2002) en el libro Rocas Reservorios de Argentina: “Aunque la Cuenca Neuquina se encuentra en estado desarrollado desde el punto de vista de exploración, aún mantiene importantes desafíos”, y de eso se trata la prospección de hidrocarburos en la provincia de La Pampa.

Hogg, S.L., 1993. Geology and hydrocarbon potential of Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology* 16(4): 383-396.

Legarreta, L., H.J. Villar, C.E. Cruz, G.A., Laffitte y R. Varadé, 2008. Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración-entrapamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la Cuenca Neuquina, Argentina. *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas: 79-108, Mar del Plata.

Mendiberri, H y O. Carbone, 2002. Cuenca Neuquina: Marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. Rocas reservorio de las cuencas productivas de Argentina. *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Actas: 201-228, Mar del Plata.

SEDIMENTACIÓN MARINA EN EL ATLÁNTICO SUROCCIDENTAL: NUEVOS CONCEPTOS EN LA CONSTRUCCIÓN DEL MARGEN CONTINENTAL ARGENTINO

R.A. Violante¹

¹Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina, rober.a.violante@gmail.com

El Margen Continental Argentino (MCA) ocupa un área clave en el contexto de los mares del mundo, ya que se encuentra en un sitio con una dinámica oceanográfica particular y prácticamente única a nivel global. Allí, las masas de agua de origen antártico interactúan activamente con otras de regiones ecuatoriales e inclusive del Atlántico norte (p. ej., Carter y Cortese, 2009). Por otra parte, la región tiene una de las mayores concentraciones de sedimentos en suspensión (p. ej., Biscaye y Eittrheim, 1977), además de un enorme aporte de sedimentos terrígenos (p. ej., Govin *et al.*, 2012). De esta manera se genera uno de los sistemas oceanográficos más activos del planeta. La respuesta sedimentaria a estos procesos es altamente significativa. Sin embargo, recién en la última década comenzó a comprenderse el verdadero valor del complejo sistema sedimentario-oceanográfico y su importancia en el modelado del MCA. Hasta ese entonces, el concepto imperante para la sedimentación en la región -fundamentalmente para el talud y emersión- era el del predominio de procesos turbidíticos (procesos gravitacionales no vinculados a la acción de corrientes de fondo), como lo demuestran, por ejemplo, los trabajos de Ewing y Lonardi (1971) y Emery y Uchupi (1984). Las nuevas interpretaciones resultantes de la interpretación de información sísmica recolectada a partir de fines de los años 90, llevaron a una revisión profunda de los conceptos de sedimentación marina en este sector del Atlántico. El trabajo de Hernández Molina *et al.* (2009) fue pionero en la revisión de los procesos previamente reconocidos en la región, al aplicar los conceptos de sedimentación contornítica (“*contouritic sedimentation*”) que para ese entonces estaba en pleno desarrollo a nivel mundial (Rebesco y Camerlenghi, 2008). De esa manera fue posible comenzar a comprender, en el MCA, la interacción entre los procesos sedimentarios y los oceanográficos, dominados estos últimos por la dinámica de las masas de agua oceánica y corrientes marinas asociadas, capaces de erosionar, transportar, depositar y resuspender a importantes fracciones sedimentarias dando lugar a las configuraciones contorníticas. A partir de allí, el desarrollo de numerosos proyectos argentinos e internacionales destinados a profundizar los estudios en diferentes áreas del MCA, llevaron a la adquisición de gran cantidad de información tanto geológica como oceanográfica con la cual se ha avanzado en el estudio de los depósitos y procesos sedimentarios contorníticos. Entre los avances más significativos se encuentran: 1) el reconocimiento de terrazas contorníticas formadas por procesos complejos de erosión-depositación a diferentes profundidades en función de la posición y variabilidad de las interfases entre masas de agua oceánica contiguas; 2) la identificación de mega, macro y micro estructuras sedimentarias reconocidas mediante diversos métodos de relevamiento (batimetría mono y multihaz, ecosondas, sistemas sísmicos y muestreo de testigos de sedimento); 3) el reconocimiento de facies sedimentarias asociadas a diversos rasgos morfosedimentarios (*drifts* de diversas configuraciones, canales y fosas contorníticos, etc.); 4) la interacción de los procesos contorníticos con otros gravitacionales. La diferenciación de áreas con diferentes rasgos contorníticos revela no sólo cambios en los patrones sedimentarios y procesos oceanográficos, sino también posibles influencias tectónicas e isostáticas, así como la modificación de esos factores a través del tiempo desde el momento en que, con la apertura del Océano Atlántico y su evolución hacia su configuración actual, se dieron las condiciones adecuadas en el MCA para el desarrollo de los sistemas contorníticos.

Biscaye, P.E. y S.L. Eittrheim, 1977. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. *Marine Geology* 23: 155-172.

Carter, L. y G. Cortese, 2009. Change in the Southern Ocean: responding to Antarctica. En: J. Brigham-Grette, R. Powell, L. Newman y T. Kiefer (Eds.), *PAGES News: change at the Poles, a paleoscience perspective*, IGBP-PAGES (Past Global Changes), PAGES International Project Office, 17 (1): 30-32.

Emery, K.O. y E. Uchupi, 1984. *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag, New York, 1050 pp.

Ewing, M. y A. Lonardi, 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 5: Sedimentary structure of the Argentine Margin, basin and related provinces. *Physics and Chemistry of the Earth*. 8: 123-251.

Govin, A., U. Holzwarth, D. Heslop, L.F. Keeling, M. Zabel, S. Mulitz, J.A. Collins y C.M. Chiessi, 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (1): Q01013, doi:10.1029/2011GC003785.

Hernández-Molina, F.J., C.M. Paterlini, R.A. Violante, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza y M. Rebesco, 2009. A contourite depositional system on the Argentine Slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology* 37 (6): 507-510.

Rebesco, M. y A. Camerlenghi, 2008. *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, 663 pp.

Charlas asociadas

ESTADO DEL PROCESO DE DEGRADACIÓN DE SUELOS POR EROSIÓN EÓLICA EN LA REGIÓN SEMIÁRIDA DE ARGENTINA

D.E. Buschiazzo

INTA, EEA Anguil e INCITAP (CONICET-UNLPam), buschiazzo@agro.unlpam.edu.ar

Los suelos de la región semiárida Argentina son altamente susceptibles a ser erosionados por el viento. Deben esta característica a su evolución sobre materiales parentales de origen eólico, mayormente de tipo loésico. Esta alta susceptibilidad natural se combina con otros factores que favorecen el proceso, como sequías y, en los últimos años, el avance de la agricultura que produce frecuentes remociones y bajas coberturas de la superficie del suelo. La combinación de todos estos factores produce, en forma frecuente, procesos eólicos de gran magnitud.

A mediados de la década de 1990 se iniciaron estudios sobre la erosión eólica de suelos agrícolas en esta región de Argentina. En una primera etapa, se analizaron los efectos *in situ* del proceso, es decir, los cambios que sufren los suelos erosionados, y más recientemente se comenzaron a evaluar los efectos *ex situ*, los que producen las tormentas de polvo sobre el ecosistema al transportar material ultrafino en suspensión.

Los efectos *in situ* se evaluaron mediante mediciones de campo y con túneles de viento, que permitieron cuantificar la erosión de suelos agrícolas sometidos a diferentes usos. Se midieron y/o desarrollaron también metodologías para calcular parámetros climáticos, de suelos y de cobertura vegetal, necesarios para alimentar un modelo predictivo (EWEQ, Ecuación de Erosión Eólica en Español). Se analizó, además, la calidad del material erosionado a fin de dilucidar la tendencia de distintas sustancias (orgánicas e inorgánicas) a ser transportadas por el viento.

Algunos resultados de estos estudios indican que la erosión puede superar las 200 t/ha.ha.año, valor 20 veces superior al permisible, y que las tasas de enriquecimiento del material erosionado puede llegar a valores de 5, dependiendo del tipo de sustancia transportada y las características de las tormentas. El modelo EWEQ, desarrollado y calibrado para la región central de esta región (Provincia de La Pampa y porciones de Córdoba, San Luis y Buenos Aires) permite planificar manejos de suelos que minimicen la erosión. Su aplicación ha permitido desarrollar mapas de riesgo de erosión de Argentina y diferentes provincias, y simular las magnitudes de la erosión en distintos escenarios climáticos. La EWEQ ha sido utilizada, también, para reglamentar la Ley de Conservación de Suelos de la Provincia de La Pampa en lo referido al cultivo de maní.

Los efectos *ex situ* de la erosión eólica se analizaron considerando que la erosión de suelos es el principal origen de las plumas de polvo que se producen en la región Pampeana Semiárida, y que las mismas alteran diferentes componentes del ecosistema, entre ellos la formación de nubes, la calidad del aire, la visibilidad y, en última instancia, la salud humana. Estos estudios han incluido la medición a campo y en túneles de viento de la concentración de material particulado (aquel con diámetro menor a 10µm -PM10-) en eventos erosivos ocurridos bajo distintas condiciones meteorológicas (velocidades y direcciones de viento, humedad del aire, etc.) y pedológicas (tipos de suelos, condiciones de su superficie, etc.). Recientemente se ha iniciado una línea de investigación referida a la determinación de la calidad de las PM10.

LOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS EN EL SUROESTE DE LA LLANURA CHACO-PAMPEANA. IMPLICANCIA DE LOS SEDIMENTOS SOBRE LAS POTENCIALIDADES Y LIMITACIONES PARA SU APROVECHAMIENTO

E. E. Mariño

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, La Pampa,
emarinio@exactas.unlpam.edu.ar

Los recursos hídricos son esenciales para la vida y la atención de necesidades humanas básicas, desempeñan un rol preponderante en la sustentabilidad de los ecosistemas acuáticos, constituyen un insumo indispensable para las actividades productoras de bienes y servicios y desempeñan un rol preponderante en los procesos de ocupación territorial. Este carácter multidimensional exige una profundización continua del conocimiento de estos recursos, con el objetivo de determinar la factibilidad de su aprovechamiento para distintos usos, la cual depende principalmente de una conjunción de factores climáticos, geomorfológicos, sedimentológicos, estructurales y geoquímicos. Esta ponencia apunta a mostrar la incidencia de las características sedimentarias sobre las potencialidades y limitaciones para el aprovechamiento de recursos hídricos.

Uno de los recursos hídricos más relevante en Argentina es el agua subterránea alojada en los sedimentos loésicos neógenos, ampliamente distribuidos en la Llanura Chaco-pampeana. En la parte sur de esta extensa unidad geomorfológica, que cubre el 36% del territorio continental, se desarrolla el denominado “acuífero Pampeano”, el cual representa una fuente de abastecimiento de agua para una zona densamente poblada y muy activa desde el punto de vista productivo, tanto industrial como agropecuario. Sobre este último aspecto, algunas estimaciones indican que las actividades dependientes de dicho acuífero aportan más del 60% del Producto Bruto Interno de Argentina. Desde el punto de vista hidrogeológico, el “acuífero Pampeano” tiene carácter libre, con drenaje diferido en muchos sectores, y consiste en una sucesión sedimentaria granulométricamente variable entre arena limosa y limo arenoso con intercalaciones arcillosas y cementación calcárea, que hacia el techo frecuentemente culmina en una capa de caliza micrítica vulgarmente denominada toska. En la parte oriental de la Llanura Chaco-pampeana, el “acuífero Pampeano” se ubica por encima de otra unidad hidrogeológica importante, conocida como “acuífero Puelche”, mientras que en el oeste generalmente suprayace a niveles de arcillas marinas miocenas o se apoya directamente sobre un basamento ígneo-metamórfico del Precámbrico-Paleozoico.

El sector suroeste de la Llanura Chaco-pampeana forma parte de una zona semiárida-árida, que ocupa casi dos tercios de la superficie de la unidad y abarca el Oeste de Formosa, Chaco, Santa Fe y Buenos Aires; la mayor parte de las provincias de Santiago del Estero, Córdoba, San Luís y La Pampa y el extremo sureste de Mendoza. En este ámbito, donde la disponibilidad de recursos hídricos está fuertemente condicionada por el marco climático, el “acuífero Pampeano” es la principal fuente para el abastecimiento de agua destinada al uso urbano y rural. Sin embargo, las características granulométricas y composicionales del sedimento portador determinan condiciones hidráulicas e hidroquímicas que a menudo imponen limitaciones para el aprovechamiento. Desde el punto de vista cuantitativo, es común que las obras de captación de agua obtengan caudales reducidos o requieran de un funcionamiento temporalmente acotado para no provocar un deterioro cuantitativo y/o cualitativo del recurso. En este último sentido, cabe agregar que la calidad del agua para consumo humano, en muchos lugares, se ve restringida por la presencia de elementos nocivos para la salud, tales como flúor y arsénico, cuyo origen, aún no precisamente establecido, se atribuye a ciertos componentes presentes en los sedimentos loésicos, en especial el vidrio volcánico. Por el contrario, otros depósitos sedimentarios contribuyen a mejorar sustancialmente las limitaciones del contexto hidrogeológico antes descripto. Así, las acumulaciones arenosas eólicas del Pleistoceno-Holoceno crean condiciones favorables para la infiltración del agua de lluvia y constituyen sectores acuíferos cuyas propiedades hidráulicas permiten una explotación con rendimientos superiores a los obtenidos en otros ámbitos, y además incrementan localmente la posibilidad acceder a agua subterránea de mayor aptitud para distintos usos.

Se puede advertir que el conocimiento detallado de las características sedimentológicas, y de sus variaciones espaciales, resulta fundamental en la identificación de las áreas preferenciales para el aprovechamiento de recursos hídricos subterráneos.

Resúmenes

FORMAS DE FONDO Y CIRCULACION SEDIMENTARIA EN UN SECTOR ADYACENTE AL CANAL DE NAVEGACION DEL ESTUARIO DE BAHIA BLANCA, ARGENTINA

S. Aliotta^{1,2}, S.S. Ginsberg^{1,2,3} y L.G. Vecchi^{1,2,3}

¹*Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. CCT-Bahía Blanca, Argentina.*

²*Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina.*

³*Depto. de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica Nacional, FRBB. Bahía Blanca, Argentina.*

gmaliott@criba.edu.ar, ginsberg@criba.edu.ar, lvecchi@criba.edu.ar

El análisis integrado de los rasgos morfológicos de fondo y el tipo de sedimentos conlleva a definir procesos evolutivos, los cuales se hallan en función de las condiciones hidrodinámicas y disponibilidad sedimentaria en el sistema marino. En el marco de este concepto se ubica el objetivo de la presente investigación. En este trabajo se han analizado formas depositacionales de diferentes características a la largo de un sector marino adyacente al canal de navegación del estuario de Bahía Blanca (sur de la provincia de Buenos Aires), definiendo su morfodinámica y transporte de sedimento. El área de estudio se ubica al suroeste de puerto Belgrano y se extiende desde la cota de cero metro (según nivel de reducción de mareógrafo de puerto Belgrano) hasta 12 m de profundidad, donde se localiza un sector del canal de acceso al complejo portuario de Ingeniero White.

La información del lecho y subsuelo marino fue obtenida con equipos de prospección acústica (ecosonda, sonar de barrido lateral y perfilador sísmico de 3.5 kHz). El análisis granulométrico de muestras extraídas a lo largo del área de estudio reveló que el tamaño medio del sedimento de fondo corresponde a una arena fina a mediana (media: 2,2-3,0 phi), de muy buena selección (0,3-0,4 phi). El relevamiento batimétrico evidenció el desarrollo de un banco submareal elongado con orientación noroeste-sureste. Este alto topográfico, delineado por la isobata de 8 m bajo el nivel de reducción local, se halla unido, en su extremo noroeste, con el talud del banco Los Cuatro Vientos. La configuración curvada que adquiere, hace que el mismo se asemeje a una barra tipo espiga. Por otro lado, un profundo canal de 12 m (seno de flujo) y de 2 km de largo se extiende adyacente al flanco del mencionado depósito. Dentro de este seno de flujo, sobre el flanco sur del banco Los Cuatro Vientos, a profundidades cercanas a los 6 m, se han registrado dunas medianas (7,5 m < longitud de onda < 10 m y 0,55 m < altura < 1 m). Estas formas depositacionales se caracterizan por presentar sus crestas entrecruzadas, lo cual pone de manifiesto la acción combinada de las corrientes de flujo y reflujo en el transporte sedimentario. La pobre selección de los sedimentos muestreados sobre esta área (arena limo arcillosa), refuerza la variabilidad de las corrientes actuantes en el sector. En tanto, sobre la cresta de la espiga submareal, las condiciones hidrodinámicas originan dunas grandes y medianas, cuyas alturas alcanzan los 2 m. Dichas formas, con crestas sinuosas, poseen un perfil topográfico marcadamente asimétrico, el cual refleja un transporte de sedimento como carga de fondo regulado por las corrientes de reflujo. Paralelamente, la registración sísmica del banco mostró una facies con delgados reflectores paralelos, cuya formación se debe al paulatino proceso de agradación de la geoforma. Tanto esta característica estratigráfica, como la generación de las dunas, evidencian un área con una elevada disponibilidad sedimentaria. Las fuentes de aporte de estos materiales lo constituyen los canales secundarios ubicados hacia el interior del estuario, en los cuales se han observado intensos procesos erosivos de sus veriles, siendo el canal Principal receptor final de los sedimentos. Así, la circulación de estos materiales regula la morfodinámica del banco, la cual se caracteriza por un crecimiento longitudinal y evolución en dirección sureste, paralelo al canal de navegación del estuario.

ASPECTOS SEDIMENTOLOGICOS Y ESTRATIGRAFICOS DEL RELLENO DE UN PALEOVALLE GLACIAL PENNSILVANIANO EN EL AREA DE LOMA DE LOS PIOJOS, PRECORDILLERA CENTRAL DE SAN JUAN

P.J Alonso-Muruaga¹, C.O Limarino¹, L.A. Spalletti² y F. Colombo-Piñol³

¹*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. IGEBA-CONICET, pablojoaquin3@yahoo.com.ar, limar@gl.fcen.uba.ar*

²*Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata, Argentina, CONICET, spalle@cig.museo.unlp.edu.ar*

³*Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Barcelona, España, colombo@ub.edu*

Las Cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina albergan un importante registro de las glaciaciones gondwánicas. En particular, las sedimentitas pennsylvanianas alojadas en el margen oeste de la cuenca Paganzo, documentan la evolución de sistemas depositacionales complejos desarrollados durante la transición de condiciones glaciales a postglaciales. La Formación Guandacol (Pennsylvaniano temprano) representa el tramo basal de la Sección Inferior del Grupo Paganzo, y constituye una unidad glaciogénica clásica dentro del ámbito occidental de la cuenca homónima. En términos generales se compone de base a techo por tillitas, diamictitas y pelitas con cadilitos depositadas en medios subglaciales y proglaciales, proximales a distales, respectivamente. Estas rocas son seguidas por lutitas transgresivas, representando depositación por debajo del nivel de olas de tormenta durante un episodio transgresivo postglacial. Por último, pelitas intercaladas con areniscas finas y areniscas medianas a muy gruesas dispuestas en ciclos grano y estrato crecientes representan progradación de sistemas deltaicos. En el área de Loma de los Piojos, Precordillera Central, Provincia de San Juan, la Formación Guandacol se apoya mediante una discordancia angular sobre las formaciones Talacasto (Devónico) y Loma de los Piojos (Missisipiano), y su tope está caracterizado por un contacto erosivo con la suprayacente Formación Tupe (Pennsylvaniano medio - tardío). El mapeo detallado de las unidades y sus relaciones en la localidad en cuestión, permitieron reconocer el desarrollo de un paleovalle glacial de topografía relativamente regular, labrado sobre las unidades del Devónico y Missisipiano, y con la Formación Guandacol conformando su relleno. En este marco, se reconocieron seis facies sedimentarias principales, cuyo espesor varía significativamente según su ubicación dentro del paleovalle. La facies 1 es la más basal, y está integrada por diamictitas masivas matriz soportadas y tillitas, confinadas en resaltos erosivos labrados en las unidades subyacentes. Las diamictitas y tillitas se encuentran a veces apoyadas sobre un pavimento estriado interformacional labrado sobre la Formación Talacasto y localmente albergan pavimentos estriados intraformacionales, cuyas estrías y surcos en conjunto, marcan orientación general de paleoflujo noroeste-sudeste. Esta facies representa depositación en medios subglaciales a proglaciales proximales. La facies 2 es integrada por pelitas laminadas con cadilitos y ocasionales intercalaciones de areniscas finas y diamictitas masivas, todas ellas depositadas en un contexto proglacial distal. La facies 3, compuesta por conglomerados y areniscas interestratificados y localmente deformados, registra la sedimentación a partir de sistemas fluviales multicanalizados gravo-arenosos. La facies 4 comprende diamictitas arenosas estratificadas, con desarrollo de pliegues sedimentarios, vinculados a deslizamientos (*slumps*). La facies 5 está representada por pelitas con ocasionales intercalaciones de areniscas que localmente desarrollan estratificación entrecruzada *hummocky*, sugiriendo depositación por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo pero cercana al nivel de base de olas de tormenta, en un ambiente *offshore* a prodelta. Por último, la facies 6 está integrada por areniscas medianas a muy gruesas dispuestas en un ciclo grano- y estrato-creciente, depositado en un contexto de frente deltaico. El análisis integrado de estos depósitos permite inferir el desarrollo de un sistema depositacional de fiordo, generado principalmente como consecuencia de la retracción definitiva de masas de hielo desarrolladas durante el episodio glacial del Missisipiano tardío – Pennsylvaniano temprano, y la consecuente transgresión postglacial que inundó el paleovalle. Esta situación, ya observada en otras localidades aledañas, está de acuerdo con la hipótesis del desarrollo de una costa dominada por fiordos para el ámbito oeste de cuenca Paganzo.

MATERIA ORGÁNICA CARBONIZADA (QUERÓGENO TIPO III) Y GAS ASOCIADO EN LA FORMACIÓN CARAPACHA (PÉRMICO), LA PAMPA, ARGENTINA

S.N. Alvarez Gonzalez¹, N.N. Cesaretti¹, R.N. Melchor^{2, 3}, H. Tickyj³ y J. Kostadinoff¹

¹Departamento de Geología – UNS, Bahía Blanca, Buenos Aires, salvarezgonzalez91@gmail.com,
ghcesar@criba.edu.ar, gfkostad@criba.edu.ar

²INCITAP - CONICET - UNLPam - Santa Rosa, La Pampa, rmelchor@exactas.unlpam.edu.ar

³Departamento de Geología – UNLPam, Santa Rosa, La Pampa, htickyj@exactas.unlpam.edu.ar

La Formación Carapacha fue inicialmente definida por Vilela y Riggi (1956) como grauvacas y pelitas de edad silúrica tardía y posteriormente redefinida por Melchor (1999) como areniscas, pelitas y escasos conglomerados, atribuidos al Pérmico temprano a tardío bajo. Melchor y Césari (1997) reconocieron megaflores correspondientes a la biozona de *Gangamopteris* (Pérmico temprano temprano) y *Glossopteris* (Pérmico temprano tardío y Pérmico tardío). El presente resumen tiene como objetivo presentar resultados preliminares, enfocados desde un punto de vista petrolero, en relación a la presencia de materia orgánica vegetal en las areniscas pertenecientes a la Fm. Carapacha. Se realizaron observaciones con lupa binocular y microscopio de polarización en once muestras, donde se reconocieron como litologías principales areniscas y en menor proporción fangolitas. Las areniscas presentan coloración pardo rojiza, laminación planar y su tamaño de grano varía entre fino y muy fino. La asociación mineralógica a escala macroscópica es principalmente Qz ± Feld; además se identificó pirita y/o calcopirita. Algunas muestras exhiben porosidad primaria intergranular, visualizada por la presencia de oquedades. Otras presentan porosidad secundaria, dada por la existencia de micro fracturas en arreglo conjugado, atribuible a esfuerzos de compresión; en algunos casos, éstas se encuentran rellenas por cuarzo y carbonato. Cabe destacar la presencia de un material oscuro (con reacción al agua oxigenada) dispuesto en pátinas, relleno de fracturas o en contacto con los granos minerales, asignable a materia orgánica carbonizada. Existe una particular relación entre los sulfuros y dicho material oscuro, el cual se dispone en la periferia de los mismos. Por su parte, las fangolitas presentan tonalidad pardo oscura, laminación paralela, muestran alta compactación y escasos sulfuros diseminados.

Analizadas bajo la acción de luz incidente ultravioleta (334 - 365 nm) en microscopio petrográfico fluorescente, en el Laboratorio de Fluorescencia del Departamento de Geología de la UNS, las muestras emitieron fluorescencia celeste, indicativa de componentes orgánicos en ventana de generación de hidrocarburos gaseosos. La fluorescencia es emitida a partir de fluidos atrapados como inclusiones. Las mismas se disponen de manera alineada atravesando varios granos de la muestra o a lo largo de los planos de clivaje de feldespatos. Esta ocurrencia responde a una génesis post-depositacional que se asociaría a la diagénesis de los sedimentos, los cuales se habrían cementado y/o alterado en presencia de hidrocarburo en estado gaseoso.

Las improntas vegetales reconocidas por Melchor y Césari (1997) y la materia orgánica identificada en el presente trabajo, permiten clasificar a la misma desde el punto de vista petrolero como un querógeno de tipo III de origen vegetal, el cual es precursor predominantemente de hidrocarburo gaseoso. El color de la fluorescencia, indicativo de productos gaseosos, puede asociarse con el tipo de materia orgánica hallada y con su nivel de madurez, equivalente a metagénesis. Esto es correlacionable con las determinaciones de cristalinidad de la illita realizadas por Melchor (1995), las cuales proponen un estadio de diagénesis elevada o un metamorfismo incipiente para las areniscas de la Fm. Carapacha en base a la asociación illita - clorita y caolinita subordinada. Por otra parte, la presencia de materia orgánica vegetal grafitizada y gas asociado, sería comparable con registros similares hallados en la Fm. Tunas (Pérmico) en subsuelo, dentro del ámbito de la Cuenca de Claromecó (Arzadún *et al.*, 2013).

Arzadún, G., Cesaretti, N., Fortunatti, N., y M.E. Cisternas, 2013. Análisis de petrografía y fluorescencia de inclusiones fluidas en carbonato de matas algáceas de la Formación Tunas, Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Avances en mineralogía, metalogenia y petrología* 2013, San Juan, Argentina. 165-170.

Melchor, R.N., 1995. *Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro - oeste de la provincia de La Pampa, Argentina*. Universidad Nacional de La Plata. Tesis doctoral. 272 p. La Plata.

Melchor, R.N., 1999. Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), Provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 99-108.

Melchor, R. y S. Césari, 1997. Permian Floras from Carapacha Basin, La Pampa province, central Argentina. Description and importance. *Geobios* 30:607-633.

Vilela C.R. y J.C. Riggi, 1956. Rasgos geológicos y petrográficos de la Sierra de Lihuel Calel y área circundante, provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11, 4: 217-272.

CICLOS CARBONÁTICOS-SILICOCLÁSTICOS DE ALTA FRECUENCIA (FM. MULICHINCO, CUENCA NEUQUINA CENTRAL, ARGENTINA): IDENTIFICACIÓN DE CAMBIOS DE LA PRODUCTIVIDAD CARBONÁTICA EN EL TIEMPO Y EL ESPACIO

G. Álvarez-Trentini¹ y E. Schwarz¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET, Universidad Nacional de La Plata), Buenos Aires, República Argentina, gtrentini@cig.museo.unlp.edu.ar; eschwarz@cig.museo.unlp.com.ar

Las sucesiones mixtas carbonáticas-silicoclásticas son el producto de la interacción entre la productividad carbonática y el aporte silicoclástico, y usualmente se caracterizan por una alta complejidad y gran variabilidad lateral. El Miembro Superior de la Formación Mulichinco (Valanginiano Tardío) en el norte de Neuquén, está compuesto por una alternancia rítmica de depósitos carbonáticos y silicoclásticos, y sus afloramientos poseen una gran calidad y continuidad lateral.

Esta contribución presenta los resultados preliminares de un estudio facial y estratigráfico secuencial de detalle de la unidad, llevado a cabo mediante el análisis de cinco secciones sedimentarias de unos 95 m de potencia a lo largo de unos 3 km de extensión lateral. El estudio de 53 secciones delgadas, difracción de Rayos X y perfiles de radiación gama complementaron el análisis. Para la caracterización texturo-composicional, y dado el contenido mixto (carbonático-silicoclástico) de numerosas facies, se elaboró un diagrama clasificatorio que incluye cuatro extremos: arenas silicoclásticas, arenas carbonáticas, fangos silicoclásticos y fangos carbonáticos. Las facies se agruparon en cinco asociaciones de facies: tres predominantemente carbonáticas (dos con dominio de carbonatos biogénicos y una con carbonatos no biogénicos), una silicoclástica y una mixta con dominio de terrígenos. La sucesión investigada se compone de diez ciclos de pequeña escala y alta frecuencia (2-20m), compuestos por un hemicycle eminentemente carbonático y otro hemicycle eminentemente silicoclástico. Las superficies asociadas a las bases de los hemicyclos carbonáticos son netas y muestran evidencias de erosión, mientras que el pasaje entre intervalos carbonáticos y silicoclásticos suele ser gradual.

En los primeros siete ciclos, los hemicyclos carbonáticos presentan una o ambas asociaciones de facies carbonáticas dominadas por componentes biogénicos, en las que se destacan restos autóctonos de macrofósiles bentónicos. Una asociación se caracteriza por la presencia de ostreidos y serpulidos rodeados de abundante matriz micrítica, mientras que la otra se compone de acumulaciones coralinas con micrita y ooides, que lateralmente pasan a areniscas mixtas con laminación ondulítica. Estas asociaciones representarían las porciones distales (*offshore*) e intermedias (*offshore-transition*) de un sistema carbonático marino de baja energía, respectivamente, y su apilamiento vertical sugiere un desarrollo durante períodos transgresivos. Por su parte, los hemicyclos silicoclásticos muestran un tren vertical somerizante representado por fangolitas masivas que pasan a intervalos heterolíticos con laminación ondulítica, y finalmente a capas de areniscas finas amalgamadas con estratificación entrecruzada monticular. Estos intervalos representarían la progradación de un sistema silicoclástico desde condiciones de *offshore* hasta *lower shoreface*, sin evidencias de productividad carbonática coetánea.

Los tres ciclos terminales difieren de los anteriores en varios aspectos. Los hemicyclos carbonáticos portan paquetes de areniscas carbonáticas compuestas por bioclastos, ooides y terrígenos, con estratificación entrecruzada en artesa y sigmoidal. Entre ellas intercalan niveles discontinuos de areniscas fangosas carbonáticas, con abundante micrita y ooides. Estos hemicyclos pasan verticalmente a sucesiones mixtas granocrecientes conformadas por fangolitas, paquetes heterolíticos, areniscas finas amalgamadas con estratificación entrecruzada monticular y areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesa, con presencia de ooides y/o bioclastos en todas las facies. Estos hemicyclos representarían un sistema de acumulación similar al silicoclástico de los ciclos previos, pero con una contribución carbonática coetánea, aunque subordinada. Por otro lado, los hemicyclos carbonáticos reflejarían el desarrollo de dunas subácuas generadas por flujos unidireccionales en un sistema carbonático de alta energía, con escaso a nulo aporte terrígeno. Aún no se puede aseverar si estas acumulaciones oolíticas se produjeron bajo condiciones de *shoreface* carbonático o en sectores alejados de la línea de costa.

Este estudio revela que la productividad carbonática varía en el tiempo y el espacio para esta sucesión. En los ciclos inferiores la productividad biológica domina en los sectores distales de los sistemas carbonáticos, combinándose con carbonatos no biogénicos (ooides) en sectores intermedios; en tanto dicha productividad es nula en los sistemas silicoclásticos regresivos. En los ciclos superiores la productividad no biogénica domina en los sistemas carbonáticos de alta energía dominados por corrientes, y su participación continúa siendo significativa en los períodos regresivos, generando sistemas mixtos. Los factores de control sobre dichas variaciones serán exploradas en futuras investigaciones, siendo los más probables el clima, la eustacia y los cambios en el aporte terrígeno.

DOLOMITAS Y CARBONATOS DE MEZCLA DEL MIEMBRO O, FORMACIÓN ESCANDALOSA CUENCA DE BARINAS, OESTE DE VENEZUELA: DEPÓSITOS DE UN MAR PERICONTINENTAL CRETÁCICO QUE BORDEÓ EL CRATÓN DE GUAYANA

R. Aquino¹, G. Oropeza² y J. F. Martínez²

¹PDVSA, Puerto La Cruz, Venezuela, aquinor@pdvsa.com

²Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela, genesisoropeza@gmail.com, martinezjfg@gmail.com

Los miembros P y O de la Formación Escandalosa, del Cenomaniano-Turoniano, son productores de hidrocarburos en la Cuenca de Barinas, Oeste de Venezuela. El Miembro O, está ubicado por encima del Miembro P, y subyacente a las lutitas del Miembro La Morita de la Formación Navay. Tiene un espesor que varía entre 20 m y algo más de 35 m, contiene pelecípodos y gasterópodos y se compone mayormente de carbonatos de mezcla, siendo los intervalos dolomíticos los que desarrollan las mejores porosidades y por ende donde se acumularon los hidrocarburos. El objetivo de esta contribución fue el estudio del Miembro O, para lo cual se utilizaron registros de pozos y se hicieron estudios sedimentológicos, bioestratigráficos, petrográficos y mineralógicos por DRX a muestras de núcleos (coronas).

Se estudiaron cuatro pozos de la Cuenca de Barinas, uno del campo Las Lomas y tres del Campo Borburata, ubicados a 20 km al oeste y suroeste de la ciudad de Barinas. Dentro de estos, en el suprayacente Miembro La Morita, se identificaron lutitas con foraminíferos del Turoniano tardío-Coniaciano, limolitas con fosfatos y lodolitas calcáreas. En el campo Borburata, el Miembro P corresponde a paquetes arenosos de canales distributarios afectados por mareas, barras de desembocadura y canales de marea. Al tope de este se interpretaron sedimentos correspondientes a un estuario, donde comenzó la transgresión que depositó al Miembro O. Durante esta transgresión se desarrolló dentro del Cratón de Guayana, un mar epicontinental con circulación restringida sin influencia mareal, y un mar pericontinental que bordeó el cratón, afectado por mareas y con conexión a la cuenca marina más profunda. En las primeras fases de este mar epicontinental, cuando comenzó la transgresión, se desarrollaron lagunas hipersalinas dentro del cratón. Para el momento de la depositación del Miembro O, el área de los campos Las Lomas y Borburata, se interpreta como posicionado al borde del cratón, dentro del mar pericontinental.

Los carbonatos del Miembro O fueron depositados sobre los sedimentos estuarinos, después del desarrollo de una superficie portadora de *Glossifungites*, *Thalassinoides* y glauconita, que marca el pulso transgresivo (*ravinement surface*). Se identificaron por lo menos ocho parasecuencias dentro del intervalo O, algunas marcadas en su base y tope por superficies con el icnotaxón *Glossifungites*. Las parasecuencias se componen de intervalos progradantes con dolomitas, con porosidad de cavidades y móldica, grietas de desecación, estructuras nodulares rellenas de calcita (al parecer sustituyeron a minerales como la anhidrita); e intervalos retrogradantes con dolomitas, calizas y lodolitas calcáreas. Entre la tercera y cuarta parasecuencia se registra la primera superficie de inundación regional que cubrió gran parte de los campos de Barinas, pudiéndose identificar las etapas iniciales del TST. En el campo Las Lomas (ubicado al noroeste del área) se identificó antes del TST, una barra de ooides con dolomita, siderita y hematita, bioturbada con trazas fósiles de las icnofacies *Cruziana* y *Skolithos*, mientras que en los pozos del campo Borburata (ubicado al sureste) se identificaron antes del TST, facies dolomíticas correspondientes a lagunas costeras evaporíticas, bioturbadas con trazas fósiles de las icnofacies *Cruziana*. Después de la sexta parasecuencia son comunes las brechas asociadas a lodolitas calcáreas con foraminíferos, que se interpretaron como producto de la inestabilidad y hundimiento de la cuenca, debido al proceso transgresivo.

Estos carbonatos están mezclados con sedimentos siliciclásticos, contienen dolomita, menor proporción de calcita, escasa siderita, y muy escasa anhidrita. La dolomitización se piensa que ocurrió en tres etapas: 1) dolomitización singenética asociada a condiciones supramareales en ambiente de depositación hipersalino, 2) dolomitización gradual de los depósitos intermareales y submareales por la penetración de aguas hipersalinas, y 3) dolomitización tardía, después del enterramiento del sedimento, debido a la circulación de fluidos ricos en magnesio, provenientes de la lixiviación de minerales evaporíticos.

LOS DEPÓSITOS DEL CUATERNARIO TARDÍO EN EL PIEDEMONTA OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS, SAN LUIS, ARGENTINA

J. Aranda, G. Ojeda y J. Chiesa

*Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, jael.aranda@gmail.com,
wojedae@gmail.com, jchiesa@unsl.edu.ar*

El piedemonte occidental de la sierra de San Luis (Argentina) está constituido por depósitos aluviales cuaternarios localizados a diferentes alturas, que han sido agrupados en tres niveles con relaciones de incisión entre ellos (Aranda *et al.*, 2015). El nivel aluvial I, y más antiguo, corresponde a remanentes de abanicos aluviales adosados al *knick* serrano, integrados por aglomerados y conglomerados gruesos matriz-sostén. El nivel aluvial II, incidido en el anterior, comprende cuerpos de abanicos con morfologías bien diferenciados y preservados, constituidos por conglomerados gruesos clasto-sostén con intercalaciones de facies arenosas gruesas y estratificación horizontal. Finalmente, incidido en este último, se reconoce un nivel aluvial III poco definido morfológicamente, integrado por sedimentos limo-arenosos con gravas finas dispersas. El objetivo de esta presentación es ofrecer una descripción de las características morfológicas y sedimentológicas del nivel aluvial III, analizar su génesis y establecer correlaciones estratigráficas preliminares.

Entre la ciudad de San Luis y el río Amieva, al norte, a lo largo de 60 km y abarcando unos 320 km² del sector pedemontano medio-distal, el nivel aluvial III desarrolla una extensa bajada de suave inclinación hacia oeste (2%), con desniveles internos inferiores a los 3 m. Este nivel pedemontano comprende depósitos con potencias comunes entre 1,5 y 3 m, constituidos por sedimentos de coloración marrón claro a tonalidades más oscuras. En los perfiles relevados en los cortes de los arroyos se diferenciaron dos secuencias principales. La primera inicia con un estrato de entre 1-1,7 m de espesor integrado por sedimentos limo-arenosos con gravas finas dispersas, de entre 1-10 cm (40%-58% de limo, 27%-29% de arenas finas a muy finas y 30%-11% de gravas finas-a muy finas; las arcillas rondan los 1,5-3,5%, según variaciones entre las zonas distales y proximales respectivamente). Son bancos masivos, de color marrón-amarillento y consistencia friable a moderadamente consolidada. Los 20-50 cm superiores de este estrato presentan una coloración gris oscura originada por un mayor contenido de arcillas (entre 4,5-6%) y de materia orgánica (3%), el cual es interpretado como un paleosuelo. Las gravas presentan contornos subangulosos, provenientes de rocas graníticas y metamórficas del basamento cristalino serrano adyacente. Suprayacente y discordante al paleosuelo, la secuencia superior está caracterizada por sedimentos areno-limo-gravosos (32%-35% de arenas finas y muy finas; 30%-33% de limo; 35%-27% de gravas y 3-5% de arcillas, según variaciones entre las zonas distales y proximales respectivamente) con espesores de 0,3-0,7 m, de coloración marrón-amarillento más oscuro que el anterior y estratificación fina en la base.

En función de los rasgos litoestratigráficos los depósitos basales limo-arenosos con guijas dispersas se atribuyen a la Fm. Barranquita (Latrubesse y Ramonell, 1990) referida al Cuaternario tardío de la provincia de San Luis. Sin embargo, los rasgos sedimentológicos permiten señalar que, a diferencia de su localidad tipo sobre el faldeo oriental de la sierra de San Luis, donde predominan facies de loess primario, en el piedemonte occidental predominan ampliamente los depósitos de retrabajo fluvio-aluvial, asimilables a la Facies del tipo "c" (Facies de sedimentos loésicos retrabajados) de dichos autores. El nivel de coloración oscura y rico en materia orgánica presente en el techo de este depósito es asignado al Suelo Los Toldos (Ramonell y Latrubesse, 1991), mientras que la capa areno-limosa superior a la Fm. Algarrobito (Latrubesse y Ramonell, 1990). El desarrollo de la unidad inferior (Fm. Barranquita) se interpreta como producto del establecimiento de condiciones cada vez más áridas, que aportaron gran cantidad de sedimentos eólicos a las cuencas serranas, que a la vez fueron removilizados por corrientes fluviales hacia el piedemonte, donde se depositaron como flujos densos cohesivos.

Aranda, J., G. Ojeda y G. Suvires, 2015. Unidades Geomorfológicas aluviales del piedemonte suroccidental de la sierra de San Luis. San Luis, Argentina. *VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*. Actas de Resúmenes: 205-206.

Latrubesse, E. y C. Ramonell, 1990. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la Provincia de San Luis, Argentina. *11° Congreso Geológico Argentino*, Actas 2: 109-112.

Ramonell, C. y E. Latrubesse, 1991. El loess de la Formación Barranquita: Comportamiento del sistema eólico pampeano en la provincia de San Luis, Argentina. 3° Reunión IGCP 281, Resúmenes : 69-81, Lima.

MORFODINÁMICA Y ARQUITECTURA SEDIMENTARIA DE UN DRAA LINEAL CRETÁCICO PRESERVADO EN EL MIEMBRO TRONCOSO INFERIOR DE LA CUENCA NEUQUINA

A. Argüello Scotti¹ y G.D. Veiga¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-Universidad Nacional de La Plata), La Plata, Buenos Aires, Argentina, aarguello@cig.museo.unlp.edu.ar

Los modelos de arquitectura interna para dunas y *draas* lineales han sido sujetos a considerable debate a lo largo de los años. Recientemente, se han conseguido avances importantes gracias al estudio de la dinámica y la estructura interna de dunas lineales actuales pequeñas (*seifs*). Sin embargo, la imposibilidad de observar la dinámica de estas formas durante largos periodos de tiempo y las limitaciones que conlleva estudiar la arquitectura interna de formas de fondo de mayor tamaño, resultan en un alto grado de incertidumbre para estos modelos. Las formas eólicas lineales compuestas preservadas excepcionalmente en el tope del miembro Troncoso inferior de la Formación Huitrín, en el Cretácico de la Cuenca Neuquina, proveen una excelente oportunidad para analizar la arquitectura interna de este tipo de dunas. En este contexto, los objetivos de este trabajo son: (i) registrar la arquitectura interna de uno de los *draa* lineales, e (ii) interpretar la dinámica y evolución que pudo dar origen a tal arquitectura sedimentaria.

Los afloramientos estudiados están ubicados en la loma La Torre, al sur de la Pampa de Tril, en el norte de la provincia de Neuquén. Contando con un estudio previo donde se caracterizó la morfología de los *draas* preservados en esta zona (formas compuestas simétricas de alrededor de 1 km de ancho y 20-30 m de altura, Argüello Scotti y Veiga, 2015), se eligió uno de éstos para un análisis arquitectural detallado. Sobre el mismo se realizaron perfiles sedimentológicos, un panel arquitectural y un modelo fotogramétrico digital referenciado con estación total. Sobre esta base se relevaron los datos de dirección y ángulo de inclinación de la estratificación entrecruzada y las superficies internas por medición directa con brújula en los sectores accesibles del panel arquitectural y a partir del modelo fotogramétrico en sectores inaccesibles. A su vez, donde fue posible, se intentó determinar la edad relativa de los sets en base a su diseño de superposición. Asimismo, se procedió a identificar y estimar la proporción de tipos de estratificación eólica, indicadoras de procesos eólicos específicos (laminación de óndulas eólicas, flujo y caída de granos). Por otro lado, se construyeron modelos digitales de dunas lineales utilizando el programa Bedforms (Rubin, 1987). Con este programa fue posible emular la arquitectura observada en el afloramiento, asistiendo la interpretación sobre la morfodinámica de las formas de fondo que dieron origen a la misma.

La inclinación y ordenamiento de las superficies internas interpretadas como superficies de sobreimposición y de migración de sinuosidad, indican claramente que la dinámica a largo plazo de la forma de fondo mayor fue de carácter longitudinal, es decir que el vector de transporte de arena fue subparalelo a la cresta promedio. Por otra parte el diseño de superposición, aunque en casos específicos es difícil de aplicar, a gran escala revela un patrón de crecimiento desde una forma simple a geometrías más complejas y con dunas sobreimpuestas. Finalmente, la orientación espacial de los sets entrecruzados muestra al menos dos modas que pueden tener más de 90° de diferencia. Se determinó que la abundancia relativa de estos conjuntos de sets está en clara vinculación con su ubicación dentro del cuerpo de la duna, haciendo que su ordenamiento sea relativamente predecible.

Este trabajo pretende contribuir a la generación de modelos más robustos para formas eólicas lineales, que sirvan tanto para entender mejor la dinámica de las mismas a través de largos periodos de tiempo, así como también para disponer de modelos predictivos útiles en la caracterización de reservorios de hidrocarburos. La cuantificación de la heterogeneidad sedimentaria observada en afloramiento, resulta de vital importancia para el modelado detallado que se requiere en reservorios maduros, en etapas de recuperación secundaria y terciaria, como suelen ser en muchos casos las secuencias de origen eólico.

Argüello Scotti, A., y G. D. Veiga, 2015. Morphological characterization of an exceptionally preserved eolian system: the Cretaceous Troncoso Inferior Member in the Neuquén Basin (Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22: 29-46.

Rubin, D. M. 1987. Cross-Bedding, Bedforms and Paleocurrents. *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology* 1: 187 p.

FLUJO DE TRABAJO PARA LA GENERACIÓN DE MODELOS DIGITALES DE AFLORAMIENTO POR FOTOGRAMETRÍA: APLICACIONES EN SEDIMENTOLOGÍA

A. Argüello Scotti¹, L. Zapata¹, M.F. Isla¹, N. Scivetti¹ y N. Sosa¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), FCNyM, La Plata, Argentina,
aarguello@cig.museo.unlp.edu.ar, lapata@cig.museo.unlp.edu.ar, misla@cig.museo.unlp.edu.ar,
nsxivetti@cig.museo.unlp.edu.ar, nsosa@cig.museo.unlp.edu.ar

En los últimos años, el uso de modelos digitales de afloramientos (*Digital Outcrop Models*) se ha incrementado notablemente en las ciencias geológicas gracias al aumento en la capacidad de procesamiento de las computadoras y a la incorporación de nuevas tecnologías (por ejemplo, LIDAR). Su utilidad radica en la posibilidad de obtener una gran cantidad de información geométrica de afloramientos a partir de una reconstrucción digital de su morfología, sin necesidad de acceder directamente a la totalidad del mismo. Basándose en el concepto de fotogrametría, la técnica de “Estructura a partir del movimiento” (*Structure From Motion-SFM*) permite la obtención de modelos digitales de afloramientos de manera sencilla y a bajo costo.

En el presente resumen se expone: (I) un flujo de trabajo integrado para la confección de modelos digitales de afloramientos (DOM) basado en fotogrametría de tipo SFM; y (II) la evaluación del flujo de trabajo sobre la base de sus resultados a diferentes escalas y la utilización de distintas herramientas de referenciación.

El flujo de trabajo propuesto consta de dos etapas, una de campo y otra de gabinete. Dentro de la etapa de campo se desarrolla la adquisición de puntos de control (GCP) y la toma de fotografías con un solapamiento de 30 a 70% desde diferentes posiciones. Dentro de la etapa de gabinete se lleva a cabo la construcción, referenciación y escalado del modelo utilizando los programas informáticos VisualSFM y Meshlab, libres y de código abierto. El procesamiento de las imágenes mediante VisualSFM se basa en algoritmos que detectan automáticamente características similares generando puntos de unión. La superficie del afloramiento se reconstruye en forma de una nube de puntos en base a la posición relativa entre estos puntos de unión. La referenciación y escalado se realiza insertando las coordenadas de los GCP en el modelo, tanto en VisualSFM como en MeshLab. Con el software VRGS (Universidad de Manchester) y MeshLab se extrae la información geológica de interés, como por ejemplo la medición de distancias, dirección y ángulo de buzamiento de rasgos geológicos, mapeo de superficies, etc.

Para la evaluación del flujo de trabajo y de sus resultados, se analizaron cuatro casos a diferentes escalas y utilizando distintas herramientas de referenciación. Dos de los casos correspondieron a modelos de gran escala (cientos de metros a kilómetros), uno a escala intermedia (metros a decenas de metros) y el último a escala pequeña (centímetros a metros). En los modelos resultantes se pudieron caracterizar rasgos de rocas sedimentarias de escalas tan variables como: contactos formacionales, límites de secuencia, super-superficies eólicas, anchos y espesores de cuerpos fluviales arenosos, direcciones de paleocorrientes, superficies internas e índice de ondulas subácneas, entre otros. Para los casos de gran escala, el relevamiento de los GCP se realizó mediante estación total en un caso y GPS en el otro, los cuales fueron posteriormente referenciados en el sistema de coordenadas UTM. Para el caso de escala intermedia, los GCP fueron relevados con brújula y cinta métrica, y referenciado a un sistema local. Finalmente, en el caso de pequeña escala se utilizó una brújula integrada al modelo para referenciar y escalar también a un sistema local. En todos los casos, el error total de la reconstrucción fue aceptable en relación a la escala de los objetos de estudio. Esto se pudo comprobar comparando mediciones extraídas del modelo con mediciones obtenidas directamente en el campo. Por ejemplo, para anchos de canal de aproximadamente 100 m se detectó una diferencia menor a 5 m entre las medidas de campo y las del modelo. Asimismo, las direcciones de buzamiento de capas entrecruzadas de gran escala presentaron una diferencia inferior a los 10° entre ambas mediciones.

En conclusión, debe ser prioritario establecer previamente el nivel de detalle necesario en el trabajo ya que éste influye directamente en la elección de la herramienta de referenciación. Por otra parte, el tiempo de procesamiento y el hecho que sea difícil contar con las herramientas para procesar el modelo en el campo, aparecen como las mayores desventajas. De todas formas, a partir de los resultados se pudo concluir que este flujo de trabajo posibilita, en todos los casos, extraer gran cantidad de información con un nivel de exactitud aceptable en comparación con herramientas de uso común en geología. Por lo tanto, se demuestra que la generación de modelos digitales de afloramiento por fotogrametría de tipo SFM permite obtener un modelo preciso, simple, de bajo costo y con una gran aplicabilidad para trabajos sedimentológicos.

DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS ORDOVÍCICOS DEL SUROESTE DEL SISTEMA DE FAMATINA. FORMACIÓN CHUSCHÍN. PROVINCIA DE LA RIOJA. ARGENTINA

P. Armas^{1, 2}, E. Cristofolini^{1, 2}, J. Otamendi^{1, 2}, A. Tibaldi^{1, 2} y M. Barzola^{1, 2}

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba,

²CONICET, parmas@exa.unrc.edu.ar, ecristofolini@exa.unrc.edu.ar, jotamendi@exa.unrc.edu.ar,
atibaldi@exa.unrc.edu.ar, mbarzola@exa.unrc.edu.ar

La Formación Chuschín definida por Mannheim (1988) aflora en el sector sur-occidental del Famatina, y su localidad tipo se encuentra en la quebrada del arroyo homónimo, 30 km al este de Villa Unión, provincia de La Rioja. Esta formación ha sido asignada al Arenigiano-Llanvirniano por Mannheim (1988), y fue correlacionada tanto con el Grupo Famatina, como así también con el Grupo Cerro Morado. La Formación Chuschín constituye parte de las secuencias volcano-sedimentarias del Sistema de Famatina asociadas a un arco magmático de edad ordovícica desarrollado en el borde occidental de Gondwana.

El relevamiento sedimentológico de detalle llevado a cabo en la localidad tipo y en el valle del Río Cosme ha permitido definir e interpretar distintas facies volcánicas, tanto del tipo volcánicas como piroclásticas, las cuales han sido caracterizadas como brecha maciza polimítica, arenisca tobácea y toba lapilítica maciza eutaxítica. Cabe destacar que las mismas presentan una deformación sobreimpuesta que obliteró posibles estructuras primarias, sin embargo, las asociaciones de estas facies con otras epiclásticas permiten asignarlas a ambientes subacuáticos.

La facies denominada brecha maciza polimítica alcanza hasta 100 m de potencia, está constituida por clastos angulosos a subangulosos, con tamaños que varían entre 5 cm a 35 cm y matriz sabulítica a psamítica. Composicionalmente los clastos corresponden a riolitas, riolitas, e ignimbritas. La fábrica es caótica y ocasionalmente se observaron bloques riolíticos redondeados cuyos ejes mayores varían entre 70 a 90 cm, y en algunos casos alcanzan los 350 cm. Con respecto a la facies definida como arenisca tobácea, se presenta en bancos tabulares con potencias de hasta 5 m. A partir del análisis microscópico se infiere que composicionalmente muestra la predominancia de fragmentos pumíceos totalmente desvitrificados y, en menor medida, cristaloclastos de cuarzo y feldespatos; y fragmentos líticos de riolitas. La matriz se compone de argilominerales, sericita, moscovita y clorita. En cuanto a la facies toba lapilítica maciza eutaxítica, es la de mayor relevancia en el área ya que se dispone en cuerpos de hasta 300 m de potencia. Presenta textura porfírica, con cristaloclastos de cuarzo y feldespatos; litoclastos indiferenciados; fiammes con formas lenticulares y litofisas irregulares. Las observaciones petrográficas indican una pasta totalmente desvitrificada con textura eutaxítica, fragmentos pumíceos desnaturalizados, esferulitas y fiammes recrystalizadas a agregados granulares de cuarzo y feldespatos.

Las características que presenta la facies brecha maciza, tales como mala selección, el tamaño y forma de los clastos, y su naturaleza polimítica sugieren que corresponde a depósitos de avalanchas de detritos, en los que la presencia de bloques de hasta 3,5 m de tamaño indican altos gradientes y proximidad al área de aporte. Por otro lado, en cuanto a la facies arenisca tobácea, la presencia de fragmentos pumíceos en alta proporción revela depósitos primarios de un volcanismo explosivo o el retrabajo de estos en áreas muy próximas al aparato volcánico. Estos últimos se pueden asociar a las facies de brecha maciza correspondiendo a la transformación de flujos de avalancha a flujos de detritos y corrientes de turbidez (Fisher y Schmincke, 1984). La presencia de fiammes presentes en la facies toba lapilítica maciza, así como también la textura eutaxítica permiten interpretar a esta facies como ignimbritas de alta temperatura, con evidencias de soldamiento y/o reomorfismo.

Considerando los estudios paleoambientales definidos en trabajos previos por otros autores para la Formación Suri, la cual es correlacionable con Formación Chuschín, se destaca lo interpretado en el área de Chaschuil por Mángano y Buatois (1997), quienes definen facies asociadas a un ambiente de talud adyacente a un arco volcánico. Las facies volcánicas definidas en esta contribución podrían corresponder con tales tipos de depósitos, caracterizando también ambientes de alto gradiente y proximidad al arco volcánico. Además, los grandes volúmenes de ignimbritas presentes entre estos depósitos, evidencian fases de volcanismo explosivo que generaron depósitos de flujos piroclásticos de alta temperatura.

Fisher, R. y H. Schmincke, 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin. 472 pp.

Mángano, M. y L. Buatois, 1997. Slope-apron deposition in an Ordovician arc-related setting: the Vuelta de Las Tolas Member (Suri Formation), Famatina Basin, northwest Argentina. *Sedimentary Geology* 109: 155-180.

Mannheim, R., 1988. *Die ordovizische vulkano-sedimentäre Abfolge der Formation Chuschín, Sistema de Famatina, NW Argentina*. Tesis doctoral, Universidad de Munich, 89 pp. (Inédito).

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y ANÁLISIS DE FACIES DE DEPÓSITOS DEL PALEOABANICO DEL RÍO CHOCANCHARAVA (CUARTO) EN LOS BAÑADOS DEL SALADILLO

P. Armas^{1, 2}, P. Fernández¹, N. Doffo¹, S. Degiovanni¹, K. Echevarría^{1, 2} y L. Criado¹

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina, parmas@exa.unrc.edu.ar,
piafernandez27@gmail.com, ndoffo@yahoo.com.ar, sdegiovanni@exa.unrc.edu.ar
karyechevarria@yahoo.com.ar, lucasmc86@hotmail.com

Los principales ríos y arroyos del sur de la provincia de Córdoba desarrollan su cuenca baja en depresiones de origen tectónico que operan como niveles de base de casi toda la red hidrográfica de la región, de las que se puede citar la Depresión Curapaligüe – Saladillo. Los bañados del Saladillo están controlados principalmente por el régimen hidrológico y sedimentológico del río Cuarto o Chocancharava, este curso es el más importante del Sur de la provincia, nace en las Sierras de Comechingones y constituye una cuenca de aproximadamente 2500 km². El tramo inferior de la faja fluvial actual de este río, está incidida en un extenso paleoabanico construido por yuxtaposición, progradación e incisión de abanicos aluviales cuya posición estuvo fuertemente controlada por los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario y secundariamente por la actividad neotectónica (Degiovanni *et al.* 2005). El más oriental de estos abanicos, es el más moderno y tiene su ápice en proximidades de la localidad La Carlota. En esta contribución se presenta el estudio de los depósitos que integran este sistema de abanico, mediante el relevamiento de seis perfiles sedimentológicos de detalle de hasta 4 metros de potencia realizados en sectores tanto del ápice como en áreas más distales. El análisis de facies realizado ha permitido identificar cuatro facies arenosas (Sh, Sp, St y Sr) y tres facies pelíticas (Fl, Fsm y Fr), a partir de las cuales se han definido tres asociaciones de facies (AF I, AF II y AF III). La nomenclatura de las facies utilizadas es la propuesta por Miall (1996) para litofacies fluviales.

La AF I está constituida por arenas finas a muy finas conformando las facies Sh, St, Sp y Sr. Se caracteriza por presentar cuerpos de coloración 5YR 6/4, con 85 cm de potencia máxima y más de 3 m de extensión lateral. La geometría de éstos es tabular a lenticular y se encuentran limitados por bases erosivas. Con respecto a AF II, esta asociación está caracterizada por cuerpos de arenas finas a limos representados en las facies Sh, Sr y Fl. La coloración predominante de las unidades es de 10YR 7/2, la potencia varía de entre 10 a 30 cm, siendo característica su gran continuidad lateral, de más de 300 m. La geometría de los cuerpos es tabular, los contactos netos, e internamente estas unidades se encuentran altamente bioturbadas y con buen desarrollo de concreciones. Además, se observa deformación por carga en la base y la interdigitación con las facies finas de AF III. Por último, la AF III incluye depósitos de arcillas y limos alternados en las facies Fl, Fsm y Fr. Se conforma de unidades de coloración gris azulado (5 PB 7/2; 5 GY 3/2), de entre 30 y 60 cm de potencia y continuidad lateral de más de cientos de metros. La geometría es tabular, los contactos son transicionales, y presentan alto contenido de materia orgánica, bioturbación, grietas rellenas de arena fina, rasgos pedogenéticos, moteados ocreos y niveles continuos cementados por carbonatos. Las facies que presentan y la geometría de los cuerpos permiten interpretar a AF I como depósitos de intracanal de las antiguas fajas fluviales. Tales depósitos se generaron a partir de flujos diluidos tractivos y turbulentos, capaces de crear macroformas tanto de crestas sinuosas y rectas que evidencian barras transversales u oblicuas (St y Sp) con formas de lecho de baja energía hacia el techo de las mismas (Sr). Una importante parte de estos depósitos corresponde además a estructuras de régimen de flujo superior (Sh), las cuales son asociadas a episodios de alta descarga. El conjunto de rasgos que presenta AF II sugieren asignarla a depósitos de desbordes a partir de flujos en manto, con súbita descarga de sedimentos y bajo condiciones alternantes de bajo y alto régimen de flujo. Las características de AF III permiten interpretarla como depósitos palustres vinculadas a las zonas más deprimidas de la llanura de inundación fluvial, donde se producen encharcamientos y se crean condiciones reductoras. El relevamiento sedimentológico y el posterior análisis de facies sugiere definir qué tal sistema de abanico estuvo conformado por la agradación de canales fluviales (AF I), recurrentes eventos de desborde principalmente de tipo mantiformes (AF II) y sectores distales con desarrollo de ambientes palustres (AF III).

Degiovanni, S., M. Villegas, M. Blarasin, G. Sagripanti, J. Coniglio, A. Cabrera, E. Matteoda, N. Doffo y G. Villalba. 2005. *Hoja Geológica 3363-III, Río Cuarto, Provincia de Córdoba*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 349. Buenos Aires.

Miall, A., 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Italia. 482 pp.

RECONOCIMIENTO DE IHS (INCLINED HETEROLITIC STRATIFICATION) EN AFLORAMIENTOS DE LA FM. LAJAS (JURASICO MEDIO) EN EL SUR DE LA CUENCA NEUQUINA Y SU IMPORTANCIA EN EL ORDENAMIENTO ESTRATIGRÁFICO DE ALTA FRECUENCIA

C.D. Arregui¹, G. P. Raja Gabaglia², D.G.C. Fragoso² y M.M.L. Silveira²

¹Petrobras Energia S. A.

²PETROBRAS/RH/UP, Neuquén. carlos.arregui@petrobras.com, Rio de Janeiro
guilhermeraja@petrobras.com.br, danielfragoso@petrobras.com.br, miguel.silveira@petrobras.com.br

La Formación Lajas (Jurásico Medio), está integrada por areniscas, conglomerados y pelitas oscuras y verdosas con abundantes restos carbonosos, siendo parcialmente sincrónica con las formaciones Los Molles y Challacó. Aflora extensamente en la región sur de la cuenca Neuquina en los anticlinales de Picun Leufu, Sierra de Chacaico y en las localidades de Lohan Mahuida y Cañón Picun Leufú donde han sido realizados numerosos trabajos (Zavala, 1993; McIlroy *et al.*, 2005; Kurcinka, 2014; Rossi y Steel, 2015; Silveira, en preparación). En todos los casos se describen ambientes depositacionales deltaicos con influencia fluvial y, subordinadamente, acción de mareas, olas y corrientes. Los mencionados autores han realizado subdivisiones estratigráficas internas de distinta jerarquía, describiendo secuencias depositacionales individualizadas en base a la inferencia de las variaciones de nivel de base concordantes con las caracterizaciones paleoambientales definidas y asociadas a patrones de apilamiento característicos. En el presente trabajo se presenta por primera vez el reconocimiento, en las localidades de Bajada del Molle y Lohan Mahuida, de IHS (*Inclined Heterolitic Stratification*) que registran la evolución de la acreción lateral de barras de canales mareales o de distributarios bajo la influencia mareal (*eg.* Thomas *et al.*, 1987; Johnson y Dashtgard, 2014). Se trata de elementos arquitecturales estratificados de mediana escala (3 a 5 m. de espesor y centenares de metros de extensión), caracterizados por grandes superficies internas que inclinan con ángulos entre 8° y 15°. Estos elementos son compuestos, de base a tope, por: 1) Abundante material bioclástico marino concentrado o disperso, formando capas discontinuas, de 0,1 a 0,5 m de espesor; 2) Facies heterolíticas en sets inclinados, donde se alternan areniscas finas-medianas hasta gruesas con depósitos pelíticos ricos en material carbonoso; los depósitos arenosos presentan escasos fósiles marinos (crinoides y valvas) y poseen estratificaciones cruzadas planares asintóticas con paleocorrientes perpendiculares a oblicuas a las superficies de acreción; 3) Capas centimétricas a decimétricas de facies pelíticas, con frecuentes bioturbaciones, a veces con bioclastos y marcas de olas. Los IHS están en asociación con diferentes elementos arquitecturales cuyas facies se formaron bajo la acción o la influencia de mareas. En las áreas de estudio fueron reconocidos ciclos sedimentarios de diversas jerarquías que fueron clasificados de acuerdo a la identificación de patrones de apilamiento y superficies estratigráficas así como a los contrastes de elementos arquitecturales en sus límites. Los IHS están localizados al tope de ciclos de somerización de 4° orden que coronan una sucesión de ciclos de 5° orden y subyacen a cuerpos arenosos o pelitas que representan facies distales submareales o depósitos de prodelta. Al tope de los intervalos de IHS se observan estratos tabulares de areniscas medianas a gruesas con presencia de bioclastos que se interpretan como retrabajo transgresivo. La caracterización de IHS en el apilamiento estratigráfico pone en evidencia la individualización de elementos arquitecturales someros que contribuyen a la separación y clasificación de ciclos estratigráficos de diferente orden jerárquico.

Johnson S. M. y S. E. Dashtgard, 2014. Inclined heterolitic stratification in a mixed tidal-fluvial channel: Differentiating tidal versus fluvial controls on sedimentation. *Sedimentary Geology* 301: 41-53

Kurcinka C.E., 2014. *Sedimentology and Facies architecture of the Tide influence, River dominated delta mouth bars in the Lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina*. MS Thesis. Queen's University, Kingston., Ontario, Canada

McIlroy D., S. Flint, J. Howell y N. Timms, 2005. Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Fm., Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentary Geology and Sequence Stratigraphy in Continental to Shallow-Marine Deposits. Geological Society, London, Special Publications* 252: 83 – 107

Rossi V. M. y R. J. Steel, 2015. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). Accepted Article. *Sedimentology*.

Silveira M.M., 2016. *Análisis estratigráfico secuencial de alta resolución y modelado geológico 3D en secciones sedimentarias transicionales y continentales del Jurásico Inferior a Medio del sector sur de la Cuenca Neuquina como análogo en la caracterización de reservorios de hidrocarburos*. Tesis Doctoral. Univ. Nacional La Plata.

Thomas, R.G., D.G. Smith, J.M. Wood, J.M., Visser, J. Calverley-Range, y E.A. E.H. Koster, 1987. Inclined heterolithic stratification — terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology* 53: 123–179.

Zavala C. A. 1993. *Estratigrafía y análisis de facies de la Fm Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina*. Tesis Doctoral. Univ. Nac. Del Sur. Bahía Blanca Argentina

SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS DEL MAASTRICHTIANO-EOCENO INFERIOR, DEL SECTOR NOROESTE DE LA PROVINCIA DE GUANACASTE, COSTA RICA

M. Arroyo¹, F. Chavarría¹, E. Jarquín¹ y A.M. Madrigal¹

¹*Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Costa Rica*
mario.arroyosolorzano@ucr.ac.cr, jose.chavarriacastillo@ucr.ac.cr, esteban.jarquin@ucr.ac.cr,
ana.madrigalrodriguez@ucr.ac.cr

Al norte de la Península de Santa Elena, cerca de la frontera noroccidental entre Costa Rica y Nicaragua, afloran depósitos marinos profundos del Maastrichtiano-Eoceno Inferior, pertenecientes a las Formaciones Rivas y Descartes, de la Cuenca Sandino (*Sandino Forearc Basin*). Se pretende analizar las condiciones de sedimentación de las Formaciones en el área mencionada, a partir de análisis facial, petrográfico y estratigráfico secuencial de los depósitos. También, se realiza una comparación entre la Cuenca Sandino y las Cuencas Samara-Cabo Blanco y Tempisque, a partir de sus Formaciones coetáneas, para diferenciar las condiciones paleoambientales y de aporte de sedimentos.

Se midieron y muestrearon 41 perfiles, cuyos espesores varían entre 10 m y 25 m. Los paleoambientes sedimentarios y el armazón estratigráfico secuencial se reconocieron empleando las metodologías clásicas. Las secciones delgadas se analizaron utilizando un microscopio petrográfico y un contador de puntos, poniéndose énfasis en la composición de los granos esqueléticos debido a su relevancia para la procedencia. Posteriormente, se realizó la comparación de las secuencias reconocidas con las curvas de las variaciones eustáticas del nivel del mar en el período comprendido entre el Cretácico Superior y el Eoceno Inferior, para determinar la posible vinculación de los cambios en los paleoambientes reconocidos. Por último, se realizó una comparación entre la Cuenca Sandino y las Cuencas Samara-Cabo Blanco y Tempisque.

A partir de estos análisis, se determinó que la sucesión depositacional de las Formaciones Rivas y Descartes, registran, dos ciclos de tipo FU, denominados #1 y #2. Ambos inician con facies conglomerádicas volcanoclásticas pertenecientes a depósitos de cañón y abanico superior submarino, durante un estado de *Lowstand System Tract*, seguidos por depósitos de lóbulos arenosos y flujos de gravedad en un estado de *Transgressive System Tract*. Los ciclos concluyen con depósitos de grano fino intercalados con algunos paquetes arenosos, que para el caso del Ciclo # 1, se interpretan como facies de areniscas finas con componentes esqueléticos de foraminíferos planctónicos correspondientes a un abanico submarino distal. La parte superior del Ciclo # 2, se corresponde con facies de abanico medio con intercalaciones de depósitos arenosos medios, finos y fangosos de composición volcanoclástica y carbonática de *slope apron* relacionados con un estado de *Highstand System Tract* debido a un incremento en el nivel eustático del mar.

Se propone redefinir los depósitos turbidíticos localizados al norte de la Península de Santa Elena, actualmente denominadas como Formación Curú de las Cuencas Samara-Cabo Blanco y Tempisque, por el de Formación Rivas de la Cuenca Sandino, ya que composicional y sedimentológicamente corresponde más con esta última unidad mencionada. Por último, se ha determinado que el aporte predominante para la Cuenca Sandino corresponde composicionalmente a un paleoarco volcánico calcoalcalino con una intensa actividad volcánica, mientras que para las cuencas Samara-Cabo Blanco y Tempisque, corresponde con un antearco volcánico de composición basáltica.

INTEGRACIÓN DE DATOS EN UN NUEVO MODELO GEOLÓGICO PARA EL YACIMIENTO LLANCANELO, MALARGÜE, MENDOZA

D. Astesiano¹, M. Azcurra¹, R. Barberis¹, C. Bernhardt¹, D. Boggetti², A. D'Odorico¹, G. Grasetti³, C. Larriestra³, G. Lo Forte³, R. Manceda¹, M. Noya³, E. Rodriguez³, M. Vargas¹ y N. Villa³

¹YPF S.A., CABA, Argentina, daniel.astesiano@ypf.com, mario.azcurra@ypf.com, rosina.barberis@ypf.com, carolina.bernhardt@ypf.com, alejandro.dodorico@ypf.com, rmanceda@ypf.com, marilyn.vargas@ypf.com

²PyT Consultora SRL., Godoy Cruz, Mendoza, Argentina, danielboggetti@pytconsultora.com.ar

³Y-TEC S.A., Ensenada, Buenos Aires, Argentina, carlos.g.grsetti@ypftecnologia.com, claudio.larriestra@ypf.com, gabriela.loforte@ypftecnologia.com, martin.noya@ypftecnologia.com, elizabeth.rodriguez@ypftecnologia.com, natalia.v.villa@ypftecnologia.com

En este trabajo se presenta la integración de datos sedimentológicos, petrofísicos y geoquímicos en un nuevo modelo geológico conceptual del Grupo Neuquén en el yacimiento Llanquanelo, cuenca Neuquina, sector sur mendocino (Malargüe, Mendoza). Este yacimiento produce petróleo pesado (12°API) de los niveles superiores del Grupo Neuquén, denominados informalmente Green y Olive, que están compuestos por areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos de abanico aluvial proximal.

Los datos sedimentológicos fueron obtenidos a partir de un análogo de afloramiento del Grupo Neuquén, ubicado a unos 150 km del yacimiento, y datos de subsuelo provenientes de testigos corona y *cutting*. La correlación con el subsuelo se realizó mediante el análisis del perfil de rayos gamma y datos de Fluorescencia de Rayos X (FRX). Del análisis de testigos corona se interpreta una secuencia progradante para los niveles inferiores (Blue y Subblue), y una tendencia retrogradante para los niveles superiores (Olive y Green). El modelo de electrofacies, obtenido a partir de los perfiles sónico y resistivo, muestra propiedades petrofísicas sensibles a variaciones en arcillosidad, cementación y saturación de hidrocarburos. Las cinco electrofacies discriminadas muestran estrecha relación con las litofacies definidas en coronas y con patrones de elementos obtenidos mediante FRX. A partir de los perfiles de afloramiento, donde se definen facies de flujos densos que gradan aflujos encauzados con matriz arenosa, y que culminan con flujos canalizados con evidencia de exposición subaérea al tope, se interpretó migración lateral de abanicos aluviales y sistemas fluviales efímeros superpuestos.

Tanto en afloramiento como en testigos corona, se observó que el cemento calcáreo y el contenido de arcillas son los principales controles de calidad del reservorio. Comparando los datos de Difracción de Rayos X (DRX) y petrofísica se observa un incremento de la permeabilidad en las zonas donde disminuye el contenido de calcita y arcillas. Para el nivel Olive se observa un mayor grado de cementación carbonática en alternancia con el tipo de facies, mientras que en el Green se observa menor contenido de calcita. En cuanto a la fracción arcilla, se distingue esmectita, caolinita e illita principalmente y en menor proporción clorita. Las dos primeras muestran un comportamiento variable según el nivel que se analice y la última se distingue principalmente en el nivel Olive. En el nivel Green se observa, además, un aumento del feldespato potásico y de plagioclasas. Para este nivel también se observa anhidrita, evidenciando condiciones de mayor aridez.

A partir de los datos de FRX, y teniendo en cuenta los indicadores geoquímicos más significativos (vanadio para petróleos pesados biodegradados, molibdeno para hidrocarburos móviles y estroncio en los niveles sello) se construyó, utilizando simulación secuencial gaussiana, un modelo geoquímico 3D que posibilitó la caracterización de cada reservorio y su identificación a escala de subsuelo. Luego, tomando como base las electrofacies, se construyó un modelo geológico a partir de una imagen de entrenamiento diseñada según las dimensiones de los cuerpos medidos en el campo y el modelo de alternancia de flujos densos y flujos encauzados; a este esquema se le superimpuso la distribución de la quimiofacies del calcio (Ca), a modo de modelo diagenético.

El enfoque multi-disciplinario, integrando distintas escalas de trabajo y datos de subsuelo y afloramiento en un modelo tridimensional del reservorio, permitió construir un modelo de facies ajustado que condicionó la distribución de variables petrofísicas en un modelo estático con mejor capacidad predictiva del comportamiento dinámico del campo.

ENSAYO DE UNA CLASIFICACIÓN SIMPLE PARA ENTENDER PRODUCTOS LACUSTRES

R. A. Astini¹

¹Laboratorio de Análisis de Cuencas, CICTERRA, Córdoba, ricardo.astini@unc.edu.ar

La experiencia de trabajo en diferentes sistemas lacustres y registros fósiles permite sugerir una clasificación ternaria que posibilita entender los registros en función de su composición. Este trabajo expone una clasificación ternaria tridimensional, similar a otras propuestas que clasifican productos sedimentarios y paleoambientes sedimentarios en función de composiciones y procesos generadores. En un triángulo frontal se distribuyen los términos fragmentales que en sus extremos pueden ser desde silicoclásticos (detriticos-epiclásticos) hasta volcanoclásticos, mientras que en un triángulo de fondo se ubican productos químicos o bióticos (en general precipitados fisicoquímicos o bioquímicos) resultantes de la hidrogeoquímica dominante en el reservorio, inducidos o no por mediación biótica. Este último triángulo representa los depósitos 100% química o bióticamente dominados que pueden, a su vez, ser alcalinos-salinos, ácidos o neutros (de agua dulce). Estos tres vértices son compatibles con diferentes condiciones de lago abierto a cerrado donde, respectivamente, dominan los aportes superficiales o los subterráneos. De acuerdo con esto los depósitos pueden tornarse desde ácidos hasta alcalinos e hipersalinos y en lagos de agua dulce (y en menor medida en lagos alcalinos y ácidos) pueden dominar registros biogénicos finos (e.g. fangos de diatomeas), gruesos (coquinas) o carbonosos.

Muchos registros sedimentarios y ejemplos actuales evolucionan de uno a otro extremo por sutiles cambios en el balance de los influjos de agua asociados con la geomorfología del sistema, aprovechando reacciones bioinducidas, propias de las zonas de mezcla y los gradientes (pendientes) del sistema (facies someras versus profundas).

La clasificación incorpora la profundidad como un factor que puede afectar, influir o modificar los productos y mineralogías autigénicas estables, ejerciendo influencia en todos los sistemas lacustres (a través del gradiente redox). Esto puede reconocerse tanto desde el punto de vista químico (mineralogía anóxica y tipo y cantidad de materia orgánica) como físico (a partir de estructuras sedimentarias, trazas fósiles e índices de bioturbación). Se distinguen entonces, extremos efímeros de aquellos profundos, entendiendo por efímeros a lagos poco profundos con potencial de desecarse o convertirse en salinas. Este término difiere del lago temporario, en que este último no necesariamente cambia sustancialmente su composición y tiene extensión temporal reducida (miles de años). Estos dos conceptos no son mutuamente excluyentes ya que puede existir un lago temporario de agua dulce (e.g. lago de montaña producto de endicamiento) o un lago temporario y efímero (e.g. someros y salinos como los lagos de la Puna).

Para utilizar la clasificación basado en productos sedimentarios resulta importante reconocer y diferenciar productos primarios asociados por ejemplo con decantación y precipitación de productos secundarios temprano diagenéticos resultantes de deshidratación, añejamiento o reducción vadosa.

Vale remarcar que en el registro estratigráfico habrá que interpretar las variaciones composicionales en función de forzantes climáticos que repercuten casi instantáneamente en estos sistemas como así también forzantes volcano-tectónicos que pueden producir modificaciones notables y reducción rápida del espacio disponible en función del suministro. Indirectamente esta clasificación tiene valor paleoclimático y paleotectónico dado que suministro y geoquímica son el resultado, de la composición de materiales parentales y fluidos al igual que de la interacción clima-tectónica. No obstante, existen numerosos bucles de retroalimentación que no permiten interpretaciones lineales y aún resta por entender acabadamente la influencia y mediación biótico-microbiana. Tampoco se recomienda utilizarla en función de la acomodación, término relativo y muy de moda en estos días.

PELITAS ROJAS CON GRIETAS DE DESECACIÓN Y MODELOS DE FACIES ALTERNATIVOS

R.A. Astini¹

¹Laboratorio de Análisis de Cuencas, CICTERRA, Córdoba, ricardo.astini@unc.edu.ar

En general, los modelos de facies incluyen a las pelitas rojas con grietas de desecación como características diagnósticas de sistemas lacustres efímeros, regiones lacustres marginales, abanicos terminales, o asociadas con sistemas fluviales interactuando o no con sistemas eólicos. Se les asigna, en general, un significado climático de por sí bastante relativo. Obviamente, todos estos ambientes continentales tienen diferente potencial de preservación en función del suministro de sedimentos (tasa promedio de sedimentación), la velocidad de tapada (rapidez de la sedimentación), la frecuencia y magnitud de la erosión y, eventualmente, el marco tectosedimentario (que influye sobre las tasas de subsidencia y acomodación). Revisando el registro estratigráfico en el centro oeste argentino, donde recurrentemente se han sucedido ambientes de interior continental con cierta aridez a partir del alzamamiento preandino y andino, esta facies es recurrente y muy común, desde el Pérmico al Cenozoico. Tanto el clima como la situación de interior continental no han variado sustancialmente y esta facies parece acompañar este registro, donde aparece representando particiones entre facies de areniscas o areniscas conglomerádicas o como paquetes estratales donde domina entre particiones de limoareniscas gradadas. Estas dos modalidades estratigráficas reflejan distintos ambientes sedimentarios cuando se contrastan con la geometría de los depósitos, la continuidad lateral y se observa el resto de la asociación de facies con que se relaciona.

Observaciones actuales dentro del Parque Nacional Talampaya permiten explicar el desarrollo de esta facies a través de un proceso simple de exposición subaérea, desestabilización progresiva y desecación de películas fangosas, delgadas o muy delgadas (mm a cm) producidas por flujos laminares densos, hiperconcentrados en materiales finos (limos y arcillas), que en ocasiones fluctúan a flujos diluidos, formando ondulaciones suaves o trenes de ondulaciones de geometría variable. Estos últimos, pueden o no mostrar interacciones con procesos de oscilación (e.g., ondulitas simétricas, patrones de interferencia) dados por la influencia del viento en cuerpos de agua estancos (charcos y piscinas) y diversos grados de aplanamiento y erosión por exposición subaérea y acción eólica, aparte de ser afectados progresivamente por comunidades de invertebrados, vertebrados y raíces que dejan sus huellas, reflejando diferencias en la consistencia del fango.

Este proceso es recurrente y muy frecuente en ambientes donde existe disponibilidad de materiales sedimentarios finos (epiclásticos y volcaniclásticos) que ante chubascos y lluvias torrenciales son movilizados mediante oleadas y por escorrentía superficial, predominantemente en suspensión, y rápidamente se desvanecen por infiltración dentro de los propios abanicos aluviales. De allí, la asociación tan frecuente con materiales relativamente gruesos y su discontinuidad lateral o su frecuente eliminación por erosión, propia de ambientes de alto gradiente (normalmente alrededor de 1° de pendiente), susceptibles a la erosión e incisión. Esto explica los frecuentes conglomerados de intraclastos que se asocian, producto de eventos erosivos y reacumulación de polígonos y sus fragmentos.

El flujo denso resulta de incorporación progresiva y rápida de material suelto (arcillas y limo) en áreas de cabecera. Dependiendo de la relación de concentración puede evolucionar a un depósito más diluido o consolidarse mediante mecanismos de consolidación cohesiva (*cohesive freezing*). Inmediatamente luego del flujo sobreviene la etapa de desestabilización, que ocurre cuando el barro o fango está aún empapado en la transición entre sedimento “soposo” (*soup-ground*) y sedimento blando (*soft-sediment*). En esta primera etapa, se deshidrata progresivamente logrando desarrollar grietas discontinuas asociadas con rugosidades del fondo y reptación (cizalla contra materiales granulares por contraste de cohesividad). En una segunda etapa, los patrones de agrietamiento desarrollan poligonación en relación con la desecación y contracción del barro. Las geometrías, tanto en planta como en corte, así como los diseños y superposición son temas conocidos y se relacionan con los espesores, la frecuencia y la separación de eventos. El hecho de que con frecuencia se observen trenes de ondulaciones en este “barro” se explica a partir de tracción y turbulencia que permiten la separación y tracción de granos de limo y flóculos dentro de las colas diluidas del flujo hiperconcentrado. Lateralmente y dentro de un mismo episodio se observan todas las transiciones entre las estructuras descritas porque estos flujos densos tienen la capacidad de mantear microrelieves (microterrazetas) o cubrir clastos y suelos con contrastes de humedad relativa y permeabilidad que producen tensiones superficiales y reptación promoviendo agrietamientos. Este tipo de eventos ocurre con regularidad y mucha frecuencia en los ambientes continentales con independencia de la estación y el clima reinante. No obstante, estadísticamente ocurren con mayor frecuencia en marcos climáticos y paleoambientes de abanicos aluviales y bolsones intermontanos con balance hídrico negativo. Una cuidadosa observación y descripción de los rasgos físicos permite su mejor interpretación y ubicación dentro del ambiente continental (y eventualmente transicional).

ABANICAMIENTOS ESTRATALES EN EL NEOGENO DEL CAMPO DE TALAMPAYA

R.A. Astini¹ y J.C. Candiani²

¹CICTERRA (CONICET-UNC) y Laboratorio de Análisis de Cuencas

²SEGEMAR, Córdoba, ricardo.astini@unc.edu.ar, candianijuan@gmail.com

Las series neógenas del campo de Talampaya, limitadas entre la sierra Morada-Cerro Rajado por el oeste y la Sierra de Tarjados por el este (provincia de La Rioja) contienen numerosas discordancias progresivas, algunas de las cuales pueden incluso reconocerse en las imágenes satelitales. Estas sucesiones agrupadas en tres unidades fueron estudiadas y datadas por métodos radimétricos, termocronológicos y magnetoestratigráficos (~20 Ma hasta la actualidad) y comprenden depósitos predominantemente limo arcillosos a arenosos, con algunos intervalos de conglomerados hacia el tope (tendencia grano-estratocreciente). Además contienen numerosos intervalos yesíferos y abundantes intercalaciones de tobas. El análisis estratigráfico permitió correlacionarlas con las unidades conocidas de la cuenca del Bermejo y el análisis paleoambiental permitió interpretar el desarrollo de una cuenca de antepaís simple y asimétrica seguida de una etapa de fragmentación.

La serie se dispone homoclinalmente en un perfil oeste-este de casi 15 km que atraviesa ortogonalmente el campo de Talampaya. El rumbo dominante de la estratificación es N-NO y el buzamiento estratal es de muy bajo grado (~10° E). Con anterioridad no se advirtió que en la sección superior, abarcando los últimos 4 km del perfil hasta la falla que levanta la terminación austral de la sierra de Tarjados, se desarrolla un abanicamiento estratal de ~95° que se encuentra cubierto en discordancia angular por estratos conglomerádicos fuertemente aterrazados atribuibles al plio-pleistoceno. Dicho abanicamiento logra rebatir por completo e invertir la estratificación del Neógeno que buza con ángulos de entre 75° y 80° E, próximo a la falla inversa que sobrepone al Triásico. La diferencia de este abanicamiento estratal con el que puede formarse por plegamiento y flexo deslizamiento es fundamentalmente geométrica, necesitando el abanicamiento de una deformación contemporánea para su desarrollo. Es decir, un proceso de basculamiento asociado con levantamiento que posibilite la rotación progresiva de paneles estratigráficos ya depositados en el antepaís (estratos de precrecimiento) junto con otros que se depositan contemporáneamente con el alzamiento (estratos de crecimiento) y progresivamente sufren rotación al ser afectados por una estructura en crecimiento. Esto habría generado rotación antihoraria con hundimiento y flexión al oeste mientras se produjo erosión y eliminación de registro hacia el este, hecho que se reconoce a partir de paneles cuneiformes que producen la rotación gradual de los buzamientos que convergen hacia el alto topográfico. El intervalo estratigráfico involucrado en la rotación corresponde a estratos de crecimiento y las discordancias convergentes que separan los diferentes paquetes rotados se interpretan como discordancias sintectónicas. Nuestra cartografía y revisión de campo permite descartar fallas o pliegues importantes que puedan haber generado este abanicamiento, hecho consistente con perfiles sísmicos interpretados para la región. Tanto los conglomerados lenticulares pumíceos como el paquete superior de tobas datadas entre 8 y 7 Ma. están claramente involucrados en el abanicamiento. Esto indicaría que la fragmentación del antepaís en esta región se habría iniciado con anterioridad a los 7 Ma. Aunque autores anteriores no detectaron similitudes con unidades estratigráficas equivalentes en el Famatina, es notable el paralelismo litofacial y estratigráfico de este registro con el de la vertiente oriental de aquella región que sugiere una fuerte correlación de esta sedimentación sinorogénica con los depósitos del Grupo Angulos y la Formación Santa Florentina, que indican la progresión de la deformación y la migración neógena del volcanismo hacia el interior continental, en relación con la horizontalización del plano de subducción en el segmento andino central.

EL CERRO LA DISCORDIA: UNA DISCORDANCIA MUY PARTICULAR ENTRE EL PAGANZO II Y III

R.A. Astini¹ y J.C. Candiani²

¹CICTERRA (CONICET-UNC) y Laboratorio de Cuencas, ricardo.astini@unc.edu.ar

²SEGEMAR-Córdoba

El Cerro la Discordia (29°59'18.96"S-67°22'44.57"O) se ubica dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas occidentales en el extremo sur del Cordón de Famatina-Sañogasta y al noreste de la localidad de Amaná, dentro de la cuenca de Paganzo. Allí, Azcuy y Morelli (1970) describieron una relación discordante entre los pisos 2 y 3 de los estratos del Paganzo. Esta relación estratigráfica no ha sido rebatida por autores posteriores, si bien la misma ha sido puesta en dudas. Como resultado de la cartografía actual de la región pudo corroborarse que la misma separa dos unidades claramente diferentes. Por abajo, areniscas de color rojo intenso pertenecientes a la Formación La Colina, Patquía o De la Cuesta que corresponde al Pérmico y por encima, areniscas conglomerádicas rojo pálido de la Formación Amaná, equivalente estratigráfico de la Formación Talampaya, correspondiente al Triásico. Es claro que dicha superficie separa dos unidades de expresión regional con diferentes registros, indicando etapas separadas del relleno de la cuenca. En este sentido, resulta apropiado interpretarla como discordancia. Pero, el detalle es que la misma, a escala de afloramiento, posee angularidad. La observación de detalle permitió reconocer por debajo de la discordancia a areniscas con megaestratificación cruzada en cuñas que varían sutilmente su ángulo y la geometría de sus terminaciones basales, formando parte de un único conjunto estratificado (un *set* de megaestratificación), con un espesor visible no superior a 15m. El afloramiento está cubierto en su base por sedimentos actuales de fondo de quebrada. Las areniscas poseen una marcada homogeneidad textural, laminación bimodal y alternancia de tonalidades con algunos niveles con acumulación diferencial de pesados y cementación en parches (poiquilotópica) que le confiere, al meteorizarse, un patrón granular grueso. El color rojo deviene de las películas hematíticas que sistemáticamente recubren a todos los granos bien redondeados de arena media y gruesa que la caracterizan. De acuerdo con esta descripción, correspondería al Miembro Superior eólico de la unidad, involucrado dentro del supercron Kiaman de acuerdo con estudios paleomagnéticos. Localmente, un escalonamiento frágil, en diseño de naipes rotados por extensión dextral, afecta a alguna de las cuñas laminadas. Las direcciones de inclinación de capas frontales indican paleoflujos hacia el sur-sureste (entre 150° y 200°), consistentes con los medidos en otras localidades donde aflora dicha unidad.

La unidad por encima de la discordancia posee mayor porosidad (friabilidad) y un color rojo menos intenso. La misma se compone de areniscas gruesas y conglomerádicas con algunos lentes de conglomerados arenosos finos a medios bien redondeados y abundante estratificación cruzada en artesas métricas, cuyos ejes indican paleocorrientes dirigidas hacia el oeste-noroeste (entre 250° y 310°).

El contraste entre ambas unidades es evidente, no sólo en colores, granulometría contrastada, grados de selección y direcciones de paleocorrientes, sino también en los paleoambientes interpretados abajo y arriba de la superficie. Mientras que el de la unidad inferior (Fm. La Colina) correspondería a depósitos de dunas eólicas (posiblemente barjanoides) con alternancia de etapas dominadas por flujos de arena (formando cuñas con terminaciones basales más abruptas y con mayor ángulo) y otras dominadas por caída de granos (con terminaciones basales de menor ángulo y más tangenciales), el de la unidad superior (Fm. Amaná) habría sido un ambiente fluvial dominado por cursos entrelazados areno-gravosos. El contraste entre los ángulos de reposo de las caras de avalancha del conjunto eólico inferior y del conjunto fluvial superior es el que fue erróneamente interpretado como discordancia angular. Esto permite aclarar la confusión sobre la existencia de una discordancia angular notable entre estos dos pisos del Paganzo, permitiendo desestimar una relación de fuerte discordancia entre ambas.

Azcuy, C.L. y J.R. Morelli, 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que la componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (4):405-429.

CONGLOMERADOS ESTRATIFICADOS Y AGLOMERADOS VOLCANICLÁSTICOS EN LA BASE DE LA SERIE CENOZOICA DE TALAMPAYA, SIERRA MORADA-CERRO RAJADO

R.A. Astini¹, C. Colombi² y J.C. Candiani³

¹CICTERRA (CONICET-UNC)

²CIGEOBIO (CONICET-USJ)

³SEGEMAR, ricardo.astini@unc.edu.ar, ccolombi@unsj.edu.ar, candianijuan@gmail.com

En la vertiente oriental del cordón serrano que margina por el oeste al campo de Talampaya (flancos occidentales de Sierra Morada-Cerro Rajado), próximo al límite interprovincial entre San Juan y La Rioja, se ha cartografiado una unidad compleja que ha sido motivo de discusiones estratigráficas en la bibliografía y considerada alternativamente como cretácica o como unidad basal de las series neógenas. La misma desarrolla una buena continuidad lateral (~20 km) y lenticularidad a nivel cartográfico, que permiten su mapeabilidad. Su espesor medido en la quebrada de La Moradita es de 78 m, donde desarrolla un color morado característico que contrasta con los rojizos anaranjados del subyacente (e.g. Fm Cerro Rajado) y los colores marrones y rojizos pálidos del Cenozoico suprayacente. La misma ha sido descripta e interpretada como dispuesta entre discordancias angulares y su característica principal, aparte del color, es su granulometría muy gruesa y composición volcanoclástica basandesítica.

Nuestro estudio litofacial ha permitido reconocer que la unidad apoya sobre un conglomerado tabular polimíctico de carácter regional (~1,5-2 m de espesor) con que inicia la serie cenozoica. Se diferencian dos grandes grupos de asociaciones de facies: una asociación volcanoclástica y una epiclástica. La primera, está compuesta por aglomerados y brechas volcánicas constituidas predominantemente por depósitos de bloques y ceniza, ignimbritas y unidades de flujo afectadas por brechamiento y enfriamiento superficial prematuro. Ambas facies constituyen bancos de gran espesor. Los depósitos de bloques y ceniza alcanzan 15 m de espesor máximo y tienen muy mala selección de tamaños (bloques de hasta 5 m de lado) y heterogeneidad composicional (andesitas, traquitas y basandesitas con texturas porfíricas densas hasta vesiculares, con flujo y escoriaceas). Los bloques con formas muy irregulares, se distribuyen flotando o con contactos puntuales dentro de una matriz fina fragmental. Se reconocen rasgos de enfriamiento, diaclazados concoidales, cortezas irregulares y esferulitización progresiva, en los bordes de un gran número de bloques y clastos. Subordinadamente se observan clastos de basamento y algunos de areniscas. Las matrices se componen de líticos volcánicos diversos y material volcanoclástico fino que en ocasiones, parecen gradar a algunos de los fragmentos lávicos que contiene. Los contactos basales son irregulares y en los topes, ocasionalmente sobresalen (protruyen) bloques sobredimensionados. Las unidades de flujo, en cambio, contienen una mayor continuidad composicional y límites difusos entre componentes individuales y matriz. Llegan a tener 5,5 m de espesor y los “pseudobloques”, a veces adelgazados o diaclazados, desarrollan cortezas irregulares (en corteza de pan) producto de soldamiento prematuro, enfriamiento y brechamiento autoclástico. Mientras que los depósitos de bloques y ceniza corresponden a depósitos muy proximales asociados con episodios explosivos, las unidades de flujo se interpretan como depósitos lávicos y oleadas piroclásticas afectados por enfriamiento súbito, costrificación, vesiculación variada y diaclazamiento. Dentro de esta asociación se reconocen también facies de lapillitas laminadas (de hasta 45 cm) con ondulaciones de escasa amplitud y longitud de onda métrica (del tipo de las antidunas) con desarrollo de gradación inversa en la base y facies de aglomerados volcánicos finos vesiculados y bien seleccionados dispuestos en capas delgadas (hasta 10 cm) y cementados por calcita que, respectivamente, permiten interpretar depósitos de oleadas piroclásticas y depósitos de caída.

La asociación de facies epiclástica y composición volcanogénica, se compone de conglomerados gruesos y muy gruesos, mal seleccionados y estratificados en bancos muy gruesos a medianos, con contactos irregulares y bloques sobredimensionados y subordinadamente conglomerados arenosos lenticulares mejor organizados, con cuñas de areniscas andesíticas y parches de limolitas y fangolitas infiltradas como producto de escorrentía o acción eólica.

Mientras que la asociación volcanoclástica domina en la base de la unidad, la asociación epiclástica lo hace en el tope, reflejando una clara evolución del sistema. Esto podría indicar que siguiendo a un lapso de eruptividad inicial con depósitos soldados y elevados gradientes asociados a aparatos volcánicos se desarrolló una etapa tranquila donde el relieve volcánico paulatinamente se redujo por reciclado, formando las facies de abanico aluvial con que culmina la unidad. Nuestro estudio litofacial permite sostener que se trata de relictos de un sistema depositacional conoidal muy proximal (posiblemente dentro del km de la boca eruptiva), que permite interpretar una fase volcánica andesítica temprana que afectó al antepaís en este segmento previo a su fragmentación.

LOS TRAVERTINOS CUATERNARIOS DE LA LAJA (SAN JUAN): MORFOLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA, FACIES Y PALEOAMBIENTES

R.A. Astini¹, F.J. Gomez¹ y E.F. De Maestri²

¹CICTERRA (CONICET-UNC), Departamento de Geología-FCEFN-UNC, ricardo.astini@unc.edu.ar,
fernandogomez411@gmail.com, demaestri.elisa@gmail.com

El término “travertino” hace referencia a precipitados carbonáticos no marinos, formados en el entorno de manantiales terrestres y surgencias carbonatadas de temperatura variable o a partir de interacción, mezclas o rápida desgasificación de CO₂ en ambientes epigénicos (e.g., ríos, lagos y cascadas) o hipogénicos (e.g., cavernas y espeleotemas). Incluye extremos que precipitan desde manantiales de alta temperatura conocidos como travertinos termogénicos a manantiales de baja temperatura, denominados tufas o travertinos meteogénicos. Los travertinos pueden presentar un variado espectro de estratofábricas y texturas mesoscópicas y microscópicas, y su composición puede ser variable aunque predominantemente está representada por calcita y/o aragonita, que al estar en equilibrio con el ambiente en donde precipitan, son consecuencia de la química del agua, el clima, y procesos físico-químicos y bióticos. Constituyen rocas ampliamente reconocidas por sus propiedades como rocas ornamentales y de aplicación, pero recientemente han sido consideradas como potenciales rocas reservorios de excelentes propiedades petrofísicas en yacimientos de hidrocarburos del *pre-Sal* en las cuencas *offshore* de Brasil.

Un espectro continuo de procesos sedimentarios físico-químicos y microbiológicos influye en la formación de travertinos y carbonatos microbialíticos que resultan difíciles de desentrañar. Sucede que a diferencia de los carbonatos marinos, que se generan en condiciones equilibradas y relativamente estables, estos carbonatos terrestres se forman en respuesta a un enorme espectro de posibilidades. En ellos la reacción fundamental que controla la depositación (y/o disolución) de carbonatos, está en equilibrio dinámico, pudiendo ser perturbada fácilmente por variaciones de presión, temperatura o concentración iónica y, sobre todo, por la pCO₂. En estos carbonatos continentales resulta difícil utilizar las clasificaciones clásicas de carbonatos dado que existen tanto texturas afaníticas (micríticas o micropeloidales) como cristalinas (varios tipos diferentes) que no parecen tener contrapartes en las texturas marinas. Además, se superponen una gran cantidad de procesos de perturbación química, física y biológica, así como de disolución química y reprecipitación que ocurren en etapas temprano diagenéticas propias del ambiente superficial, vadoso o freático del ambiente terrestre conduciendo a generar directamente “rocas” y no “sedimentos” a partir de procesos de cementación prematuros, bastante particulares de estos depósitos y que resultan sumamente difíciles de diferenciar en el registro fósil.

Estas razones justifican nuestros estudios de detalle en el Travertino de La Laja ubicado en la Provincia de San Juan, sobre el margen oriental de la Sierra de Villicum en la Precordillera Oriental, en un marco tectónico bastante diferente al que ocupan los clásicos travertinos generados en el marco de cuencas extensionales. No obstante, los productos son comparables con otros travertinos clásicos y mediante un estudio de campo y laboratorio hemos podido reconocer una serie de geoformas que se asocian a características estratigráficas macroscópicas, y un conjunto de estratofábricas, texturas y microfacies características que permiten llevar a cabo su estudio paleoambiental.

JERARQUIZACIÓN E IMPLICANCIAS A ESCALA DE CUENCA DE LAS DISCONTINUIDADES DEL GRUPO NEUQUÉN (CRETÁCICO SUPERIOR), CUENCA DE RETROARCO ANDINA, CUENCA NEUQUINA, PROVINCIAS DE MENDOZA, NEUQUÉN Y RÍO NEGRO

E. Asurmendi¹ y M.L. Sánchez²

¹CONICET, UNRC, [easurmendi@exa.unrc.edu.ar](mailto: easurmendi@exa.unrc.edu.ar)

²Departamento de Geología, UNRC, [msanchez@exa.unrc.edu.ar](mailto: msanchez@exa.unrc.edu.ar)

La intervención de los procesos alocíclicos en el desarrollo de una sucesión, combinados con la evolución de los mecanismos autocíclicos de los sistemas sedimentarios, conformaron un relleno de cuenca cuya arquitectura, distribución espacial y evolución proporciona rasgos distintivos pueden ser correlacionables a escala regional. Las discordancias reconocidas en el Grupo Neuquén son de: Primer Orden, Segundo Orden, Tercer Orden y Cuarto Orden. Las primeras están relacionadas a eventos tectónicos de escala regional y limitan la secuencia. En la base, la Discordancia Intersenoniana o Patagónica (Leanza, 2009) está asociada con los Movimientos Patagónicos y coincide con la colisión del CCMOR (Dorsal Chasca/Catequil) con la placa sudamericana (Fennel *et al.*, 2015). Estos movimientos debieron ser los responsables del avance del frente de deformación y de la consiguiente elevación progresiva del abultamiento periférico representado por el Dorso de los Chihuidos. Esta es una estructura regional de unos 2400 m de relieve estructural a nivel de las secuencias cretácicas y unos 100 km de extensión con eje norte-sur generando subsidencia hasta alcanzar un pico en el Campaniano-Turoniano. En el techo de Grupo Neuquén la Discordancia Huantráiquica (Leanza y Hugo, 2001), representa la conjugación de la actividad tectónica con la eustasia durante la ingresión marina Atlántica del Maastrichtiano. Las discordancias de Segundo Orden son aquellas que limitan a los Subgrupos, y coinciden con la migración del frente orogénico y el consecuente movimiento hacia el cratón del abultamiento periférico. La primera se reconoce en el Turoniano y es marcado por un incremento en las precipitaciones que favoreció una mayor energía cinética en los ríos que proveyeron a la cuenca un alto suministro de clásticos gruesos (contacto Subgrupo Río Limay-Subgrupo Río Neuquén). La otra discordancia de Segundo orden identificada es la Santoniana, la cual estuvo acompañada por la acentuación de condiciones climáticas monzónicas, que imprimieron una fuerte aridez en el interior del cratón, al oeste del Gondwana (contacto Subgrupo Río Neuquén -Subgrupo Río Colorado). Las Discordancias de Tercer Orden son aquellas que limitan a las formaciones (contactos: formaciones Candeleros-Huincul, formaciones Huincul-Cerro Lisandro; formaciones Portezuelo-Plottier, y formaciones Bajo de la Carpa-Anacleto). Estas están relacionadas con el mecanismo de baja a nula actividad tectónica en el frente de corrimiento y progresiva disminución del espacio de acomodación por recuperación elástica y variaciones climáticas menores. Discordancias de Cuarto Orden son intraformacionales y se encuentran relacionadas con cambios autocíclicos locales o variaciones climáticas de corto término y periodos de relajación tectónica, expresados como cambios en el estilo de avulsión de los canales o de los cinturones de canal, procesos de expansión-contracción de lagos, y agradación-progradación, asociadas con los sistemas de deltas de tipo Gilbert. También se encuentran asociadas a mecanismos de expansión y contracción de los sistemas eólicos con cambios en la relación disponibilidad-suministro y variaciones en el nivel freático que controlaron el desarrollo de Super-Superficies.

Fennel, L. Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Bottesi, G. y V. A. Ramos, 2016. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquen Group (35°30'-37°S). *Basin Research* 28: 1-22.

Leanza, H. y C. Hugo, 2001. Cretaceous beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 7. *VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*: 117-122, Buenos Aires.

Leanza, H., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11: 145-184.

ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y DE PROCEDENCIA DEL GRUPO NEUQUÉN (CRETÁCICO SUPERIOR), EN LA FAJA CENTRAL DE LA CUENCA NEUQUINA, PROVINCIAS DE MENDOZA, NEUQUÉN Y RÍO NEGRO

E. Asurmendi^{1, 2}, M.L. Sánchez² y M.T. Grumelli²

¹CONICET, [easurmendi@exa.unrc.edu.ar](mailto: easurmendi@exa.unrc.edu.ar)

²Departamento de Geología, UNRC, [mgrumelli@exa.unrc.edu.ar](mailto: mgrumelli@exa.unrc.edu.ar)

Para el análisis petrográfico y de procedencia de las sedimentitas del Grupo Neuquén se relevaron secciones estratigráficas de más de 15 km de extensión lateral y se obtuvieron 68 muestras, en el sector noroeste de la cuenca, en las proximidades al pie de la faja plegada y corrida, y en el sector noreste de la cuenca. Las areniscas del Grupo Neuquén según el diagrama de QFL (Folk, 1974) muestran una clara tendencia que varían desde litarenitas, litarenitas feldespáticas en las unidades inferiores, hacia subarcosas y arcosas para las formaciones superiores. Para el reconocimiento de la asociación mineral de arcillas, se utilizaron técnicas de difracción de rayos X. Las sedimentitas de la Formación Candeleros de acuerdo al grado de abundancia contienen en promedio: 60% de illita, y 40% de interestratificados (illita 80 - esmectita 20). Las arcillas de la Formación Huincul incluyen en promedio: 63% de caolinita, 15% de illita, 12% de interestratificados (illita 80 - esmectita 20), clorita (5%) y 4% de esmectita. La Formación Portezuelo solo presenta poca proporción de interestratificados (illita 80 - esmectita 20) y en la Formación Plottier presenta en promedio: 55% de caolinita, 35% de illita y 10% de interestratificados (illita 80 - esmectita 20). Las inferencias paleoclimáticas de acuerdo al diagrama de Suttner y Dutta (1986) y la presencia del tipo de arcillas, son consistentes con un paleoclima árido-semiárido hacia semihúmedo (Formaciones Candeleros y Huincul), semihúmedo a húmedo (Formaciones Portezuelo y Plottier), mientras que hacia el techo del Grupo Neuquén las inferencias paleoclimáticas tienden a condiciones semiáridas a semihúmedas (Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto).

El análisis de proveniencia de las sedimentitas en los diagramas de QmFL y QFL según Dickinson y Suczek (1979); Dickinson *et al.* (1983) muestran una tendencia desde arco disectado, arco transicional y reciclado transicional (Formaciones Candeleros y Huincul), hacia continental transicional a interior continental (Formaciones Portezuelo y Plottier) y arco reciclado y orógeno reciclado para las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto. Si se analiza la geología regional en conjunto con los datos de paleocorrientes, que en general son NNE; NEE y ESE, una de las probables áreas fuente lo constituye el Macizo Nordpatagónico. Éste, al momento de la depositación del Grupo Neuquén, constituía un alto estructural integrado por rocas ígneas y metamórficas de grado variable (alto y bajo) y complejos volcánicos calcoalcalinos. Los terrenos al sur y suroeste de la propia cuenca Neuquina debieron contribuir en parte como áreas de aporte, puesto que en el Jurásico ya existían algunas zonas elevadas producto de la inversión tectónica, que afectaron principalmente al Precuyano que está caracterizado por rocas piroclásticas y sedimentarias. Esto explicaría la distribución de muestras en el campo de orógeno reciclado y basamento elevado que se correlacionarían más con el Macizo Nordpatagónico, y la inclusión de las mismas en el área de arco disectado debido a la existencia de componentes volcánicos mesosilícicos a ácidos que integran ambas regiones. La actividad sintectónica controló la acomodación durante la depositación del Grupo Neuquén, pero a partir del análisis de los componentes detríticos y las características petrográficas, la alta proporción de líticos volcánicos en las sedimentitas sinorogénicas del Grupo Neuquén, estaría relacionado con la expansión y migración del arco volcánico hacia el antepaís, indicados por la presencia de fragmentos volcánicos limpios, sin alterar y con bordes angulosos; mientras que aquellos líticos volcánicos re trabajados y alterados posiblemente se encuentren asociados a rocas volcánicas antiguas del Macizo Nordpatagónico.

Los estadios diagenéticos reconocidos en base a los aspectos de fábrica, textura y composición autigénica, observadas en las sedimentitas son eodiagénesis, mesodiagénesis y telodiagénesis.

Suttner L.J. y Dutta, 1986. Alluvial sandstones composition and paleoclimate, I, framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 329-345.

Folk, R., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publication Co., Austin, Texas, 184 pp.

Dickinson, W. y C. Suczek, 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association Petroleum Geology, Bulletin*, 63: 2164-2182.

Dickinson, W., L. Beard, G. Brakenridge, J. Erjavec, R. Ferguson, K. Inman, R. Knepp, F. Lindberg y P. Ryberg, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* 94: 222-235.

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DEL GRUPO TUCUNUCO (ORDOVÍCIO SUPERIOR-DEVÓNICO INFERIOR BAJO), PRECORDILLERA CENTRAL, SAN JUAN

E. Asurmendi¹, E. Toro², M. L. Sánchez², S. Heredia³ y A. Mestre³

¹CONICET, Departamento de Geología-UNRC, [easurmendi@exa.unrc.edu.ar](mailto: easurmendi@exa.unrc.edu.ar)

²Departamento de Geología, UNRC, [msanchez@exa.unrc.edu.ar](mailto: msanchez@exa.unrc.edu.ar); [eduardotro48@gmail.com](mailto: eduardotro48@gmail.com)

³CONICET (IMN – UNSJ), [sheredia@unsj.edu.ar](mailto: sheredia@unsj.edu.ar); [amestre@unsj.edu.ar](mailto: amestre@unsj.edu.ar)

En la Precordillera Central se reconocen desde la década '60 exposiciones del Grupo Tucunuco (Ordovícico superior-Devónico inferior bajo), integrados por las formaciones La Chilca y Los Espejos. Entre las secciones más importantes se encuentran la de las quebradas Ancha y Poblete Norte, ubicadas en la Sierra de Talacasto. El Grupo Tucunuco contiene el registro de los eventos globales del Silúrico definidos por los alcances de distintas asociaciones faunísticas y en este trabajo se presentan las evidencias estratigráficas empleando el registro de los depósitos de líneas de costa, que son altamente sensibles a los cambios en el régimen de las variaciones en el nivel del mar que pueden afectar fácilmente las condiciones oceanográficas y la morfología de la cuenca. Por ello constituyen un registro de la variabilidad de los procesos en plataforma durante las transgresiones. Los depósitos del Grupo Tucunuco apoyan en discordancia angular de bajo gradiente (7°) que se define como una superficie de ravinamiento sobre la Formación San Juan y constituye el desarrollo de una rampa silicoclástica durante la evolución de la cuenca de antepaís silúrica. La Formación La Chilca presenta un espesor de 25 m y está constituida por una sucesión con el desarrollo de dos cuñas transgresivas clásticas. Se inicia con un *cherty conglomerate* de 0,92 m de espesor, como resultado de sedimentos silíceos de grano fino o coloidales en barras litorales, donde la selección de los fragmentos de sílice, por acción de corrientes de lavado, fue efectiva. Los clastos de chert son contemporáneos con la matriz y corresponde al mismo evento de anoxia global del Ordovícico tardío, el Hirnantiano. Este conglomerado representa un evento tectónico de inicio de la subsidencia en el sistema de antepaís en condiciones de subrelleno. La sucesión continúa con un conglomerado matriz sostén sin estructura de unos 3 m de espesor, representa un ambiente de cara de playa media. Por encima se deposita una sucesión granocreciente de intercalaciones de areniscas muy finas y limolitas con techos ondulados con un espesor de 4 m que representan un ambiente de *shoreface* distal. Esta cuña registra una aceleración de la subsidencia y generación de línea de costa dominada por acción de olas. Por encima se depositó una sucesión granocreciente de chert con estructuras *wrinkle*, de 5 m de espesor, en un ambiente *shoreface* proximal. Esta se deposita con un nivel de base estable con un evento superpuesto de caída del nivel del mar de menor orden. A continuación se desarrolló una sucesión granocreciente de areniscas de grano medio con estratificación entrecruzada *hummocky* y *swaley*, a muy fino con ondulaciones de oscilación y areniscas/limolitas heterolíticas laminación *flaser* y *wispy*, con 10 m de espesor, en un ambiente de transición-*offshore*. Por graptolitos esta unidad es Llandoveryano bajo y por conodontes Rhudanian medio alto (Llandoveryano bajo). Este tramo es el resultado de un ascenso eustático bajo una tasa de subsidencia estable en el estadio subrelleno. El inicio de la Formación Los Espejos, con probable edad Wenlockiana en la base a Lochkoviano en el techo según palinomorfos marinos, de 180 m espesor, se identifica tres cuñas clásticas. Se inicia con 0,30 m de areniscas oolíticas de *shoreface* con acción de olas. Este tramo representa una aceleración de la transgresión silúrica en condiciones de cuenca subrellena tardía. Sobre éstas se depositó una sucesión monótona de 130 m de areniscas muy finas y pelitas con nódulos fosfáticos, en un ambiente de transición plataforma media a distal. Un abrupta somerización a partir de bancos lobulados de areniscas gruesas a medias con estratificación *cuasi-planar* y entrecruzada *hummocky*, que representan un ambiente de barras costeras. Estas reflejan condiciones de cuenca rellena, baja subsidencia y una costa dominada por efectos de marea. Sobre estos se desarrolla una sucesión en la que alternan niveles de areniscas muy finas y pelitas de 20 m de espesor en un ambiente de transición-*offshore*, evidenciando una somerización y culmina con una rápida somerización representada por barras de barrera asociadas a una costa dominada por mareas. Le siguen areniscas medias a finas con geometría lenticular, de 0,60 m de espesor, con bioclastos de braquiópodos de la fauna *Harringtonina*, artejos de crinoideos y valvas desarticuladas que se asocia con el evento Lau y una somerización relacionada con un evento eustático de menor rango. La sección culmina con 15 m de espesor que registra nuevamente una transición-*offshore* que finaliza con depósitos de cara de playa con bioclastos de braquiópodos de la fauna *Austracoleia* intensamente deformados, asignados a eventos sísmicos. Estos últimos metros de la Formación Los Espejos reflejan el estadio final de cuenca rellena y un renovado episodio de actividad tectónica en la cuenca. Las sucesiones de líneas de costa inmaduras son preservadas por la dinámica de la cuenca y la naturaleza del relleno de plataforma proximal-transicional a externa en bajas latitudes, reflejo de la escasa disponibilidad de sedimentos. El carácter de anoxia del mar y la ubicación latitudinal del Gondwana guarda estrecha relación con la distribución en la columna de niveles ricos en chert y la configuración de la cuenca fue propicia para la restricción de corrientes litorales y preservación de depósitos de costas afectados por la acción de olas y mareas, así la complejidad del relleno de la cuenca sujeto a condiciones de tectónica activa (cuenca subrellena-Formación La Chilca), quietud tectónica (Formación Los Espejos), con un control subordinado de episodios de caídas del nivel del mar de bajo rango superpuestos a la tendencia eustática global.

SEDIMENTOLOGÍA Y ANÁLISIS DE ARCILLAS EN DEPÓSITOS LACUSTRES CUATERNARIOS EN EL AREA CEIBALITO, VALLE DE LERMA, PROVINCIA DE SALTA

A. Barrientos Ginés¹, P. Aparicio González², A. Impicini³, V. Bercheñi⁴ y E. Gallardo⁵

¹CEGA, Universidad Nacional de Salta, Salta avbgines@gmail.com

²INGEIS-CONICET, Capital Federal, pamelaaparicio@gmail.com

³Univ. Nac. del Comahue, Facultad de Ingeniería, Neuquén aimpicc@gmail.com

⁴Servicio Geológico Minero de Argentina, geovictorab@yahoo.com.ar

⁵Universidad Nacional de Salta, Salta, egallar@unsa.edu.ar

El paraje Ceibalito se encuentra ubicado hacia el Sur de la ciudad de Salta, en las inmediaciones de la localidad de Cerrillos, área en la cual durante el Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno temprano) se desarrollaron sistemas lacustres, asociados a procesos de remoción en masa e importantes abanicos aluviales. Las unidades cuaternarias en el valle de Lerma fueron definidas por Gallardo *et al.* (1996) como las Formaciones Calvimonte, Tajamar y La Viña. De estas tres unidades, los depósitos lacustres analizados en el presente trabajo son parte de la Formación Tajamar.

La Formación Tajamar presenta relaciones de base y techo discordantes con las formaciones Calvimonte y La Viña respectivamente. Ha sido identificada en varias localidades, principalmente adosada a las márgenes orientales del Valle de Lerma, desde La Caldera hasta Guachipas, presenta espesores variables con un promedio de 30 m. Está constituida por una alternancia de limolitas y arcilitas castañas claras y rosadas, en estratos tabulares de 3 cm de espesor promedio, presentan como estructura interna laminación paralela y en menor proporción lenticular, ondulitas trepantes de corrientes y laminación convoluta, también se reconocieron cristales y láminas de yeso. Intercalan areniscas grises en estratos tabulares con estructuras sedimentarias similares a las descritas para las pelitas (Gallardo *et al.*, 1996). Malamud *et al.* (1996) dataron circones de depósitos piroclásticos (tobas) intercalados entre los siliciclásticos, los cuales arrojaron una edad de $0,10 \pm 0,04$ Ma. Esta unidad posee un rico contenido fósil en gasterópodos y bivalvos de agua dulce, algunos en posición de vida (Gallardo *et al.*, 1996). Se registraron tubos verticales, horizontales y curvos asignados a la actividad de vermes e improntas vegetales no identificables. En base a las características descriptas se clasifica a este depósito, como un lago de tipo monomítico, silicoclástico y somero con gradaciones laterales a una planicie fangosa por la cual migraban cursos fluviales efímeros (estratos arenosos).

Los análisis mineralógicos de difracción de rayos X (DRX) y microscopio electrónico de barrido (SEM) se realizaron sobre la facies dominante de arcilita rosada. Los análisis de roca total indican que las muestras están compuestas principalmente por minerales de arcilla (82 %). De forma subordinada se identificó cuarzo (12 %) y feldespato de tipo plagioclasa (6 %), como trazas se reconoce feldespato potásico. Los análisis de la fracción arcillosa <2µm (82 % sobre el total en peso de la muestra) muestran la presencia de Illita (64 %), Interestratificados Illita/Esméctica (25 %), de tipo R1 con 80 % Illita, en menor proporción Clorita, tipo clinocloro (8 %) y Caolinita (3 %).

La sierra de Mojotoro se caracteriza por presentar una espesa secuencia del Paleozoico Inferior integrada por el Complejo Puncoviscana: Formaciones Chachapoyas, Alto de la Sierra y Guachos; el Grupo Mesón y el Grupo Santa Victoria. Las unidades pelíticas de estos grupos contienen Illita, clorita, interestratificados de illita/clorita y escaso caolín (Aparicio González *et al.*, 2010, 2014). De acuerdo a estos datos se infiere que las arcillas identificadas son del tipo heredadas. Las muestras tienen una dominancia de illita e illita/emectita y clorita, por lo que se considera que la cubierta paleozoica fue una de las principales fuentes de aporte a través de la red de drenaje de los ríos. Asimismo Malamud *et al.* (1996) describen los niveles de arcilitas castañas clara reconociendo esmectita, clorita e illita y, consideran que el primer mineral se habría formado a partir de las cenizas volcánicas descriptas en la Formación Tajamar.

Aparicio González, P., M.C. Moya y A. Impicini, 2010. Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico – Cámbrico) de sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17: 65 - 83

Aparicio González, P., M. Pimentel, N. Hauser y M.C. Moya, 2014. U–Pb LA-ICP-MS geochronology of detrital zircon grains from low-grade metasedimentary rocks (Neoproterozoic – Cambrian) of the Mojotoro Range, northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 49: 39 -50.

Gallardo, E.F., N.G., Aguilera, D.A., Davies, y R.N., Alonso, 1996. Estratigrafía del Cuaternario del Valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. *XI Congreso Geológico de Bolivia Acta III*: 483-493, Tarija.

Malamud, B.D., T.E., Jordan, R.N., Alonso, E.F., Gallardo, R.E., González, y S.A. Kelley, 1996. Pleistocene Lake Lerma, Salta province, NW Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos* 4: 103-114, Capital Federal.

LA FORMACIÓN ALGARROBITO EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO QUINTO, SAN LUIS, ARGENTINA

A. Basaez^{1,2}, J. Chiesa², A. Tripaldi³ y G. Ojeda²

¹UNSL-CONICET, Departamento de Geología, San Luis, Argentina, ACBasaez@gmail.com

²UNSL, Departamento de Geología, San Luis, Argentina, jchiesa@unsl.edu.ar, ojeda@unsl.edu.ar

³IGEBA-CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Argentina, alfo@gl.fcen.uba.ar

La Fm. Algarrobito (Holoceno tardío) fue definida por Latrubesse y Ramonell (1990a) como sedimentos predominantemente limo-arenosos y de gravas finas, que se encuentran rellenando depresiones sobre la cubierta eólica cuaternaria. En su perfil tipo (en el arroyo La Barranquita, 500 m aguas arriba del caserío de la estancia Algarrobito), Latrubesse y Ramonell (1990a,b) describieron dos niveles sedimentarios: uno basal fluvial, de 2,3 m de espesor, constituido por arenas y gravas con tamaños predominantes de 1 a 3 cm y tamaños máximos de 20 cm, y otro superior, de 1,3 m de potencia, constituido por limos arenosos (45-65% de limo), de coloración marrón amarillento, estructura maciza, y origen eólico (loess arenoso). Estos autores atribuyeron la generación de esta sucesión a procesos de erosión y posterior acumulación, asociado al desarrollo de cárcavas de poca profundidad, *paleorills* y lavaje en manto, producto de lluvias torrenciales (Latrubesse y Ramonell, 1990b). En el sector pedemontano austral de la sierra de San Luis, Ojeda (2004) caracterizó a los depósitos de la Fm. Algarrobito como predominantemente arenosos a areno-gravosos finos, con estratificación difusa en capas planas y distinguible de las formaciones infrayacentes por su tonalidad más clara, y les asignó un origen aluvial. Asimismo consideró que estos depósitos fueron originados mayormente por la removilización de los depósitos de la Fm Barranquita (Latrubesse y Ramonell, 1990a), por efecto de escorrentía superficial, sumándose a estos depósitos limo-arenosos, aportes de arenas y gravas finas, provenientes tanto del basamento cristalino como del substrato Neógeno que afloran en el área. En el sector medio de la cuenca del río Quinto, la Fm. Algarrobito fue analizada aguas abajo de la desembocadura del río Rosario, en las barrancas de este último, y en los márgenes del arroyo Yulto, ambos tributarios del río Quinto. La sucesión se caracteriza por arenas gravosas a arenas limosas, color castaño oscuro y rojo amarillento a amarillo rojizo, macizas, con laminación horizontal y entrecruzada, con intercalaciones de limos arenosos macizos y laminados, color rojo amarillento. Los clastos de grava y los granos de la fracción arenosa se presentan subredondeados a subangulosos, con baja esfericidad.

La depositación de la Fm. Algarrobito, luego de la finalización de un episodio de significativa sedimentación eólica durante el Holoceno, se interpreta como formada a partir de corrientes fluviales de alto régimen, que alternaron con episodios de flujos hiperconcentrados, desencadenados por lluvias torrenciales efímeras. Estos depósitos rellenaron los valles intermontanos en las zonas de cuenca alta y se corresponden con terrazas de agradación en los sectores correspondiente a la cuenca media. A partir del siglo XIX cambiaron las condiciones de la cuenca y el río Quinto comenzó a incidir los depósitos cuaternarios, generando terrazas de relleno y depósitos de barras, hasta alcanzar las condiciones geomorfológicas actuales.

Latrubesse, E. y C. Ramonell, 1990a. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la provincia de San Luis, Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino*, Actas: 109-112, San Juan.

Latrubesse, E., y C. Ramonell, 1990b. La Formación Algarrobito: registro de la pequeña edad del hielo de San Luis, Argentina. *Reunión Proyecto IGCP 281, Publicación Especial N° 2*: 2-9, Medellín.

Ojeda, G., 2004. Distribución de las unidades cuaternarias en el piedemonte sur de la Sierra de San Luis, Argentina. *IV Congreso Uruguayo de Geología*, Actas 53: 1-11, Montevideo.

SEDIMENTOLOGÍA NEOGENA DE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS QUINTO Y CONLARA, SAN LUIS, ARGENTINA

A. Basaez^{1, 2}, W. Coria¹, D. Pagano^{1, 2} y J. Chiesa²

¹UNSL-CONICET, Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis, ACBasaez@gmail.com,
waltercoria1982@gmail.com, dpagano@hotmail.com.ar

²UNSL, Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis, chiesa@unsl.edu.ar

El área de estudio se enmarca entre los 32° 38' y 33° 27' S y los 65° 54' y 64° 57' O, y comprende, al norte, las subunidades Planicie de Agradación Pedemontana (PAP), y Valles de los ríos Quinto (VRQ) y Conlara (VRC) de la unidad geomorfológica Depresión Longitudinal Central, limitada por las sierra de San Luis al O y Comechingones al E, y hacia el sur, la subzona occidental de la Planicie Medanosas (González Díaz, 1981).

Santa Cruz (1969), definió la Fm Río Quinto como limolitas finas a medianas, poco arcillosas, con escasísima fracción psamítica, color castaño claro y rosado anaranjado, para la misma en el subsuelo de la cuenca del río Quinto y S de la Cuenca del río Conlara proponiendo una amplia extensión para la misma en el subsuelo de la cuenca del río Quinto y S de la Cuenca del río Conlara.

En este trabajo se contraponen resultados parciales obtenidos, en los perfiles El Tala y Villa del Carmen (PAP), y Río Conlara y San Pablo (VRC) con aquellos de los perfiles La Maruquita, Maruca Sur y Granville (VRQ), los cuales representan los afloramientos de mayor expresión de la Fm Río Quinto en el área de trabajo.

Los perfiles Villa del Carmen y El Tala, ubicados en la PAP, están representados por arenas limosas y limos arenosos con contenido de grava dispersa, que en el primero de ellos suceden a 3 paquetes de conglomerados polimícticos, con clastos angulosos, matriz limo arenosa y cemento carbonático. En el VRC (perfiles Río Conlara y San Pablo), las sedimentitas se construyen de limos arenosos a arenas limosas, con contenido de gravas, de estructura maciza a algo laminadas, de coloración castaño a castaño rosada a rojiza, los mismos se encuentran calcretizados y presentan pátinas de óxidos de manganeso. Las 4 secuencias exhiben gradación normal.

En la zona del Río Quinto, estas sedimentitas se encuentran gradadas de igual forma que en los perfiles descriptos, y se caracterizan principalmente por la intercalación de areniscas y limolitas castaño rojizas a amarillo rojizas. En la base del perfil La Maruquita, se identificaron conglomerados matriz y clasto sostén, polimícticos, con clastos subangulosos a subredondeados, matriz arena fina a arcilla, macizas y estratificadas de forma horizontal, sucedidos por intercalaciones de niveles limo-arenosos, que integran también los perfiles Maruca Sur y Granville, donde no pudieron identificarse los niveles conglomerádicos basales del perfil La Maruquita. En estos últimos 2 perfiles, se desarrollan horizontes edáficos con pátinas de óxidos de manganeso y sucesivos niveles de calcretes que reemplazan los depósitos epiclásticos previos. Cabe señalar también que en el perfil Granville, Basaez *et al.*, 2013 señalaron evidencias paleontológicas correlacionables con los hallazgos de Prado *et al.* (1998) y Cerdeño *et al.* (2008) que asignan la secuencia al intervalo Mioceno tardío a Plioceno medio.

Si bien se trata de resultados parciales, faltando aún, relevar más afloramientos y profundizar la caracterización y análisis de las sedimentitas pliocenas en el área de estudio, podría interpretarse que la propuesta de Santa Cruz (1979) de definir estos afloramientos como Fm Río Quinto, tendría total vigencia, aunque quedaría por establecer si las cuencas de los ríos Quinto y Conlara en algún momento estuvieron conectadas o si presentan simplemente características similares en el apilamiento sedimentario neógeno.

Basaez, A., Chiesa, J. y N. Lucero, 2013. Estratigrafía y paleontología del sector medio de la cuenca Río Quinto (Mioceno superior-Pleistoceno tardío), San Luis, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 25 (1-2): 37-48.

Cerdeño, E., Chiesa, J. y G. Ojeda, 2008. Presence of Oxydontherium (Macraucheniiidae, Litopterna) in the Río Quinto Formation, San Luis (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25: 217-226.

González Díaz, E., 1981. Geomorfología. En M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*, Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino: 193-236, Buenos Aires.

Machette, M., 1985. Calcic soils of southwestern United States. En: Weide, D. (Ed), *Soils and Quaternary geology of the southwestern United States*. Special paper of Geological Society of America, 203: 1-21.

Prado J., Chiesa, J., Tognelli, G., Cerdeño E., y E., Strasser, 1998. Los mamíferos de la Formación Río Quinto (Plioceno), Provincia de San Luis, Argentina. Aspectos Bioestratigráficos, Zoogeográficos y Paleoambientales. *Revista Estudios Geológicos* 54: 153-160.

Santa Cruz, J., 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Provincia de San Luis, República Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino* 1: 335-349, San Luis.

DID PATAGONIAN ERUPTIONS DRIVE CENOZOIC ICEHOUSE?

E. S. Bellosi¹ y H. Corbella¹

¹CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires, Argentina,
ebellosi@sei.com.ar, hcorbel@yahoo.com.ar

Climate of Earth experienced several first-order alterations. The last of them transformed the ice-free Late Cretaceous-Early Paleogene Greenhouse system into the present Icehouse world. This change begun by the middle Eocene (50-49 Ma) and conducted to the first Cenozoic glaciation when Antarctic ice sheets extended to the sea, close to the Eocene-Oligocene boundary (33.9 Ma, *Oi-1 Glaciation*). Several factors have been proposed to explain this long-term global cooling-drying trend, coincident with lowering of atmosphere CO₂ concentration and deepening of calcite-compensation depth in oceans. Some of these factors consider enhanced silicate weathering by mountain uplift or by ant/termite activity (C sequestration), changes in Earth's orbital configuration (low eccentricity, high obliquity), diminished volcanic outgassing, carbon storage in the North polar area, spreading of grassland ecosystems, photosynthetic fixation, and changes of ocean-atmospheric circulation systems by tectonic-paleogeographic events. Such factors are controversial for different reasons, or are not chronologically coincident with the climate alteration.

We hypothesize that abiding volcanic eruptions in NW Patagonia caused Late Paleogene drop in global temperature. Volcanic edifices were located in two belts between 39°30' - 44° S. The external Pilcaniyeu volcanic belt was active during 60-27 Ma, with maximum activity in 50-43 Ma and 34-29 Ma. Proximal records include rhyolitic ignimbrites, tuffs and breccias, obsidian, dacites, and andesite-dacite lava flows related to calderas. The internal El Maitén belt was active during 34-10 Ma, with a peak at the beginning of this interval, and generated ignimbritic and plinian dacites, rhyolitic breccias; and andesitic, rhyolitic and basaltic lavas formed in strato-volcanoes and fissure eruptions. Other volcanic belts developed by the Middle and Late Eocene in southern Chile (Regions X-XI), but these rocks are scarcely preserved. Geochemical analysis indicate that distal tephras resulted from high-energy explosive Plinian to sub-Plinian eruptions, although phreatoplinian volcanism cannot be excluded because of dominant very fine grain-size even in proximal deposits (Bellosi, 2010).

A sizable part of distal fine tephras accumulated in a vast emerged extra-Andean region of central and northern Patagonia. They are mainly preserved in two terrestrial units: the Middle Eocene Koluel-Kaike and Middle Eocene-Early Miocene Sarmiento formations (and equivalent units). They are entirely formed by fine vitric ashes and accumulated without significant hiatuses and with scarce reworking. Maximum thickness (375 m) is recorded in south-central Chubut. Timing of pyroclastic accumulation is based on litho- and biostratigraphic surveys (~100 localities), numerous radiometric analyses and magnetostratigraphy, indicating that mostly corresponds to the Middle Eocene-Early Oligocene. Another fraction of ashes would have travelled long distances and fell down in southern oceans, as occurs nowadays. A conservative calculation of the surface covered by distal ashes (excluding near-volcano deposits) in central and northern Patagonia and coastal areas is ~6 x 10⁵ km². The estimated decompacted volume is about 2 x 10⁵ km³. The amount of ash supplied to the oceans is unknown, but probably exceeds several times this number. These values are extremely high and are between the greatest known (e.g. Ignimbrite Flare-Up, John Day and Balder Fms., Lava Creek ash beds). Some of them, contemporary of Patagonian eruptions, could have added their effects. These huge volcanic eruptions supplied large amount of sulphur gases to the atmosphere, along with Fe and Si-rich minerals (plus Cu, Zn, P) to land and oceans. Both products provoke two coupled cooling effects: 1) highly reflective sulphuric acid droplets as stratospheric aerosols amplify sunlight reflection; and 2) iron and silicon fertilization of seawater increase phytoplankton biomass and drawdown concentration of atmospheric CO₂. A little part of S volatiles was captured in Patagonian ash deposits (mean content: 850 ppm), and also crystallized as sulfates (gypsum, anhydrite, baritine), which concentrate in the lower part of the Sarmiento Formation (Feruglio, 1949). Average content of SiO₂ and Fe₂O₃ in ash is 66% and 5%, respectively.

The earlier open-vegetated landscapes recognized in Middle Eocene (~44 Ma) deposits of central Patagonia could be one of the first evidences of the Paleogene cooling-drying trend (Bellosi and Krause, 2014). A second step (40 Ma) was the advent of grass-dominated habitats documented by phytoliths; and later (39-38 Ma) the accelerating hypsodonty of mammalian herbivores and the expansion of dung beetles.

Bellosi E.S., 2010. Loessic and fluvial sedimentation in Sarmiento Formation pyroclastics, middle Cenozoic of Central Patagonia. In: Madden R. *et al.* (eds.), *The Paleontology of Gran Barranca*. Cambridge University Press, p. 278-292. Cambridge.

Bellosi E.S. and J.M. Krause, 2014. Onset of the Middle Eocene global cooling and expansion of open-vegetation habitats in central Patagonia. *Andean Geology* 41: 29-48.

Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, T. 2. 349 pp. Buenos Aires.

SEDIMENTACIÓN ALUVIAL Y PALEOCLIMA EN EL PALEÓGENO TEMPRANO DE VALLES CALCHAQUÍES (SALTA, ARGENTINA)

E.S. Bellosi¹, J.F. Genise¹ y L.F. Cantil¹

CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires, Argentina,
ebellosi@sei.com.ar, jgenise@macn.gov.ar, cantil@macn.gov.ar

La Formación Maíz Gordo conforma el registro sedimentario de un sistema lacustre-aluvial que se expandió durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano en la Cuenca del Noroeste argentino (del Papa *et al.*, 2012). Sus afloramientos más estudiados corresponden a zonas centrales donde predominan facies lacustres, las cuales preservan fósiles de insectos, palinomorfos, reptiles y peces. Si bien han sido mencionadas variaciones depositacionales generales para sectores marginales de la cuenca (De Celles *et al.*, 2011; del Papa *et al.*, 2012), éstas son aún poco conocidas. Los objetivos de esta contribución son caracterizar los depósitos proximales de la Formación Maíz Gordo en la Subcuenca Brealito, e inferir los procesos sedimentarios, edáficos y ambientes que tuvieron lugar en un ámbito marginal, cercano al Paleovalte Transpampeano. Para ello se analizaron las exposiciones en el SE de Cachi (Salta), donde la unidad posee 248 m de espesor e incluye cuerpos de fajas de canales (49%), simples y multiepisódicos (espesor 4-15 m) con base erosiva, conformados por areniscas muy gruesas-medianas conglomerádicas o conglomerados finos (7%), granodecrecientes, gris verdosos o rosados y con estratificación horizontal o cruzada en artesa (paleoflujo al SW). También participan areniscas finas en estratos tabulares (29%), con laminación paralela u ondulitas de corriente. Subordinadamente se distinguen limolitas con laminación paralela (11%) y fangolitas guijosas granodecrecientes (3%). La mayoría de las capas (79%) fueron modificadas por procesos pedogénicos, pudiéndose definir cuatro pedotipos. Los tres primeros pedotipos son rojizos, cálcicos y se distribuyen en toda la unidad: **Pedotipo 1** (Aridisol) más frecuente en la sección superior, horizonte superficial (30-60 cm) de arenisca fina-mediana rojo-clara y cemento esparítico; con rizolitos simples o en redes, nódulos carbonáticos, agregados en bloque subangular o prismáticos mal definidos y nidos de hormigas (*Krausichnus* isp.). Horizonte subsuperficial (45-80 cm) de arenisca mediana carbonática, mal seleccionada, subangular, castaño-rojizo pálida; con motas de raíces elongadas claras, nódulos carbonáticos, laminación horizontal desdibujada, matriz con parches de arcilla con óxido Fe, b-fábrica punteada y granoestriada. **Pedotipo 2** (Inceptisol cálcico), horizonte superficial (45-75 cm) de limolita naranja-rojiza moderada; con motas de raíces finas gris-amarillentas, rizolitos arcillosos finos, *slickensides*, estructura en bloque con finos lineamientos blancos y escasos nódulos carbonáticos. Horizonte subsuperficial (30-50 cm) de arenisca media con clastos intraformacionales y rizolitos arcillosos. **Pedotipo 3** (Entisol cálcico) más frecuente en la sección inferior. Horizonte superficial (30 cm) de arenisca muy gruesa-mediana, gris-verdosa clara, algo carbonática, con escasas motas de raíces. Horizonte subsuperficial (80-115 cm) de arenisca guijarrosa oscura, con estratificación cruzada o paralela, rizolitos arcillosos, motas elongadas, escasas rizoconcreciones, nódulos carbonáticos pequeños, *Krausichnus* isp. En sección delgada se advierte una matriz arcillosa impregnada con óxidos de Fe, parches de esparita, escasos nódulos Fe-Mn y b-fábrica heterogénea (monoestriada, cruz-estriada, granoestriada). **Pedotipo 4** (Inceptisol hidromórfico) no-cálcico, presente sólo en la sección inferior. Horizonte superficial (40 cm) de arenisca fina, gris-medio clara con rizohalos descoloridos. Horizonte subsuperficial (80-160 cm) de arenisca fina gris-medio oscuro; agregados en bloque gruesos, abundantes motas de raíces, largas, bifurcadas y de interior rojo oscuro (hematita) y exterior naranja (goethita).

El ordenamiento de facies de la Formación Maíz Gordo al SE de Cachi responde a la instalación de un sistema fluvial multicanalizado, de carga areno-gravosa, baja sinuosidad y régimen efímero. Esto último plasmado por la ubicuidad de rasgos edáficos en depósitos de canal. La planicie de inundación, construida por desborde y agradación de arenas finas y limos, ocupó una reducida porción del paleovalle. Similares pedorrasgos y desarrollo edáfico en depósitos de canal y planicie indican procesos, tiempo de edafización y tasa de acumulación comparables en ambos subambientes. Por ende, la reducida extensión y preservación de la planicie resultó de canales muy móviles, generando baja estabilidad del paisaje aluvial tal como reflejan el débil desarrollo de la mayoría de los paleosuelos. Los pedotipos 1 a 3 (pedocals rojos) sugieren ambientes cálidos, semiáridos-áridos y lluvias estacionales. La vegetación habría sido predominantemente arbórea abierta, en parte arbustiva. Aplicando climofunciones se estiman precipitaciones medias de 270-520 mm/año. Estas condiciones concuerdan con datos palinológicos (bosques secos de altura), reptiles fósiles y minerales de arcilla. El pedotipo 4, intercalado en la sección inferior, representa un transitorio episodio subhúmedo-húmedo, con suelos estacionalmente inundados y ascenso del nivel freático. Luego, el clima continuó cálido y semiárido-estacional.

DeCelles, P.G., B. Carrapa, B. Horton y G. Gehrels, 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics* 30, TC6013, doi: 10.1029/2011TC002948.
del Papa, C., F. Hongn, P. Payrola, M. Do Campo, T. White y A. Aramayo, 2012. Las cuencas paleógenas en la Cordillera Oriental. *13ª Reunión Argentina de Sedimentología*, Relatorio: 57-66.

FACIES Y PALEOSUELOS DEL PALEOVALLE PLEISTOCENO DE TAFÍ (TUCUMÁN, ARGENTINA)

E.S. Bellosi¹, J.F. Genise¹, M.V. Sánchez¹, L.F. Cantil¹ y A. Molina²

¹CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires, Argentina,

ebellosi@sei.com.ar, jgenise@macn.gov.ar, mvsanchez@macn.gov.ar, cantil@macn.gov.ar

²CONICET, Unidad Ejecutora Lillo, Fundación Miguel Lillo, Tucumán, Argentina, alesartes@gmail.com

La Formación Tafi del Valle es considerada la sucesión edafo-sedimentaria más completa del Cuaternario de América del Sur. En las secciones más conocidas y potentes (*i.e.* La Angostura, La Mesada, Las Carreras), proveedoras de mamíferos de edad *Lujanense*, incluye un monótono conjunto de limolitas eólicas (loess), paleosuelos y escasas cineritas finas (Collantes *et al.*, 1993; Zinck y Sayago, 1999; Schellenberger y Veit, 2006). No obstante, en localidades muy próximas se reconocieron variaciones faciales y paleoedáficas que indican diferentes ambientes y procesos de sedimentación.

Con el fin de caracterizar tales cambios en el relleno pleistocénico del paleovalle de Tafi, se analizaron los perfiles de la localidad de La Banda (1,5 km al SO de Tafi del Valle) y El Mollar (1,5 km al E). La sucesión alcanza 31,4 m de espesor, es granodecreciente (La Banda), buza 7 a 15° y yace sobre un relieve irregular y erosivo, compuesto por granitos y filitas del basamento neoproterozoico-eocámbrico. En orden de abundancia se distinguen: a) paleosuelos elaborados en limolitas (0,6-2,4 m); b) conglomerados matriz-soportados (0,8-1,7 m), tabulares, desorganizados, de pobre selección, levemente edafizados, de matriz limosa y con escasos (5%) clastos angulosos de 1 a 25 cm, algunos dispuestos verticalmente; y delgadas intercalaciones arenosas; c) conglomerados clasto-soportados (0,2-0,5 m), lenticulares, con estratificación horizontal, matriz arenosa y clastos redondeados (<15 cm); d) limolitas (1,0-2,3 m) macizas, algunas arenosas; y e) una capa de ceniza blanca muy fina (polvo volcánico) en la sección superior (1,6 m), que incluye clastos pumíceos y briznas vegetales. Los paleosuelos, ya sea formados en limolitas o conglomerados, son castaño amarillentos y enseñan un horizonte superficial (Hz A) con agregados finos en bloque, abundante materia orgánica y rizolitos arcillosos, carbonáticos y carbonosos; y un horizonte subsuperficial (Hz Bt/BC) más potente, con nódulos carbonáticos, rizolitos simples y en matas, agregados gruesos en bloque (a veces columnares/granulares) y frecuentes nidos y bolas fósiles de escarabajos (*Coprinisphaera*). También se preservan restos de mamíferos, cámaras y galerías cilíndricas subhorizontales (diámetro 6-9 cm) posiblemente de roedores, y grandes cuevas (1,2 m).

Los cambios laterales en paleosuelos a escala de hm-km pueden reflejar variaciones en la topografía y granulometría vinculadas a la posición en el paisaje. En las secciones de loess-paleosuelos de Las Carreras, La Mesada y La Angostura no se reportan superficies erosivas ni conglomerados. Los paleosuelos poseen propiedades similares a los aquí informados (iluvación, precipitación carbonática), pero son compuestos, más numerosos, delgados y desarrollados (Molisoles, Alfisoles) y carentes de trazas de invertebrados. Estas acumulaciones loésicas subtropicales representan las zonas deprimidas y planas del paleovalle, más estables y de menor tasa de agradación. Por otro lado, los nuevos registros de La Banda y El Mollar indican la formación de abanicos aluviales pedemontanos en zonas más altas durante las primeras fases de relleno, el cual luego se volvió predominantemente loésico en la etapa tardía. Su posición interna, e inclinada de acuerdo a la topografía subyacente, sugiere un relieve irregular con altos de basamento dentro del paleovalle, donde los limos eólicos fueron retrabajados junto con clastos y bloques mediante flujos de detritos y algunos canales menores de corrientes diluidas, posiblemente inducidos por fuertes precipitaciones. Las características y frecuencia de los paleosuelos indican que, en las márgenes elevadas, el paisaje fue menos estable debido a más rápida y eventual sedimentación; aunque de condiciones apropiadas para la nificación de escarabajos, quizá debido al desarrollo de áreas con vegetación abierta y herbácea (pastizales) y consecuente ocupación por grandes herbívoros.

Collantes, M., Powell, J. y J.M. Sayago, 1993. Formación Tafi del Valle (Cuaternario superior), prov. Tucumán (Argentina): litología, paleontología y paleoambientes. *12º Congreso Geológico Argentino* 2: 200-206.

Schellenberger, A. y H. Veit., 2006. Pedostratigraphy and pedological and geochemical characterization of Las Carreras loess-paleosol sequence, Valle de Tafi, NW-Argentina. *Quaternary Science Reviews* 25: 811-831.

Zinck, J.A. y J.M. Sayago, 1999. Loess-paleosol sequence of La Mesada in Tucuman province, northwest Argentina characterization and paleoenvironmental interpretation. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 293-310.

RECONSTRUCCIONES 3D Y SU RELEVANCIA EN EL ANÁLISIS DE SISTEMAS SEDIMENTARIOS: MODELADO DIGITAL DE AFLORAMIENTOS USANDO LA TÉCNICA *STRUCTURE FROM MOTION*

A. Bilmes¹, L. D'Elia², L. Lopez³, S. Richiano², A. Varela² y M. Muravchik⁴

¹*Instituto de Geología y Paleontología (CONICET-CENPAT), Puerto Madryn, Argentina*

²*Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina*

³*Instituto de Recursos Minerales (UNLP), La Plata, Argentina*

⁴*University of Bergen, Bergen, Noruega*

abilmes@cenpat-conicet.gob.ar, ldelia@cig.museo.unlp.edu.ar, lopez_lucho@yahoo.com.ar,
Martin.Muravchik@uib.no, richiano@cig.museo.unlp.edu.ar, augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar

En las últimas décadas ha sido notable el avance de estudios de sistemas sedimentarios actuales y antiguos utilizando reconstrucciones digitales en 3D de afloramientos o de superficies del terreno. Uno de los puntos más significativos que han demostrado estos trabajos es la importante distorsión tridimensional que presentan los elementos geológicos (lineales, planares o cuerpos) cuando trabajamos con paneles o mosaicos que constituyen una representación bidimensional del “patrón de afloramiento”, en especial al momento de realizar análisis geométricos que involucran la orientación y cuantificación de las estructuras o unidades geológicas (dimensiones de cuerpos, determinación de paleocorrientes, cálculo de tasas de deposición/erosión). A pesar de las ventajas cualitativas y cuantitativas de los modelos 3D su utilización ha estado limitada por los elevados costos que son necesarios para el registro, procesamiento e interpretación tridimensional de afloramientos o superficies del terreno (LIDAR, fotogrametría aérea, registro geofísico en 3D). En los últimos años la revolución tecnológica en el campo de la geomática hizo posible desarrollar modelos 3D a partir de imágenes de fotos 2D, con resultados de alta resolución espacial y bajo costo económico. La combinación de esta técnica incluye: (1) la adquisición de imágenes secuenciadas usando plataformas aeroterrestres con sensores ópticos (“drones” u operadores con cámaras fotográficas); (2) la georeferenciación y escalado del modelo con puntos de control de campo por estación total, telémetro o GPS diferencial; (3) el procesamiento digital utilizando la técnica *Structure from motion (SFM)*; y (4) el análisis cuantitativo e interpretación de los modelos 3D con *software* específico.

En el presente trabajo se desea dar a conocer la aplicación de la técnica *SFM* al estudio de tres sistemas sedimentarios tomados como casos clave donde evaluar el impacto de controles tectónicos, eustáticos y volcánicos en el registro sedimentario. El objetivo de esta contribución busca no solo exponer la metodología de la técnica, sino también presentar resultados parametrizados de sistemas sedimentarios continentales y marino litorales influenciados bajo diferentes factores alocíclicos. El primer caso de estudio se trata de cordones litorales holocenos localizados en la Bahía Samborombón, Buenos Aires; el segundo aborda depósitos continentales miocenos sintectónicos asociados al relleno de depocentros intermontanos del antepaís neuquino; y el tercer caso se focaliza en depósitos piroclásticos pliocenos de la caldera de Pino Hachado, Neuquén. Los resultados preliminares arrojan cambios significativos en la obtención de datos haciendo posible abordar “viejos casos de estudio” desde categorías interpretativas de mayor orden. Por ejemplo, asociado al primer caso, ha sido posible una caracterización geométrica cuantitativa de clinoformas litorales donde cada cuerpo ha sido asociado con una posición absoluta respecto del nivel del mar actual, lo que permitiría distinguir entre progradaciones forzadas y normales del sistema. Asociado al segundo caso el análisis estableció una progresión 3D de las discordancias progresivas y estratos de crecimiento, permitiendo establecer patrones rotacionales 3D de bloques de fallas. Para el tercer caso, la implementación de esta técnica permitió detectar variaciones en la dirección y tasa de agradación de estructuras desarrolladas en el límite inferior de corrientes piroclásticas. Del trabajo realizado con esta metodología, se desprenden resultados relevantes al momento de evaluar el impacto cuantitativo que tuvieron la tectónica, el volcanismo y la eustasia en los diferentes sistemas estudiados. El estudio en 3D de los sistemas sedimentarios no solo establece observaciones y mediciones más ajustadas a la realidad, sino también la formulación de nuevas preguntas sobre el funcionamiento de los sistemas sedimentarios de nuestro planeta.

RECONSTRUCCION PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMATICA DEL HOLOCENO TARDIO A PARTIR DE UN REGISTRO MULTI-PROXY EN LAGUNA CARMEN, NORTE DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO (ARGENTINA)

A.M. Borromei¹, L.L. Musotto¹, M.S. Candel², M.A. Martínez¹ y A. Coronato²

¹INGEOSUR-CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Buenos Aires, borromei@criba.edu.ar, loremusotto@criba.edu.ar, martinez@criba.edu.ar

²CADIC-CONICET, Laboratorio de Geomorfología y Cuaternario, Ushuaia, Argentina, soledadcandel@cadic-conicet.gob.ar, acoronato@cadic-conicet.gob.ar

Se presentan los datos provenientes del análisis de múltiples indicadores (“multi-proxies”) en un testigo sedimentario de la Laguna Carmen (53° 40’ 60’’S, 68° 19’ 0’’O; ~83 m s.n.m.), ubicada al norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego en la estepa fueguina de *Festuca gracillima*, como especie dominante. Es un cuerpo de agua somero, semi-permanente y de aguas salobres donde la disponibilidad de agua superficial es escasa. La laguna se desarrolla bajo un clima templado-frío semiárido con congelamiento estacional de suelos y vientos casi-permanentes del oeste-noroeste. El análisis de polen, esporas, colonias de algas verdes (*Botryococcus braunii*, *Pediastrum*), palinofacies, contenido de carbono orgánico total y carbonatos, litología, y cronología, permitieron realizar inferencias paleoambientales y paleoclimáticas para los últimos 3.875 años cal AP. Los indicadores estudiados sugieren alternancia de eventos húmedos y secos. Los períodos húmedos se caracterizan por la predominancia de gramíneas, retracción de las comunidades halófitas, incremento de algas *Pediastrum*, y disminución en el contenido de carbonatos en los sedimentos. Por el contrario, los eventos más secos se manifiestan por una reducción en las comunidades de pastizales, incremento de arbustos, expansión de las comunidades halófitas y predominio de algas *Botryococcus braunii*, al tiempo que se registra un incremento en el contenido de carbonatos en las muestras sedimentarias. La vegetación extra-regional está representada por granos de polen de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, *Nothofagus* tipo *obliqua*, *Drimys winteri* y *Podocarpus* provenientes de los bosques subantárticos ubicados en el sector oeste-noroeste de Tierra del Fuego.

El análisis palinofacial revela el predominio de fitoclastos translúcidos, en su mayoría no-bioestructurados, de color amarillo pálido a castaño oscuro, pseudoamorfos y en algunos casos con estructura relíctica fibrosa y/o bandeada. De manera subordinada se encuentran los palinomorfos, siendo los esporomorfos (granos de polen y esporas) predominantes sobre los acuáticos (*Botryococcus braunii*, *Pediastrum*). La materia orgánica amorfa es principalmente esponjosa, en algunos casos con transición a amorfo granular. Los constituyentes de la materia orgánica particulada sugieren un ambiente de agua dulce relativamente cercano al área de aporte terrestre, evidenciado por la presencia de abundantes fitoclastos translúcidos. Las variaciones de los componentes particulados podrían relacionarse con fluctuaciones del nivel de agua y/o el influjo orgánico terrestre. La alternancia de eventos húmedos y secos sugiere fluctuaciones en las precipitaciones en relación con variaciones en la latitud e intensidad de los vientos del oeste durante el Holoceno tardío.

ALTERACIÓN DIAGENÉTICA DE LAS MICROESTRUCTURAS DE LAS OSTRAS PRESENTES EN LA FORMACIÓN CALABOZO, NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA, PROVINCIA DE MENDOZA

A. Borya¹, A. Gomez Dacal¹, J.D. Marshall², S.F. Crowley², S.D. Matheos¹, M.S. Raigemborn¹ y D.S. Wray³

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), aborya@cig.museo.unlp.edu.ar

²Department of Earth & Ocean Sciences, University of Liverpool, Liverpool, UK, Isotopes@liverpool.ac.uk, sfcrow@liverpool.ac.uk

³Department of Pharmaceutical Chemical and Environmental Sciences, University of Greenwich, Kent, UK, d.wray@gre.ac.uk

La Formación Calabozo (Jurásico Medio), expuesta en el sudoeste de la provincia de Mendoza, está compuesta por sedimentitas carbonáticas portadoras de una abundante fauna marina de ostras, equinodermos, corales y algas verdes, correspondientes a un ambiente de rampa carbonática. En el área de estudio, localizada al sudoeste de la localidad de Malargüe, se reconocieron diferentes procesos diagenéticos que modificaron la fábrica y composición original de las sedimentitas (Borya *et al.*, 2014). El objetivo de este resumen es identificar, a partir de un estudio composicional detallado, la preservación de las condiciones primarias y el efecto de la alteración diagenética sobre las microestructuras de las ostras de la Formación Calabozo. Para llevar a cabo este estudio se analizaron 13 secciones delgadas de ostras mediante petrografía óptica convencional y por catodoluminiscencia (CL) en frío. Una vez identificadas las diferentes microestructuras presentes, se efectuaron análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas sobre cada una, como así también estudios de isótopos estables de C y O. Considerando la composición, el hábito de los cristales y su luminiscencia se reconocieron dos estilos diferentes de preservación de las microestructuras: Tipo I: compuesta por cristales de calcita con bajo contenido de magnesio, de hábito laminar, dispuestos de forma oblicua a paralela respecto a la superficie de la valva. Las observaciones bajo CL revelan que estos cristales son no luminiscentes o presentan una luminiscencia baja (*dull* a naranja oscuro). Tipo II: conformada por cristales esparíticos de calcita levemente ferrosa a ferrosa, de hábito granular a drusiforme, donde se reconoce la microestructura relictual de la valva (*chalky*). La luminiscencia de estos cristales es baja a moderada (naranja oscuro a naranja), raramente *dull*. La recrystalización de esta microestructura se encuentra relacionada genéticamente con el relleno de fracturas presentes en las valvas.

Para la interpretación de los datos geoquímicos de cada estilo de preservación (Tipo I y II), se presentaron los valores elementales como relaciones (Mg/Ca, Mn/Ca, Fe/Ca y Sr/Ca). Los resultados del primer grupo (Tipo I) muestran valores de Mg/Ca, Mn/Ca y Sr/Ca dentro de los parámetros normales para ostras marinas jurásicas, sin embargo las relaciones Fe/Ca denotan un alto contenido de dicho elemento en esta microestructura. En lo que respecta a la preservación Tipo II los valores muestran un enriquecimiento diagenético en las relaciones Mg/Ca, Mn/Ca y Fe/Ca y un empobrecimiento en Sr/Ca. Respecto a los valores de isótopos estables, el primer grupo presenta contenidos de $\delta^{13}\text{C}$ (1,8 a 2,7‰ VPDB) dentro de los parámetros normales del agua de mar, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ (-11,60 a -8‰ VPDB) se encuentra empobrecido diagenéticamente debido a la presencia de fluidos con alto contenido de Fe (Fe/Ca vs $\delta^{18}\text{O}$ $r=0,70$). Por otro parte, el segundo grupo presenta valores empobrecidos en $\delta^{13}\text{C}$ (-9 a 2,5‰ VPDB) y $\delta^{18}\text{O}$ (-11 a -7‰ VPDB). Mientras el empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ se justifica con el aumento en el contenido de Mg (Mg/Ca vs $\delta^{18}\text{O}$ $r=0,99$), los valores anómalos de $\delta^{13}\text{C}$ están relacionados con las tendencias diagenéticas del Mn y el Sr en esta microestructura (Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ $r=0,77$). Por lo expuesto anteriormente se concluye que la microestructura tipo I fue modificada diagenéticamente por fluidos que alteraron los valores originales de $\delta^{18}\text{O}$ e incrementaron el contenido de Fe, lo que denota la baja a nula luminiscencia en la misma. A pesar de esto, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se encuentran inalterados reflejando las condiciones de formación. En lo que respecta a la microestructura tipo II sus rasgos petrográficos y contenidos en elementos mayoritarios y traza e isotópicos demuestran una completa alteración de los valores primarios relacionada genéticamente con el relleno de fracturas presentes en las valvas.

Borya, A., D. Cuccaro, S.D. Matheos, A.R. Gómez Dacal y M. S. Raigemborn, 2014. Aspectos diagenéticos de la Formación Calabozo (Jurásico medio) en el arroyo Calabozo, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. XIV Reunión Argentina de Sedimentología.

ORIGEN DE LOS MATERIALES PARENTALES Y GÉNESIS DE SUELOS POLIGENÉTICOS DE LA PENÍNSULA VALDÉS, NE DE CHUBUT

P.J. Bouza¹ y E.G. Cortés¹

¹Instituto Patagónico para el Estudio de los Ecosistemas Patagónicos (IPEEC), CENPAT, CONICET, Puerto Madryn, Chubut, bouza@cenpat-conicet.gob.ar, guadalup@cenpat-conicet.gob.ar

El objetivo de este trabajo es determinar el origen de los materiales parentales y la pedogénesis registrada en suelos poligenéticos de la Península Valdés. El trabajo se basa principalmente en el análisis del tamaño de grano de partículas de la fracción inmóvil (esqueletal) en horizontes desarrollados en diferentes unidades de sedimentación. Los suelos estudiados se desarrollan en dos antiguos niveles de terrazas fluviales Plio-Pleistocenas (Rodados Patagónicos), y en una antigua terraza marina del Pleistoceno tardío (Formación Caleta Valdés, MIS 5e). Los suelos corresponden a complejos: Natrigypsids – Calciargids – Haplocalcid, todos con régimen de humedad xérico. La secuencia de horizontes es en general, para los Argids: A-C-2Bt-2Btk-2Bk-3Ck; mientras que para los Calcids: A-C-2Bk-3Ck. Las discontinuidades corresponden a superficies de erosión que separan tres unidades de sedimentación. Para evitar interferencias por adiciones eólicas e hídricas actuales en los horizontes A y mezclas con los materiales parentales gravosos de los Rodados Patagónicos y de la Formación Caleta Valdés (horizontes 3Ck3), se analizaron las secuencias de horizontes subsuperficiales C (unidad de sedimentación 1), y 2Bt-2Btk-2Bk (unidad de sedimentación 2). Con el fin de inferir la naturaleza y el origen de los materiales parentales (fracción esqueletal), se efectuaron comparaciones de las fracciones granulométricas (sustrayendo la fracción móvil y recalculando al 100%) de arenas y limo grueso en intervalos a $\frac{1}{2}$ phi (escala Udden–Wentworth; 2000 a 44 μ m) utilizando los parámetros de análisis estadístico. Además, fue evaluado el grado de similitud entre horizontes (del mismo perfil y entre perfiles) mediante el índice de distribución de tamaños de partícula (CPSDI, siglas en inglés; Langohr *et al.*, 1976). Los carbonatos y las sales solubles fueron removidos con acetato de sodio a pH 5 y la materia orgánica con peróxido de hidrógeno. La relación entre la fracción esqueletal (inmóvil) y la masa basal (móvil), como así también el grado de redondez y la mineralogía de las arenas fue determinada mediante descripciones de secciones delgadas. Los índices de similitud entre horizontes son en general extremadamente altos a alto, lo cual indicaría un origen común de los materiales parentales, depositados y afectados pedogenéticamente en diferentes períodos. Al microscopio, se observa en los horizontes cálcicos un patrón de distribución relacionada grueso/fino (g/f 20 μ m) porfírica abierta, donde los granos minerales, redondeados y levemente alterados, se encuentran “flotando” en el material calcítico, lo cual indica el desplazamiento de dichos granos por el crecimiento autigénico de la micrita excediendo el espacio de los poros de empaquetamiento intergranular. La mineralogía muestra principalmente una asociación preferentemente andesítica con una importante participación de vidrio volcánico de naturaleza ácida. Si bien las fracciones < 44 μ m no fueron consideradas, se presume un origen eólico de estos depósitos, dado por: (1) ausencia en los horizontes C de estructuras que indiquen sedimentación hídrica, (2) presencia de vidrios volcánicos frescos, (3) histogramas mayormente unimodales, (4) selección moderada, y (5) moda y mediana en arena fina y muy fina. A diferencia de los valores positivos de asimetría que presentan en general los depósitos eólicos, las muestras estudiadas muestran asimetrías gruesas (valores medios de -0.180 phi). Esto se debería a mezclas de granos residuales (*lag grains*), típicos de los mantos de arenas (*sand sheet*).

Langohr, R., C.O. Scoppa y A. Van Wambeke, 1976. The use of comparative particle size distribution index for the numerical classification of soil parent materials: applications to Mollisols of the Argentinian Pampa. *Geoderma* 15: 305-312.

ÚLTIMO CICLO GLACIAL EN EL MARGEN CONTINENTAL ARGENTINO: PRIMERAS EVIDENCIAS OBTENIDAS DE ISÓTOPOS ESTABLES

A.M. Bouza¹, N. García Chapori¹, C. Mayr², C. Laprida¹ y R. Violante³

¹ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (Universidad de Buenos Aires - CONICET), CABA, Argentina, agustinambouza@gmail.com, nataliag@gl.fcen.uba.ar, chechu@gl.fcen.uba.ar

² Institut für Geographie Friedrich-Alexander, Erlangen, Alemania, christoph.mayr@fau.de

³ División Geología y Geofísica Marina, Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, CABA, Argentina, violante@hidro.gov.ar

Las secuencias sedimentarias presentes en el Margen Continental Argentino (MCA) han sido principalmente analizadas desde un punto de vista sismoestratigráfico, reconociéndose 4 unidades sísmicas que abarcan desde el Oligoceno tardío al Reciente, y siendo la unidad superior de edad posterior al Mioceno tardío (Preu *et al.*, 2012). En consecuencia, los estudios vinculados a cambios paleoceanográficos y paleoclimáticos ocurridos en escalas orbitales y suborbitales propios del Neógeno solo pueden ser efectuados a partir de la extracción de testigos sedimentarios continuos. En el talud medio del MCA, estos estudios han permitido el reconocimiento de facies contorníticas y hemipelágicas vinculadas a los distintos escenarios climáticos del Cuaternario (Bozzano *et al.*, 2011). Dentro del proyecto Marco *MARGEN* se analizaron los ensambles de foraminíferos del testigo SHN-T295 (37°28.6'S – 54°0.8'O), extraído a 1100m de profundidad sobre el talud medio del sector norte del MCA. El análisis conjunto de la composición específica de foraminíferos planctónicos e isótopos estables efectuados sobre foraminíferos bentónicos permitió reconocer la presencia de parte del último ciclo glacial (MIS2 y 3) y el interglacial actual (MIS 1) sobre la Terraza Ewing. En la zona de estudio, el MIS 3 (24-59 ka) presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ mayores a los registrados durante períodos interglaciales, pero menores que los valores típicos de períodos glaciales. Asimismo, los ensambles de foraminíferos planctónicos reflejan condiciones ambientales típicas de la Corriente de Malvinas, siendo poco diversos y de moderada abundancia. El MIS 2 (12-24 ka) se caracteriza por niveles clásticos areno-limosos y la ausencia absoluta de fauna calcárea en los niveles basales. Sin embargo, en sus términos cuspidales presenta fauna con una notable contribución de especies asociadas a la Corriente de Malvinas. Los niveles correspondientes a la transición glacial-interglacial (Terminación I, entre los ~19-11 ka) se caracterizan por la presencia de *Globorotalia inflata*, especie resistente a la disolución. Por último, el MIS 1 (últimos 10 ka) presenta ensambles típicos de la Confluencia Brasil-Malvinas y valores de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes a los de un período interglacial. Estos resultados indicarían un desplazamiento latitudinal del límite sur de la Confluencia (ubicado actualmente a ~49°S) de al menos 300 km durante el MIS 3. Durante el MIS 2, este desplazamiento habría sido probablemente aún mayor, ubicándose el frente oceánico en latitudes actuales recién durante el transcurso del Holoceno. Este desplazamiento de la Confluencia hacia el norte podría haber determinado el desplazamiento de toda la estructura hidrográfica subantártica hacia menores latitudes, incluyendo el *shelf break upwelling* de Patagonia. La fuerte disolución evidenciada durante la fase más fría del MIS 2 podría estar vinculada a la presencia de agua circumpolar antártica glacial enriquecida en CO_2 a las profundidades del testigo.

Bozzano, G., Violante, R. y M.E. Cerredo, 2011. Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geology Marine Letters* 31:495–507.

Preu, B., Schwenk, T., Hernández-Molina, F.J., Violante, R., Paterlini, M., Krastel, S., Tomasini, J. y V. Spieß, 2012. Sedimentary growth pattern on the northern Argentine slope: The impact of North Atlantic Deep Water on southern hemisphere slope architecture. *Marine Geology* 329-331: 113-125.BA

RASGOS MORFOSEDIMENTARIOS Y PROCESOS RECIENTES EN EL TALUD CONTINENTAL ARGENTINO, SECTOR SUR-BONAERENSE

G. Bozzano^{1,2}, G. Ercilla³, R.A. Violante¹, F. Estrada³, J.A. Rengel Ortega⁴,
D. Muñoz Sánchez⁴, O. Silvestri⁵, D.V. Spoltore¹, N.A. Paez Rubia^{2,6} y T. Schwenk⁷

¹Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina, grazi.hidro.gov.ar@gmail.com,
rober.a.violante@gmail.com, spoltoredaniela@yahoo.com.ar

² CONICET, Argentina

³Instituto de Ciencias del Mar -CSIC. Barcelona, España, gemma@icm.csic.es, festrada@icm.csic.es

⁴Instituto Hidrográfico de la Marina. Cádiz, España, jrenortega@fn.mde.es, dmunsal@fn.mde.es

⁵Universidad de Buenos Aires, Argentina, ornesilvestri@gmail.com

⁶Universidad de San Juan, Argentina, nadiapaezrubia@yahoo.com.ar

⁷Departamento de Geociencias, MARUM, Universidad de Bremen, Alemania, tschwenk@uni-bremen.de

Durante la campaña MIXTO (Buque español Hespérides, marzo 2016) se relevó el sector sur-bonaerense del margen continental argentino (40-42° S), entre la plataforma exterior y el talud inferior. Se obtuvieron: a) datos batimétricos con sondas multihaz SIMRAD EM120 y EM1002 para aguas profundas y someras, que aportaron detalles de la morfología del fondo; b) perfiles sísmicos con sonda paramétrica TOPAS PS18, adquiriendo registros de muy alta resolución en las primeras decenas de metros en el subsuelo; y c) datos oceanográficos con sondas batitermográficas XBT y XSV para medir temperatura y velocidad de sonido en el agua, perfilador ADCP para obtener velocidades de corrientes en profundidad, y ecosonda SIMRAD EK60, a fin de definir propiedades de las masas de agua y sus interfaces. Con el objeto de correlacionar esos datos con información preexistente, se navegó en gran parte sobre la traza de líneas sísmicas obtenidas durante la campaña M49/2 (2001, Buque alemán Meteor) con un sistema multicanal de alta resolución con cañones de aire que registró hasta varias centenas de metros por debajo del fondo, y se relevaron sitios muestreados con testigos durante las campañas LBV (2012) y LBVI (2013) del Servicio de Hidrografía Naval (Buque Puerto Deseado).

Se reconocieron tres dominios fisiográficos: 1) talud superior con pendientes relativamente altas y morfología de escarpe; 2) talud medio de baja pendiente que corresponde a la Terraza Ewing a profundidades mayores a 1000 m; y 3) talud inferior con pendientes altas y forma de escarpe por debajo de 2000 m. La cartografía preliminar permite definir cuatro elementos morfosedimentarios: a) campos de ondas de sedimento, b) valles y cañones, c) superficie de abrasión, y d) campos de surcos. Los campos de ondas de sedimento (a) se localizan en los tres dominios y presentan características morfológicas (simétricas y asimétricas), de tamaño (longitud de onda <2 km, amplitud <10 km) y de configuración interna (no-gradantes con flancos erosivos, hasta gradantes con flancos con acumulaciones sedimentarias) variables espacialmente. Estas características sugieren que si bien los procesos que forman los campos de ondas serían semejantes, la variabilidad energética condicionaría las diversas configuraciones, interpretándose que los procesos más energéticos ocurrirían en zonas proximales de la Terraza Ewing por arriba de 1500 m. Los valles y cañones (b) erosionan la Terraza Ewing y el escarpe del talud inferior. En la terraza, los valles y cañones muestran un trazado más irregular que en el talud inferior y parecen estar asociados a los campos de ondas de sedimento. En este sector proximal, se identificó además la cabecera de unos de los valles. La superficie de abrasión (c) se identifica en el sector norte de la Terraza Ewing. Es una unidad con respuesta acústica transparente, superficie de alta reflectividad, y morfología plana a irregular o localmente ondulada. La formación de esta superficie de abrasión, con ausencia de ondas de sedimento, indicaría incremento de la velocidad de corrientes más allá del valor crítico que permite la formación de ondas. Siempre en el sector norte, pero en el talud inferior, se observa un campo de surcos (d) erosionando a las ondas de sedimento. Los surcos, de hasta 700 m de ancho y 22 m de relieve, tienen fondo plano y discurren de forma subparalela a oblicua respecto a la pendiente regional.

Se confirma que los procesos dominantes en el talud argentino son gravitacionales y contorníticos, éstos últimos relacionados con la dinámica de diferentes masas de agua particularmente en sus interfaces de alta energía. Por primera vez, se reconoce que los procesos contorníticos serían también los responsables de la formación de campos de ondas de sedimento, campos de surcos y una superficie de abrasión. La distribución de estas morfologías estaría condicionada por las diferentes características energéticas de las masas de agua y su efecto sobre la topografía. Particularmente, los procesos turbulentos asociados a la interfase entre Agua Antártica Intermedia y Agua Circumpolar Profunda Superior (AAIW-UCDW) serían responsables de la dinámica contornítica más energética que afecta al sector proximal de la Terraza Ewing, condicionando el retrabajamiento de las ondas de sedimento y las cabeceras de los valles.

SEDIMENTOS GASIFEROS Y SU ECOTOXICIDAD SOBRE LA COMUNIDAD DE MACROINVERTEBRADOS BENTONICOS, ESTUARIO DE BAHIA BLANCA, ARGENTINA

M.E. Bravo¹, S. Aliotta^{1, 2}, S.M. Fiori^{1, 3} y S.S. Ginsberg^{1, 2, 4}

¹*Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. CCT-Bahía Blanca, Argentina*

²*Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina*

³*Depto. de Biología, Bioquímica y Farmacia, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina.*

⁴*Depto. de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica Nacional, FRBB, Bahía Blanca, Argentina*
mebravo@iado-conicet.gob.ar, galiotti@criba.edu.ar, sfiori@criba.edu.ar, ginsberg@criba.edu.ar

En el estuario de Bahía Blanca (sur de la prov. de Buenos Aires) la existencia de grandes acumulaciones gasíferas se constituye en un rasgo sismoestratigráfico relevante, observándose que en ciertos casos el gas se encuentra en contacto con la superficie del fondo. El objetivo de este estudio, realizado en un sector subáqueo del canal Principal del estuario, es caracterizar los sedimentos portadores de gas, evaluando su posible efecto tóxico sobre los macro-invertebrados bentónicos. Estos organismos son excelentes bioindicadores de la calidad ambiental debido a su escasa movilidad, su nivel diferencial de tolerancia al estrés ambiental y su rápida respuesta a perturbaciones ya que permiten reconstruir la historia reciente de los disturbios.

Con el fin de complementar el objetivo de este trabajo se seleccionaron dos sitios contiguos y de características geológicas similares, uno de ellos con gas y el otro sin gas. Los mismos se identificaron mediante registración sísmica (perfilador de 3,5 kHz). La obtención de muestras sedimentológicas superficiales y biológicas se llevó a cabo con una draga Van Veen (superficie de muestreo: 0,165 m²), sobre una transecta paralela a la costa, recolectándose nueve muestras en cada sitio. Asimismo, se extrajeron testigos de 60 cm de longitud con equipo Phleger. Mediante cromatografía de fase gaseosa ("headspace") se analizaron químicamente los gases de los sedimentos. La granulometría se midió con un analizador de partículas por difracción laser. Las muestras biológicas fueron tamizadas con una malla de 0,5 mm y fijadas en formol al 4%. Las mismas fueron identificadas al menor nivel taxonómico posible y los taxones fueron cuantificados en abundancia. A fin de caracterizar la diversidad y riqueza de cada sector, se utilizaron los índices de Shannon-Wiener, Simpson, Pielou y Margalef (d). Los índices obtenidos fueron comparados entre ambos sitios con una prueba t de Student.

Los resultados sedimentológicos indican que existe una escasa diferencia granulométrica entre los sitios. En aquel con gas el valor medio varió entre 5,4 y 6,7 phi con un promedio de 5,9 phi, mientras que en el fondo sin gas la media osciló entre 4,4 y 5,2 phi, con un promedio de 4,9 phi. Así, el sedimento en ambos sectores se clasifica como fango arenoso con una pequeña diferencia en la fracción psamítica. Particularmente, en los sedimentos gasíferos predomina el tamaño limo, siguiendo en proporción la arena muy fina. En tanto, el fondo sin gas se caracteriza por un mayor porcentaje de arena fina-muy fina, mientras que el limo se halla subordinado. La información de los testigos permitió establecer, macroscópicamente, la homogeneidad sedimentológica hasta una profundidad de 50-60 cm. En la actualidad se está analizando su estructura con rayos X. Por otro lado, el análisis cualitativo cromatográfico confirmó que el gas intersticial se corresponde a metano. La comparación de los índices de diversidad biológica estableció que no existe diferencia significativa entre ambos sectores considerados ($p > 0,05$), sin embargo, la riqueza de especies de Margalef presentó diferencias significativas entre el ambiente gasífero ($d=1,88$) y el carente de gas ($d=2,71$; g.l.= 16; $t=0,016$; $p > 0,05$), siendo mayor en este último. El empobrecimiento de especies detectado en la comunidad macro-bentónica del hábitat con gas, sugiere que el metano produce un efecto negativo sobre los organismos, afectando así la composición del bentos submareal en el estuario.

UNIDADES CUATERNARIAS DEL CENTRO Y SUR DE PARAGUAY

E. Brunetto¹ y J. Soffiantini¹

CICYTTP-CONICET, Diamante, Entre Ríos, ernestobrunetto@cicytpp.org.ar, javiersoffiantini@cicytpp.org.ar

El Cuaternario en el centro y sur de Paraguay Oriental está representado por una extensa llanura de sedimentos, resultante de la depositación de un megasistema fluvial integral y dinámico formado por la interacción de los ríos Paraguay, Pilcomayo y Paraná. Estos sistemas depositacionales coalescen y confluyen conformando el relleno de una gran cuenca de antepaís abierta al sur, que sobrepasa los límites de las cuencas sedimentarias previamente desarrolladas. Se propone denominar al registro estratigráfico cuaternario correspondiente a cada sistema fluvial como Formaciones San Antonio (Palmieri *et al.*, 1986), Limpio e Ituaingó. El presente trabajo consistió en la identificación y descripción de las unidades estratigráficas en el campo. Se analizó la disposición externa (en terrazas), los contactos formacionales, la composición granulométrica y el arreglo interno de estructuras.

En la zona central circundante a la ciudad de Asunción se reconoció la Formación San Antonio. Es una secuencia predominantemente psamítica, de coloración rojiza, conformada por arenas gruesas con un grado variable de consolidación. Estos sedimentos constituyen la terraza alta del río Paraguay. Se apoyan discordantemente sobre sedimentos consolidados cretácico-paleógenos. La cota de la terraza en la zona sur de Gran Asunción (Ytororó-San Antonio) varía entre 70-80 m. Internamente se observa un arreglo en estratos con macroformas fluviales y en donde es posible reconocer al menos tres sub-secuencias. Esta unidad muestra intensa pedogénesis presentando características similares a los suelos Plintsoles. Estos suelos ya descriptos en la región, presentan moteados de óxido de Fe, patrón reticular, decoloraciones siguiendo moldes de raíces y concentración del hierro en pedos (Iriando y Kröhling, 2004). Contiene una abundante fauna fósil de vertebrados, atribuida al Pleistoceno tardío (Presser *et al.*, 2004; Ríos Díaz *et al.*, 2014). En el departamento de Limpio (riacho San Francisco) se reconoció una nueva unidad estratigráfica, definida como Formación Limpio. Esta formación conforma una terraza inferior con respecto a la terraza de la Formación San Antonio, ubicada entre 65-73 m. Está constituida por sedimentos pelíticos de color gris y composición predominantemente cuarzosa. Internamente presenta estratos difusos y masivos que denotan un origen eólico-fluvial. Esta terraza constituiría un fragmento del sistema fluvial cuaternario del río Pilcomayo, apoyado discordantemente sobre la Formación San Antonio.

En el extremo sur, en la región de las Misiones, se desarrolla la secuencia fluvial del mega-abanico del río Paraná (humedal de Neembucú), parte del mismo abanico que aparece en la provincia de Corrientes. El registro estratigráfico es definido como Formación Ituaingó. Constituye un abanico al pie de la meseta basáltica misionera, con ápice 30 km al este de la ciudad Gdor. Ayolas (actual Embalse Yacyretá), confluyendo hacia el oeste con el sistema fluvial del río Paraguay y el abanico del río Pilcomayo. La superficie se presenta en terrazas y está incidida por sistemas fluviales abandonados y avulsionados desde su ápice. Los sedimentos de las terrazas situadas al norte presentan mayor grado de cementación y consolidación en relación a las terrazas cuaternarias cercanas al cauce actual, integradas por arenas gruesas y sueltas. El grado de consolidación del sedimento y la actitud de las superficies sugieren una relación secuencial entre diferentes niveles depositacionales de la Fm. Ituaingó. En cercanías a la ciudad de San Ignacio es posible reconocer el contacto entre la terraza de la Formación San Antonio, (cota 78m) y la terraza alta de la Formación Ituaingó (cota 73m).

Los rasgos geomorfológicos que muestran múltiples niveles de terrazas y avulsiones periódicas del mega-abanico del río Paraná y de los ríos Pilcomayo y Paraguay, ponen de manifiesto cambios relativos del nivel de base cuya causa podría ser atribuida a una componente tectónica y/o a las oscilaciones del nivel del mar en la costa atlántica. En este último caso, el registro sedimentario evidenciaría que su influencia puede extenderse profundamente en el interior continental. Por otro lado existen datos geodésicos que sugieren que el área está sufriendo acortamiento regional.

Báez Presser, J.L., Buonghermini, E., FillipeAmábile, V.O., Fernández Crossa, V., Báez Almada, A.B., Zarza Lima, P.R. y O.O. Migone, 2004. Algunos antecedentes paleontológicos del Paraguay. *Bol. Mus. Nac. Hist. Nat. Parag.* 15(1-2): 95-110.

Iriando, M. y D. Kröhling, 2004. The parent material as the dominant factor in Holocene pedogenesis in the Uruguay River Basin. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21(1): 175-184.

Palmieri A., Fúlfaro V.J., Alvarenga D., López Muños A., Benítez, J.C., de Gutiérrez, M.E. y D. Gómez, 1986. Mapa Geológico del Paraguay. Proyecto PAR 86 (E: 1:1.000.000). Departamento de Cooperación técnica para el Desarrollo de las Naciones Unidas: 1-58.

Ríos Díaz, S.D., Luna, C.A., Souberlich, R., Aguilera, P., Gadea de Campos Cervera, A.M. y A. Godoy Araña, 2014. Mamíferos del Cuaternario de Puerto Santa Rosa, departamento de San Pedro, Paraguay. *Bol. Mus. Nac. Hist. Nat. Parag.* 18(1): 67-76.

CONTROLES EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA INTERMONTANA PASO DEL SAPO, NOROESTE DE CHUBUT

J. Bucher¹, A. Bilmes², L. D'Elia¹, M. López¹, M. García¹ y J. Franzese¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina

²Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (CENPAT, CONICET), Puerto Madryn, Argentina

jbucher@cig.museo.unlp.edu.ar; abilmes@cenpat-conicet.gob.ar; ldelia@cig.museo.unlp.edu.ar,
mlopez@cig.museo.unlp.edu.ar; mgarcia@cig.museo.unlp.edu.ar; franzese@cig.museo.unlp.edu.ar

Las cuencas intermontanas se encuentran asociadas a una gran variedad de ambientes tectónicos. Constituyen un caso particular de cuencas sedimentarias, ya que generalmente poseen todas las características necesarias para realizar un análisis dinámico de cómo los factores extrínsecos controlaron su relleno. Son cuencas muy sensibles a los cambios climáticos, tectónicos y de tasa de aporte de sedimentos. La cuenca intermontana Paso del Sapo se ubica en el Antepaís Fragmentado Patagónico y está delimitada por estructuras miocenas contraccionales que generaron la elevación de bloques de basamento. Posee un relleno neógeno mayormente volcánico de origen continental. Esta cuenca constituye un laboratorio natural ideal para analizar la influencia que tuvieron el clima, la tectónica y el volcanismo en el registro sedimentario.

El relleno de la cuenca ha sido dividido en dos unidades de acumulación (UA), las cuales serán informalmente denominadas como I y II. La UA-I se encuentra adosada a los márgenes de la cuenca. Está constituida de estratos tabulares y cuneiformes de 0,5 a 2m de espesor que muestran el desarrollo de discordancias progresivas, alcanzando una potencia máxima de 10 m. Se compone de aglomerados matriz sostén masivos que poseen clastos de basamento de hasta 50 cm inmersos en una matriz areno-limosa de composición volcánica. Esta facies posee el desarrollo de horizontes de paleosuelos de colores rosados con desarrollo de cutanes de iluviación, concreciones y estructuras en bloques. Además presenta nidos de escarbeidos y desarrollo de grietas de desecación en las superficies interestatales. La UA-II se encuentra tanto en el centro como en los márgenes de la cuenca, donde cubre incluso a los altos de basamento. Se compone principalmente de bancos tabulares de hasta 3m de potencia y posee un espesor mínimo de 50m. Dominan facies de areniscas y limolitas volcánicas, mal seleccionadas y matriz sostén. En general son masivas, aunque algunas facies poseen lapillis pumiceos que presentan una estratificación entrecruzada planar. Las facies poseen restos de placas de mamíferos y presentan evidencias de procesos pedogenéticos similares a la UA-I pero con menor grado de desarrollo. Se observan cutanes arcillosos, colores gley y presencia de rizolitos. El pasaje entre ambas unidades es transicional, con el desarrollo de una interdigitación que puede alcanzar los 10m de espesor donde intercalan las facies de aglomerados de la UA-I con las facies de areniscas y limolitas tabáceas de la UA-II.

La UA-I sugiere una sucesión de paleosuelos desarrollados sobre un material parental mayormente volcánico interpretado como un ambiente aluvial proximal. La presencia de discordancias progresivas y la distribución espacial de los depósitos permite definir a la UA-I como sin-cinemática. La UA-II se interpreta como una sucesión de paleosuelos con menor grado de desarrollo, labrados sobre un material volcánico de variable granulometría, interpretado como ambientes de baja energía de centro de cuenca. En base a la geometría de los estratos y la relación con las estructuras de borde la UA-II es considerada post-cinemática.

Las observaciones e interpretaciones de este trabajo permiten analizar en forma preliminar la influencia de los factores extrínsecos en el relleno de la cuenca intermontana Paso del Sapo. La tectónica ha sido muy importante en la generación del espacio de acomodación, y puntualmente en la generación de relieve para el desarrollo de los sistemas aluviales de la UA-I. El clima parece haber sido importante en la generación de los paleosuelos tanto de la UA-I como de la UA-II, condicionando la formación de determinados rasgos pedogenéticos. Por su parte el volcanismo ha sido una fuente de aporte creciente, que alcanzó su máxima influencia en la UA-II. El análisis de los factores extrínsecos revela que han actuado con distinta intensidad a través del tiempo, generando complejos patrones de interacción.

En forma preliminar también es posible realizar algunas interpretaciones que vinculen el registro sedimentario, los controles extrínsecos y el tiempo geológico. En este sentido el análisis de los paleosuelos permite interpretar que la UA-II ha tenido un bajo grado de desarrollo de pedogénesis posiblemente por falta de tiempo, lo que indica que la tasa de sedimentación del sistema fue mayor para esta unidad. Esto podría deberse a una elevada tasa de aporte volcánico por sucesivas erupciones que sepultaron los paleosuelos en desarrollo. Por otro lado, los depósitos han sido preservados en gran medida debido a que hubo un espacio de acomodación suficiente para ello. La distribución espacial de las unidades y la relación entre aporte y acomodación, indica un arreglo de facies fuertemente agradacional. Se prevé el desarrollo de actividades futuras que permitan comprender con mayor detalle las interacciones de los factores extrínsecos y la relación entre aporte y acomodación que existió durante la evolución de esta cuenca.

ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO NEUQUÉN: COSTA NORTE DEL LAGO BARREALES, PROVINCIA DEL NEUQUÉN, PATAGONIA, ARGENTINA

Calvo, J.O.^{1, 2, 3}, Ávila, L.^{1, 3} y Sánchez, M.L.⁴

¹Cátedra de Introducción a la Paleontología, y Cátedra de Introducción a la Geología, Universidad Nacional del Comahue, Dto. Geología, Facultad de Ingeniería, Neuquén, Argentina, jocalvomac@gmail.com

²Cátedra de Paleontología I, Universidad Nacional de la Pampa, Facultad de Cs. Exactas y Naturales, La Pampa, Argentina

³Grupo de Transferencia Proyecto Dino, Universidad Nacional del Comahue, Facultad de Ingeniería, Neuquén, Argentina

⁴Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, msanchez@exa.unrc.edu.ar

La costa norte del Lago Barreales es portador de rica fauna de vertebrados y plantas fósiles en el Grupo Neuquén. Los estratos muestran espesores variables típicos de ambientes continentales y complejos. Los estudios estratigráficos en la zona han generado incertidumbre sobre las unidades formacionales presentes ya que Garrido (2010) propuso un cambio en la nominación de la Formación Portezuelo reconociendo tres formaciones diferentes llamadas Portezuelo, Los Bastos y Sierra Barrosa. Sobre la costa norte del Lago, en proximidades del yacimiento fosilífero Futalogno (Calvo *et al.*, 2007) se encuentra el techo de la Formación Portezuelo (*sensu* Cazau y Uliana, 1973; Sánchez *et al.*, 2005; Garrido, 2010) compuesta de areniscas medianas a finas cuarzo-líticas amarillentas, de granulometría variable, con intercalaciones de delgados niveles fangolíticos, que según la propuesta de Garrido, corresponderían a la Formación Sierra Barrosa. Sobre esta unidad se depositaron las pelitas rojas a rojizas pálidas, poco consolidadas, con intercalaciones de bancos de limolitas y areniscas finas micáceas de color amarillento a gris-verdoso de la Formación Plottier (niveles I, II y III de Sánchez *et al.* 2006), que incluye el yacimiento paleontológico Babilonia y Garrido (2010) nominó Formación Los Bastos y Sierra Barrosa. En este trabajo y basado en un análisis litológico, las discontinuidades estratigráficas de carácter regional, la disposición estructural de las unidades, el contenido paleontológico y la existencia de niveles guías (p.e. paleosismitas), se define: a) La Formación Portezuelo se encuentra en los afloramientos ubicados en la costa en el yacimiento Futalogno de edad Turoniano tardío-Coniaciano temprano (Leanza y Hugo, 2001; Pasaglia *et al.*, 2008). b) La Formación Plottier suprayace en discordancia erosiva y corresponde al nivel I de Sánchez *et al.* (2006); y c) la Formación Bajo de la Carpa corresponde con los niveles II y III de la Fm. Plottier de Sánchez *et al.* (2006). Esta última presenta intercalaciones de estratos de areniscas cuarzolíticas rojizas, con poca matriz y cemento carbonático y pelitas a areniscas muy finas rojizas poco consolidadas y depósitos limo-arenosos gris-verdosos y verde-amarillentos, finamente laminados, en ocasiones acompañados por delgadas láminas de yeso (Sánchez *et al.*, 2013). Finalmente, suprayace la Formación Anacleto, en el sector este de la costa norte del lago Barreales que corona la barda (Sánchez *et al.*, 2013). Se concluye que sobre la costa norte del Lago Barreales la Formación Portezuelo, con un buzamiento regional de 14° NNE, se encuentra expuesta hacia el oeste y desaparece bajo las aguas en el área centro-occidental. La Formación Plottier, que inclina 12° NNE, se hunde bajo las aguas en el área centro-oriental quedando expuesta, en la zona este de la costa norte del Lago Barreales, solo la Formación Bajo de la Carpa, con un buzamiento regional de 10° NNE. La Formación Anacleto suprayace a ésta última en la zona oriental de la costa norte del lago.

Calvo J.O., J. D. Porfiri, B.J. González Riga y A.W.A. Kellner, 2007. A new Cretaceous terrestrial ecosystem from Gondwana with the description of a new sauropod dinosaur. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 79: 529-541.

Cazau, L.B. y M.A. Uliana, 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. *Vº Congr. Geológico Argentino*,. Actas 3: 131-163.

Garrido, 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Rev. Mus. Arg. Cs Nat.*, n.s. 12: 121-177.

Leanza H.A. y C.A. Hugo, 2001. Cretaceous red beds from southern Neuquén Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. In: LEANZA HA (Ed), *Asoc. Paleont. Arg. VII International symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*, Bs. As 7: 117-122.

Passalia M., M. Prámparo, J. Calvo y S. Heredia 2008 Primer registro de hojas de angiospermas en el Grupo Neuquén (Turoniano tardío-Coniaciano temprano), Lago Barreales, Argentina. *AMEGHINIANA*, 734: 233-239.

Sánchez M.L., J.O. Calvo y S. Heredia 2005. Paleoambientes de sedimentación del tramo superior de la Formación Portezuelo, Grupo Neuquén (Cretácico Superior), Los Barreales, provincia del Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 60: 142-158.

Sánchez M.L., J.O. Calvo y S. Heredia, 2006. Paleoambientes sedimentarios del Cretácico Superior de la Formación Plottier (Grupo Neuquén), Departamento Confluencia, Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 61: 3-18.

Sánchez M. L., E. Asurmendi y P. Armas 2013. Subgrupo Río Colorado (Grupo Neuquén): registros de paleosismicidad en la cuenca de antepaís andina, cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Río Negro. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 70: 96 – 114.

ESQUEMA INTEGRAL DE LOS PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN SAN ROQUE (OLIGOCENO – MIOCENO TEMPRANO) AL SUR DE LA SIERRA DE SAN LUIS

S. Camina¹, D. Rivarola¹ y J.M. Perón Orrillo¹

¹Universidad Nacional de San Luis, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales Departamento de Geología, San Luis, Argentina, caminasonia@gmail.com

La Formación San Roque (FSR) corresponde a una secuencia silicoclástica continental con amplia distribución areal en la Cuenca de San Luis (Argentina). La misma fue depositada en una o más cuencas intermontanas de tipo hemigraben, en el sur de la Sierra de San Luis, como consecuencia de la tectónica andina. La FSR apoya en discordancia sobre metamorfitas y plutonitas del basamento cristalino y sobre rocas sedimentarias de edad desconocida, que en conjunto han actuado como área fuente de detritos. Suprayacen a esta formación, en discordancia, unidades del Neógeno. Los depósitos se encuentran tectonizados, con inclinaciones que varían desde los 15° hasta los 85° en las zonas de contacto con el basamento, donde además se han observado pliegues de arrastre. Esta unidad posee más de 1500 m de potencia y se conforma de sedimentitas (conglomerados a pelitas) de una coloración rojiza muy característica, con fenómenos de reducción color verde grisáceos en algunos sectores. Di Paola y Rivarola (1992) la definen como una secuencia granodecreciente y la asignan a un modelo de relleno sedimentario de una cuenca sometida a régimen extensional, en donde la tectónica constituyó el principal control en la acomodación. Estos autores proponen tres miembros para la misma: el Inferior o aluvial (conglomerados), el Medio o fluvial (areniscas >> conglomerados) y el Superior o de Playa de Barreal (pelitas). Reconocen a su vez numerosos indicadores que permiten inferir una sedimentación bajo condiciones de clima semiárido a árido. Los fósiles reportados al momento, todos de escaso valor cronoestratigráfico, corresponden a restos de silicofitolitos, diatomeas, polen retrabajado y conchostracos (Rivarola *et al.*, 1997); actualmente asignados a una formación más antigua (Rivarola *et al.*, esta reunión). Numerosos estudios se han desarrollado sobre esta unidad, la cual sigue aportando información a expensas del análisis de nuevos cortes geológicos generados por la urbanización de la zona serrana. En el presente trabajo se caracterizan afloramientos de las localidades clásicas de Potrero de los Funes y Las Chacras y se suman las zonas de Terrazas del Portezuelo en Donovan, Los Puquios y el sector sur occidental de la Sierra de San Luis, sobre la ruta provincial N° 3, camino a la Ciudad de La Punta. Sobre la base del análisis de litofacies (Miall, 2006), asociaciones de facies (AF) y elementos arquitecturales (EA) se presenta un esquema paleoambiental actualizado para la FSR. Se reconocieron siete asociaciones de facies: AFI: litofacies Gh+Sh (elementos GB+SB) >> Gmm (SG), interpretada como una interestratificación de barras y formas de lecho gravo-arenosas y flujos gravitacionales dentro de un cuerpo interno de un abanico aluvial. AFII: Gh+Sh (GB+SB) > Gt+Sp (CH), corresponde a depósitos gravosos y arenosos mantiformes, producto de flujos laminares no encauzados (*sheet floods*) asociados en sectores a canalizaciones (*stream floods*) de cuerpo externo de abanico aluvial. AFIII: Gh+Gt+Sh (CH) = Gp+Sp+St (GB+SB), representa depósitos de fondo de canal y de barras dentro de un sistema fluvial entrelazado. AFIV: Sm (vaque) (FF), interpretada como depósitos de llanura de inundación del sistema fluvial entrelazado. AFV: Sl (SB) > Fm+Sr (FF), corresponde a barras y llanura de inundación de un sistema fluvial sinuoso. AFVI: Fm >> Fl+Sh+St+Gt (SB+GB), representa lóbulos de desbordamiento asociados a depósitos de colas de crecidas dentro de una plataforma externa de un sistema lacustre efímero o de barreal. Finalmente, AFVII: Fm >> Fl, interpretada como un depósito de plataforma interna de playa de barreal. En función del esquema propuesto y de la ubicación de los afloramientos antes mencionados, se puede inferir que la progradación general del sistema de abanicos aluviales, así como la evolución de los sistemas fluvial y lacustre asociados, se dio predominantemente en sentido N-S; dado que en el sector norte se ubican las facies proximales y en el sector austral se ubican las facies depocentrales. Asimismo, la procedencia se infiere desde el bloque de basamento correspondiente a la Sierra de San Luis, ubicado al norte y oeste de Potrero de los Funes. Por otra parte, se puede reconocer la existencia de al menos dos abanicos aluviales en las cabeceras de esta unidad.

Di Paola, E y D. Rivarola, 1992. Formación San Roque: Complejo Fanglomerádico Fluvial Terciario, Sur de la Sierra de San Luis. Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 7 (1), 23-29.

Rivarola, D., M. Prámparo, O. Gallego, C. Costa, G. Ramos y H. Vinciguerra, 1997. La presencia de polen retrabajado en la Formación San Roque. Terciario de la Cuenca de San Luis. Implicancias Paleogeográficas. *Actas del X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*: 47. Mendoza.

DEPÓSITOS LACUSTRES EN SUCESIONES EÓLICAS EN EL YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO LA BUITRERA DEL OESTE DE RÍO NEGRO: UNA CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN CANDELEROS (CRETÁCICO SUPERIOR)

D.J. Candia Halupczok¹, M.L. Sánchez², G.D. Veiga³, S. Apesteguía⁴ y M.B. Prámparo⁵

¹FONCyT, Universidad Maimónides, davidjcandiah@gmail.com

²Departamento de Geología, UNRC, Río Cuarto, msanchez@exa.unrc.edu.ar

³CONICET, CIG, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar

⁴CONICET, Universidad Maimónides, sebapestegui@gmail.com

⁵IANIGLA, CCT CONICET, Mendoza, mpramparo@mendoza-conicet.gov.ar

El yacimiento fosilífero La Buitrera de la Formación Candeleros, miembro inferior del Grupo Neuquén, es una importante fuente de hallazgos paleontológicos de vertebrados a nivel mundial. En la zona estudiada afloran areniscas y pelitas que representan depósitos de dunas y mantos de arena eólicos, interdunas seca, húmeda e inundada, donde el rasgo más sobresaliente es el desarrollo de lagunas someras en las cubetas de deflación. Las lagunas se extienden desde 0,21 a 3 km² aproximadamente; interdunas secas se encuentran lateralmente asociadas de manera discontinua y se caracterizan por un relleno de areniscas de grano muy fino a arcillitas intercaladas. Los depósitos de interduna húmeda son similares litológicamente y su geometría, aunque ligeramente irregular, es elongada en dirección transversal a los paleovientos dominantes (NNO). Se formaron durante periodos de elevación del nivel freático y tuvieron un carácter estacional o efímero; la geometría de los cuerpos de dunas barjanoides permite identificarlas como pequeños cuencos de 60 m de longitud promedio, con un relleno episódico dominado por procesos de colapso de las caras de avalancha, representada por depósitos de areniscas intensamente deformados y con niveles pelíticos de escasos decímetros en su estadio final que corresponden a procesos de decantación pura. En el segundo tipo de laguna, los registros son potentes y continuos y pueden identificarse al menos tres subambientes: I: interacción de caras de avalancha y cara de playa, II: cara de playa, *shoreface* y III: depósitos profundos. Los primeros son desde todo punto de vista los más desarrollados en las exposiciones y se caracterizan por una geometría tabular en cortes, alternancia de areniscas intensamente deformadas, producto del ingreso de *sandflows* al lago y delgados niveles de pelita producto de la decantación en el cuerpo de agua. Los depósitos de *shoreface* corresponden a areniscas tabulares con ondulas asimétricas producidas por el viento y retrabajo de olas, discontinuos lateralmente, que cubren los sedimentos de interacción eólico/lacustre o niveles de hasta 0,40 m de potencia de limolitas/arcillitas con desarrollo de laminación paralela o macizas. Las mismas exhiben color pardo rojizo oscuro con motas de óxido de hierro, halos férricos y niveles de concreciones carbonáticas individuales subesféricas o irregulares, con un tamaño que varía entre 1 y 4 cm de diámetro. Las concreciones incrementan su tamaño de base a tope de las unidades, hasta desarrollar masas coalescentes o compuestas en el techo, y pueden culminar con un horizonte de calcrete continuo de pocos decímetros. Los rasgos generales de la litofacies permiten inferir una importante modificación de los depósitos originales por cambios postdeposicionales, que incluyeron procesos pedogenéticos y relacionados con el agua subterránea (Pye y Tsoar, 1990). Generalmente estos depósitos de laguna son cubiertos por areniscas de grano muy fino/limolitas de color pardo verdoso, con laminación paralela o macizas, con moteados rojos, amarillos y verdosos que evidencian procesos de óxido-reducción probablemente en la zona vadosa (Williams y Krause, 1998). Estas lagunas representan cuerpos de agua relativamente estables y continuos que se desarrollaban en los corredores de interdunas con el eje mayor en dirección NE-SO, oblicuo a la dirección de los paleovientos. Las variaciones estacionales y las corrientes de circulación del agua afectaron probablemente la estabilidad de los depósitos de pie de la cara de avalancha en la línea de costa del lago durante la estación lluviosa. La recarga del acuífero generaba la expansión y el ascenso temporarios de la laguna y depositaba sedimentos más finos y profundos. Durante la estación seca el avance de las dunas era controlada por la laguna y las caras de avalancha colapsaban por pérdida de cohesión en sus bordes y la superficie del *shoreface* era retrabajada por la acción de olas y el viento. La definición de estos ambientes tiene importancia paleontológica ya que en las facies lacustres más profundas (principalmente) y en las facies de costa (en forma subordinada) se han encontrado coprolitos y restos de tortugas pleurodiras de la familia Chelidae.

Pye, K. y H. Tsoar, 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, 396 pp. London.

Williams, C. y F. Krause, 1998. Pedogenic phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada. *Sedimentology* 45: 1105-1124.

EVOLUCIÓN DE PALEODESIERTOS EN LA FORMACIÓN CANDELEROS (GRUPO NEUQUÉN – CRETÁCICO SUPERIOR), CUENCA NEUQUINA

D. Candia Halupczok¹, M.L. Sánchez², G. Veiga³, E. Toro², S. Apesteguía⁴ y M.B. Prámparo⁵

¹FONCyT, Universidad Maimónides, davidjcandiah@gmail.com

²UNRC, Río Cuarto, msanchez@exa.unrc.edu.ar, eduardotoro48@gmail.com,

³CONICET, CIG, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar,

⁴CONICET, Universidad Maimónides, sebapesteguia@gmail.com,

⁵IANIGLA, CCT CONICET, Mendoza, mprampar@mendoza-conicet.gov.ar

Las exposiciones de la sección superior de la Formación Candeleros, en el oeste de la provincia de Río Negro y centro-este de la provincia del Neuquén, permiten reconocer potentes depósitos eólicos que cubren una amplia extensión areal e involucran dos superficies de extinción (SX). La primera, SX1, es el resultado de una súbita inhibición en el suministro de arena, relacionada a un estadio de incremento de la humedad relativa, generando una superficie de *bypass* donde se desarrollaron protosuelos, estabilizando el campo de dunas. La segunda, SX2, representa una superficie de inundación donde la falta de disponibilidad y suministro alcanzó su máximo, provocando la contracción y desaparición definitiva del *erg*. Una marcada diferencia en el estilo depositacional de las sucesiones eólicas, en los sistemas de *erg* basales, está en el cambio en la dinámica sedimentaria a través del tiempo. El paleodesierto inferior muestra el desarrollo de espesos depósitos de *foresets* con desarrollo de *grainfall*, *sandflow* y *óndulas* eólicas asignadas a grandes dunas transversales compuestas, con numerosas superficies de reactivación, estabilización y superposición (Fryberger, 1993), relacionadas con cambios en el nivel freático, y suministro y disponibilidad de sedimento. La intercalación de extensos cuerpos tabulares o lenticulares dominados por laminación paralela y *óndulas* eólicas, interdunas secas, y *ripples* de adhesión y superficies corrugadas, interdunas húmedas, progresivamente es reemplazada por interdunas inundadas con el desarrollo de lagunas estables en el tiempo. El ascenso continuo del nivel freático, superando la superficie de depositación, generó ambientes de playa lacustre donde los procesos súbitos de pérdida de estabilidad en las caras de avalancha, evidenciados por *slumps* y otras deformaciones pseudoplásticas, generan niveles continuos intercalados con depósitos de *shoreface* de las lagunas. La recarga de los acuíferos a partir de cambios estacionales y climáticos de orden mayor debieron controlar la disponibilidad de arena en el área fuente, sector NO de la cuenca, considerando la dirección de los paleovientos. Los depósitos de dunas son dominantes con relación a los de interdunas y se identifican al menos tres supersuperficies con un ángulo subcrítico. En conjunto, la arquitectura depositacional sugiere un moderado a alto suministro de arenas en el *erg* (Mountney, 2012), con fluctuación del nivel freático. Una supersuperficie que evidencia un cese en la acumulación eólica puede asignarse a un cambio en la disponibilidad de arena, de positivo a neutro, y representa una superficie de *bypass*, que en principio se puede asignar a la conjunción de ciclos de oblicuidad y precesión. Los depósitos eólicos que suprayacen, están dominados por mantos de arena y caras de avalancha con bajo grado de inclinación, que registran solamente el pie de la cara de sotavento. Esto sugiere escasa altura de las geoformas y son comunes los niveles de areniscas intensamente deformados intercalados con pelitas que registran la interacción entre depósitos de *shoreface* y caras de avalancha colapsadas. El desarrollo de un nuevo *erg*, que yace sobre la SX1 presenta una arquitectura similar al tramo final del segundo paleodesierto y evidencia que las condiciones del último estadio estuvieron controladas climáticamente. Además sugiere la inhibición del suministro y el aporte, señalando una tendencia general de contracción de los diferentes paleodesiertos, que culminan con la superficie de extinción total (SX2). Estos paleodesiertos expresan las condiciones de aridez del interior continental del Gondwana durante el *Greenhouse* cretácico y su identificación adquiere relevancia puesto que los *ergs* son indicadores sensibles de cambios climáticos y proporcionan evidencia para aplicar a estudios de paleoclimas. El efecto de las fuerzas orbitales puede condicionar la ciclicidad en este tipo de depósitos (Chan y Archer, 1999; 2000), por lo que la presencia de las dos SX cíclicas en la Formación Candeleros, podría estar relacionada a una variabilidad secular/estacionalidad para el Cenomaniano temprano.

Chan, M. y A. Archer, 1999. Spectral analysis of eolian foreset periodicities: implications for Jurassic decadal-scale paleoclimatic oscillators. *Paleocli*, 3(4): 239-255.

Chan, M y A. Archer, 2000. Cyclic eolian stratification on the Jurassic Navajo Sandstone, Zion National Park: Periodicities and implications for paleoclimate. In: *Geology of Utah's Parks and Monuments 2000 Utah* (Eds D. Sprinkel, T. Chidsey Jr. and P. Anderson), Geo. Ass. Pub. 28: 1-11.

Fryberger, S., 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. In: *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs* (Eds C. North and D. Rosser), Geol. Soc. Sp. Pub. 73: 167-197.

Mountney, N. P., 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology* 59: 969-989.

CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA SECUENCIA CARBONÁTICA OLIGOCENO-MIOCENO, FORMACIÓN SAN LUIS, CUENCA DE FALCÓN VENEZUELA

M.A. Cañizares¹, I.C. Duran¹, O.E. Betancourt¹, L.A. Camposano¹ y M.D. Rangel¹

¹PDVSA-Intevep, Los Teques, Venezuela, canizaresm@pdvsa.com, isbeliaduran50@gmail.com,
betancourtot@pdvsa.com, camposanol@pdvsa.com, rangelmdh@pdvsa.com

Tradicionalmente la cuenca de Falcón ha sido objeto de muchas investigaciones de interés desde el punto de vista paleontológico, dado su uso como indicadores en la determinación de edad y ambientes sedimentarios, ambas disciplinas vitales en la reconstrucción paleoambiental. Sin embargo estudios previos mantienen muchas diferencias en la asignación de edades a las formaciones de la transición Oligoceno- Mioceno en la cuenca debido a que no cuentan con análisis bioestratigráficos de alta resolución que permitan tener el control cronoestratigráfico en la Cuenca de Falcón. La Formación San Luis forma parte de esta cuenca y es de gran interés en el área de Falcón Central, descrita como la unidad de referencia que contiene el Límite Oligoceno- Mioceno en la Serranía de San Luis al Sur de Coro, manteniendo la gran incógnita de conocer la edad geológica y su extensión hacia la base siendo uno de los mayores problemas a resolver la definición del Límite Oligoceno – Mioceno de la unidad y el comportamiento de los principales componentes bióticos que marcan las variaciones laterales de ambiente en la secuencia carbonática.

Este estudio presenta los resultados de la integración bioestratigráfica de foraminíferos y nanoplancton calcáreo de nueve (9) secciones de superficie levantadas en dirección Oeste – Este en el flanco sur de la Serranía de San Luis. Dichos resultados fueron correlacionados con la secuencia carbonática Oligo-Miocena del Golfo de Venezuela (costa afuera), con la finalidad de establecer cronoestratigráficamente la relación evolutiva de la secuencia carbonática y su relación con otras secuencias de la misma edad en la cuenca lo cual permitirá un mejor entendimiento de la Cuenca de Falcón.

El estudio se ejecutó en dos fases principales: 1) Preparación de 310 muestras en las disciplinas de foraminíferos (sección fina) y nanoplancton calcáreo, optimizando la metodología para esta disciplina con el uso de ultrasonido por la dureza de la roca (caliza) y así extraer la mayor cantidad de nanofósiles obteniéndose mayor resolución y 2) Interpretación de resultados estableciéndose una calibración de zonas en el Límite Oligoceno-Mioceno para la Formación San Luis, utilizando la zona de nanoplancton calcáreo NN1; zonas de foraminíferos planctónicos P22; N4 y zonas de foraminíferos grandes SBZ23; SBZ24. Se determinó en la mayoría de las secciones estratigráficas el Límite Oligoceno-Mioceno (LOM) a 23.03 Ma, se diferenció el Oligoceno (Rupeliense – Chattense) identificado a 28.4 Ma y a nivel regional se determinó un Nivel Máximo de Inundación (MFS) datado a 28 Ma, con base a nanofósiles y foraminíferos planctónicos presentes a lo largo de la secuencia carbonática. Por primera vez se reporta la edad de la base de la Formación San Luis en la parte tardía del Rupeliense, y su tope al menos hasta el final del Burdigaliense, como aporte importante en el conocimiento y unificación cronoestratigráfica para los futuros modelos sedimentológicoestratigráficos que contribuirán al entendimiento de los sistemas petrolíferos en la Cuenca de Falcón .

EXCAVACIONES DE *TYMPANOCTOMYS BARRERAE* EN DUNAS VEGETADAS (*NABKHAS*) EN EL GRAN SALITRAL, LA PAMPA. IMPLICANCIA PALEOAMBIENTAL Y PALEOECOLÓGICA

M.C. Cardonatto¹, R.N. Melchor^{1, 2} y M.A. Santillán³

Facultad Ciencias Exactas y Naturales (UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, mccardonatto@gmail.com

²INCITAP – CONICET - UNLPam, Santa Rosa, La Pampa, rmelchor@exactas.unlpam.edu.ar

³División Zoología. Museo de Historia Natural de la Provincia de La Pampa, Santa Rosa La Pampa, rapacero@yahoo.com.ar

El área de estudio está ubicada en el suroeste de la provincia de La Pampa y corresponde a una duna parabólica mayor (aproximadamente 0,5 km²), ubicada en el margen noroeste del Gran Salitral (37° 24' 31" S; 67° 12' 54" O). En el frente de la duna parabólica, y también en la depresión central, aparecen montículos de arena elongados y vegetados, de hasta 14 m², que constituyen *nabkhas*. La vegetación de las *nabkhas* participa en la estabilización de la arena eólica y es de tipo arbustiva halófila, con predominio de *Atriplex lampa*, *Suaeda divaricata* y *Chuquiraga erinacea*, entre otras. Las *nabkhas* componen un biotopo específico donde vive diversa fauna asociada, incluyendo vertebrados cavícolas que encuentran lugares adecuados para construir sus madrigueras, aprovechando el refugio ante depredadores que le otorga la parte aérea de la vegetación y la estabilización del sedimento arenoso dado por las raíces. Entre los roedores que hacen sus galerías en las *nabkhas* de la zona de estudio se encuentran *Tympanoctomys barrerae* y *Microcavia australis*. En esta contribución nos referiremos a las excavaciones del primero de ellos, un octodóntido endémico de dunas arenosas del centro y oeste de Argentina, que se registra desde el Pleistoceno temprano. Su distribución en parches está asociada a salares con vegetación halófila, componente principal de su dieta. En la actualidad se citan registros de poblaciones disyuntas en San Juan, Mendoza, Neuquén, La Pampa y Chubut; ocupando la franja latitudinal que va desde los 30°S a 43°S. Para estudiar la arquitectura de los sistemas de galerías de *T. barrerae* se procedió a la captura del ocupante, moldeado con espuma de poliuretano y posterior excavación del sistema, para luego elaborar un diagrama a escala. Cada *nabkha* posee un sistema principal y uno satélite, que son ocupados por un individuo. El primero tiene numerosas entradas (hasta 11), de sección subcircular o planoconvexa, interconectadas externamente por "senderos" marcados por orina semisólida, pellets fecales, restos vegetales y pisadas. El sistema satélite, más chico, tiene pocas entradas (1 a 4) y túneles simples. Los sistemas de galerías principales son muy complejos y dispuestos hasta en tres niveles, con túneles que forman varios circuitos cerrados comunicados entre sí y con las entradas. Algunos túneles son subhorizontales, aunque la mayoría inclina con ángulo menor a 30° y alcanzan profundidades máximas de 55 cm, con recorrido sinuoso y otros tramos con curvas cerradas, que pueden formar un espiral. Dentro del sistema se reconocen túneles de sección elíptica (diámetro horizontal, DH: 72 mm; diámetro vertical, DV: 48,2 mm) con marcas frescas de garras, y túneles planoconvexos, con escasas marcas de garras y mayor diámetro (DH: 94 mm; DV: 57,2 mm). Es posible que los últimos sean túneles más antiguos y/o que hayan sido excavados por otro productor y luego reocupado por *T. barrerae*. Existen túneles ciegos, laterales o terminales; algunos están rellenos con hojas y raíces de halófitas, pellets fecales y sedimento suelto. El sistema presenta ensanchamientos en las bifurcaciones, las cuales son en forma de Y o T, y en tramos terminales que son interpretadas como cámaras (DH: 96 mm; DV: 62 mm y largo: 190 mm). Las marcas curvadas de garras registradas en las paredes laterales y techo de los túneles nuevos y cámaras, están dispuestas en grupos de 4 y forman un ángulo agudo con el eje del túnel, siendo el ancho promedio de los sets de 16 mm. El piso se encuentra frecuentemente tapizado de hojas y ramitas de *A. lampa*. Existen en el mundo tres familias de roedores con esta especialización a la vegetación halófila: Heteromyidae (*Dipodomys microps*) en América del Norte; Muridae (*Psammomys obesus*) en África y Octodontidae (*T. barrerae*, *Pipanacoctomys aureus* y *Salinoctomys loschalcherosorum*) en América del Sur; los dos últimos géneros citados para Catamarca y La Rioja, respectivamente. *Tympanoctomys barrerae* es endémica de las provincias fitogeográficas del Monte y Patagónica. La estrecha relación que muestran en la actualidad los sistemas de excavaciones de *T. barrerae* con *nabkhas* y ambientes salinos, pueden ser útiles para reconocer estas geoformas y condiciones salinas en ejemplos fósiles del Cuaternario, que posean excavaciones similares.

SEDIMENTOLOGÍA E ICNOLOGÍA DE LA FORMACIÓN SIERRA CHACAICÓ EN LA LOCALIDAD DE ARROYO LAPA, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

N. Carmona¹, J.J. Ponce¹ y A. Wetzel²

¹CONICET, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Río Negro, Argentina, ncarmona@unrn.edu.ar, jponce@unrn.edu.ar

²Universidad de Basilea, Suiza, andreas.wetzel@unibas.ch

El presente trabajo tiene como objetivo realizar la caracterización sedimentológica e icnológica de la Formación Sierra Chacaicó (Pliensbachiano Inferior), en el área de Arroyo Lapa. En esta localidad la unidad se encuentra excelentemente expuesta, totalizando 290 m de espesor medido con báculo de Jacobo. Su base apoya en relación de discordancia sobre depósitos conglomerádicos y volcanoclásticos de la Formación Lapa (Precuyano) y hacia el techo pasa en transición hacia la Formación Los Molles. La Formación Sierra Chacaicó, conjuntamente con las formaciones Chachil y Los Molles, representan el primer evento de sedimentación marina en la Cuenca Neuquina. La base de la unidad bajo estudio comienza con un delgado depósito de areniscas calcáreas con abundante concentración de amonites y clastos alóctonos, el cual es sucedido por cuerpos de geometría tabular con base erosiva a neta, integrados por conglomerados y areniscas tobáceas con estratificación entrecruzada tangencial, laminación paralela, óndulas asimétricas y fangolitas laminadas. Todas estas facies tienen abundante concentración de materia orgánica particulada (troncos y fitodetritos) y, en algunos casos, los cuerpos de areniscas tobáceas se encuentran reelaborados por óndulas simétricas hacia el techo. El contenido icnológico está principalmente asociado a los niveles de fangolitas tobáceas laminadas, y está compuesto por ejemplares de *Phymatoderma*, *Phycosiphon* y *Chondrites*, los que constituyen una asociación icnológica de baja diversidad y moderada abundancia. Estos depósitos pasan de manera transicional a cuerpos tabulares y lenticulares integrados por areniscas tobáceas y carbonáticas con estructuras sedimentarias masivas con deformación por carga, laminación paralela y estratificación entrecruzada tangencial, que de manera subordinada muestran areniscas con estratificación *swaley* y *hummocky*, y fangolitas y margas laminadas o masivas. El contenido icnológico en los niveles de areniscas y fangolitas muestra baja diversidad y abundancia, con ejemplares de *Phycosiphon* y *Chondrites*, mientras que al techo de los niveles de areniscas calcáreas con estratificación *swaley*, *Nereites* es el icnogénero dominante. La integración de los datos sedimentológicos e icnológicos permite interpretar a la sección basal de la Formación Sierra de Chacaicó como un sistema deltaico de tipo Gilbert que alterna con descargas de densidad fluvio-derivadas (hiperpícnitas), mientras que la sección media y superior se habría acumulado en ambientes de *offshore*, afectados por tormentas y truncados por sistemas de canales y lóbulos hiperpícnicos con abundante concentración de fitodetritos. El dominio de estructuras de organismos depositívoros sustenta la idea de la importante entrada de materia orgánica disponible para el consumo de los organismos, mientras que la presencia de trazas fósiles asignadas a organismos quimiosimbiontes indican eventos de anoxia-disoxia locales, posiblemente producidos por procesos de eutrofización en relación con las descargas fluviales.

Financiado por PIP417, PICT 2011-1373 y PICTO-UNRN 0199

LOS TITANOSAURIOS MÁS GRANDES DE PATAGONIA HABITARON UN AMBIENTE VOLCANICLÁSTICO CRETÁCICO DEL GRUPO CHUBUT

R.P. Carmona¹, A.M. Umazano^{1, 2} y J.M. Krause^{3, 4}

¹*Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, La Pampa, Argentina, romiz86@hotmail.com*

²*INCITAP (CONICET-UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, amumazano@exactas.unlpam.edu.ar, amumazano@gmail.com*

³*CONICET-Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew, Chubut, Argentina, mkrause@mef.org.ar*

⁴*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina*

En 2013, investigadores del Museo Paleontológico Egidio Feruglio hallaron restos de dinosaurios saurópodos cerca de Estancia La Flecha, 260 km al oeste de Trelew, provincia de Chubut. Los restos pertenecen al grupo de los titanosaurios y aún no poseen designación taxonómica. Los estudios en curso sugieren que es una nueva especie, vinculada a un evento de gigantismo para el Cretácico medio de Patagonia Central, con individuos de más de 50 toneladas de peso. Asociados con los restos de saurópodos hay dientes de terópodos, hojas, troncos y trazas fósiles de invertebrados. El yacimiento está ubicado en la Cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto y las sedimentitas portadoras, volcaniclásticas y de origen aluvial, están mapeadas como Miembro Cerro Castaño + Miembro Las Plumas (Hoja Geológica 4569-II), ambos pertenecientes a la Formación Cerro Barcino del Grupo Chubut. En la zona no hay información paleoambiental detallada de la unidad. Por ello, los objetivos de esta contribución son: i) determinar la posición estratigráfica precisa del yacimiento, y ii) establecer su paleoambiente deposicional. La metodología empleada incluyó la confección de un mapa geológico de la zona de estudio con énfasis en delimitar los miembros Cerro Castaño y Las Plumas, combinando descripciones previas e imágenes satelitales. Posteriormente, en el campo se realizó la medición de un perfil sedimentológico general y uno detallado del intervalo fosilífero, así como el chequeo de los límites estratigráficos delimitados en gabinete. Para inferir el paleoambiente deposicional se empleó el análisis de facies y arquitectural de los depósitos.

El Miembro Cerro Castaño tiene coloración marrón-rojiza y se compone de estratos tabulares de areniscas, areniscas tobáceas, pelitas, pelitas tobáceas y tobas interestratificados con cuerpos areno-conglomerádicos de geometría canalizada-acintada. Por encima, y en discordancia erosiva de continuidad regional, se apoya el Miembro Las Plumas de coloración rosada-rojiza. Este se compone de cuerpos conglomerádico-arenosos de geometría canalizada-acintada y depósitos mantiformes de areniscas, areniscas tobáceas y pelitas. Estratigráficamente fue posible establecer que el intervalo fosilífero, de 3 m de potencia, se encuentra en el Miembro Cerro Castaño, muy próximo al contacto con el Miembro Las Plumas. Ambos miembros representan un sistema fluvial permanente afectado por volcanismo explosivo, pudiéndose definir tres intervalos sedimentarios informales denominados inferior (47 m, sección inferior del Miembro Cerro Castaño), medio (14 m, sección superior del Miembro Cerro Castaño) y superior (11 m, sección inferior del Miembro Las Plumas). El intervalo inferior representa canales meandrosos que drenaban hacia el SO, transportando carga de fondo areno-gravosa de origen intracuenal; las planicies de inundación agradaron a partir de lluvias de ceniza volcánica, flujos mantiformes diluidos lateralmente relacionados con sedimentación lacustre somera, y flujos de detritos. El intervalo medio registra ríos que escurrían hacia el NNO, movilizand una carga de fondo areno-gravosa de origen intra y extracuenal, y planicies de inundación construidas a partir de flujos mantiformes y decantación subácuea en sectores proximales y distales, respectivamente. Cabe mencionar que esta sección contiene al yacimiento en facies de planicie de inundación; particularmente en areniscas y areniscas tobáceas, medianas a finas, con laminación paralela horizontal, estratificaciones de tipo heterolítica y entrecruzada en artesa o bien macizas. El intervalo superior representa un sistema entrelazado, que transportaba gran cantidad de detritos volcánicos extracuenales tamaño grava como carga de fondo. Aunque en la zona estudiada solo se perfilaron facies canalizadas de este intervalo, en afloramientos aledaños se reconoce que: i) las planicies de inundación fueron construidas a partir de flujos mantiformes, lagos someros y flujos de detritos; y ii) que la participación piroclástica disminuye hacia el techo. Las variaciones composicionales, granulométricas y de paleocorrientes entre los intervalos, así como la configuración estructural de la zona, sugieren que el tectonismo coetáneo podría haber controlado la sedimentación, junto a una reducción de la tasa de aporte de sedimento piroclástico.

PRIMERAS EVIDENCIAS DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS INDUCIDAS POR ACTIVIDAD MICROBIANA (ESIAM) EN UN AMBIENTE LACUSTRE SILICOCLASTICO DEL CRETÁCICO ARGENTINO (APTIANO TARDÍO), FORMACIÓN LA CANTERA, SAN LUIS

G. Castillo-Elías¹, M.B. Prámparo² y M.L. Sánchez³

¹CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina, gabrielacastilloelias@gmail.com

²CCT CONICET Mendoza, IANIGLA, Mendoza, Argentina, mprampar@mendoza-conicet.gob.ar

³Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba, Argentina, msanchez@exa.unrc.edu.ar

La Formación La Cantera (FLC) es una unidad silicoclástica lacustre que aflora en el faldeo sur de la Sierra de El Gigante, al noroeste de la ciudad de San Luis. En la localidad tipo de la FLC, denominada “Cantera de Gutiérrez” (CdG), se hallaron e identificaron diversas y numerosas estructuras ESIAM (Noffke, 2010) en sedimentitas finas fango-arenosas de un ambiente lacustre de carácter efímero con una amplia distribución en el registro sedimentario. Las estructuras sedimentarias influenciadas por microorganismos están muy bien estudiadas y registradas en ambientes carbonáticos –estromatolitos- (continentales y marinos) y en silicoclásticos marinos, pero no existe suficiente literatura para ambientes lacustres silicoclasticos y, en particular registros del Cretácico Inferior (Aptiano tardío) en las cuencas continentales argentinas. Las estructuras tipo MISS encontradas se describieron a nivel macro y microscópico, siguiendo el esquema de Schieber (2004). Dentro de la sucesión, sólo se encontraron estructuras tipo *wrinkle* (tapete en crecimiento) en depósitos de la zona transicional a *offshore*, mientras que en las zonas de *shoreface* proximal y *shoreface* distal lacustre hay una alta frecuencia y diversidad de estructuras, entre las cuales se encuentran las estructuras tipo *wrinkle* y piel de elefante (tapete en crecimiento); grietas de sinéresis y polígonos de desecación (destrucción del tapete); estructuras tipo “*Kinnevia*”, y acumulaciones dómicas (tapete en descomposición). Las estructuras tipo *wrinkle marks* son las más comunes en la localidad CdG y las evidencias sobre su origen a partir de la actividad de microorganismos, siguiendo los conceptos de Porada y Bouougri (2007) son: a) Las estructuras poseen geometrías específicas y un tamaño del rango milimétrico. b) Se originaron en la superficie del lecho o debajo de una mata microbiana. c) Se formaron mediante crecimiento localizado de matas de crecimiento o matas de expansión, y de deformación física de matas epibénticas y d) Las estructuras están en asociación con otras relacionadas a las matas. Por otra parte, la presencia de matas microbianas en esta localidad, estaría estrechamente relacionada a la presencia de abundantes restos algales en el hábitat lacustre. Esto está evidenciado por la presencia dominante de clorofíceas en las muestras palinológicas estudiadas (*Scenedesmus*, *Botryococcus*, etc.), ya que estos tapetes suelen estar formados por ese tipo de microorganismos, entre otros. En particular, algunas de las secciones en donde se encontraron las MISS (zona de transición a *offshore*) coinciden con las previamente estudiadas para palinología por Prámparo (1987 y 1999), y con la identificación de abundantes restos de algas clorofíceas. El hallazgo de todas estas estructuras inducidas por actividad microbiana, refuerza la hipótesis que la FLC formaría parte de un *Konservat-Lagerstätte*. Por esa razón es que se enfatiza este descubrimiento de estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana, las cuales están estrechamente relacionadas a un sellado algal (biofilms) que habría actuado sobre los sedimentos, protegiendo a los organismos de la degradación. Este sellado, además de favorecer la preservación excepcional fosilífera, permitió la conservación de un gran número de estructuras sedimentarias físicas muy sutiles, como marcas de gotas de agua, crestas de ondulitas de oscilación finamente preservadas, etc., transformando a la FLC en una importante fuente de información paleoecológica y paleoambiental en un sistema lacustre silicoclástico, del Aptiano tardío en América de Sur.

Noffke, N., 2010. Geobiology: Microbial Mats in Sandy Deposits from the Archean Era to Today: Heidelberg, Springer, 196 p.

Porada y Bouougri, 2007 ‘Wrinkle structures’ – a critical review. In: Atlas of microbial mat features preserved within the clastic rock record, Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W., and Catuneanu, O., (Eds.) J. Schieber et al. (Eds.), Elsevier: 135-144.

Prámparo, M. B., 1987. Nuevos aportes a la palinología de la Formación La Cantera. Cretácico de la Cuenca de San Luis, en su localidad tipo. IV Congreso Arg. de Paleont. y Bioestrat. Acta III.

Prámparo, M. B., 1999a. Microfitoplancton orgánico del Cretácico inferior de la Cuenca de San Luis. Parte I: Scenedesmeaceae y Chlorococcaceae. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial N° 6, X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología (Mendoza, Octubre 1997): 39-42.

Schieber, J., 2004. Microbial mats in the siliciclastic rock record: a summary of the diagnostic features. In: Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U., Catuneanu, O. (Eds.), The Precambrian Earth: Tempos and Events. Developments in Precambrian Geology 12, Elsevier, Amsterdam: 663-673.

CONFIGURACIÓN DEL SISTEMA EXTENSIONAL DEL CRETÁCICO INFERIOR DE SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES, PROVINCIA DE SAN LUIS: FORMACIÓN DE DEPOCENTROS CONTINENTALES AL SUR DE SIERRAS DEL GIGANTE

G. Castillo-Elías¹. M.L. Sánchez² y M.B. Prámparo³

¹CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina,
gabrielacastilloelias@gmail.com.

²Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba, Argentina,
msanchez@exa.unrc.edu.ar

³IANIGLA- CCT CONICET Mendoza, Argentina, mprampar@mendoza-conicet.gob.ar

Los depósitos de rift cretácico en la provincia de San Luis han sido motivo de diversos estudios particulares, sin embargo la extensión y definición del sistema de rift no se conoce aún con claridad. Este trabajo se ha realizado con el propósito de brindar un marco geotectónico adaptado al desarrollo del conocimiento, en las últimas décadas, sobre la dinámica y cinemática de la configuración de los sistemas de rift. El sistema de rift en Sierras Pampeanas Occidentales se extiende por más de 260 km en sentido submeridional. Ha sido delimitado sobre la base de datos previos de subsuelo (Criado-Roque *et al.*, 1981; Yrigoyen *et al.*, 1989) e imágenes satelitales de *Google Earth*, teniendo en cuenta las estructuras principales que controlaron su desarrollo y el mapeo de discordancias y sus paraconcordancias correlativas. El rift cretácico (Aptiano tardío) estuvo controlado por el sistema de falla maestra al este (falla El Desaguadero) y un sistema activo al oeste (falla Salinas del Bebedero). Las zonas de transferencia, de carácter transcurrente y variada complejidad, corresponden a sistemas de fallas NE - SO que desarrollan un patrón en échelon o estructuras en flor y limitan las subcuencas mayores (p.e., fallas de Quebrada Grande y El Tala). Las secciones que exponen el relleno, muestran que en el escalonamiento del sistema de falla maestra, la falla El Gigante y fallas menores como falla Punta de Sierra y La Blanca, que controlaron los últimos estadios de sinrift, han sido afectados por una inversión parcial debida a la tectónica Andina. La segmentación del sistema de rift es evidente, tanto en dirección perpendicular con el desarrollo de los hemigrábenes, como en sentido paralelo al eje del rift que controla la ubicación de los sectores con máxima subsidencia. Se ha identificado una alta complejidad tectónica a la escala de decenas de kilómetros, con desarrollo de cuencas menores con estratos de crecimiento excepcionalmente expuestos y no reconocieron unidades estratigráficas que puedan asignarse al estadio de postrift. Se registraron numerosos depocentros menores controlados por fallas y zonas de transferencia en los que el episodio de máxima subsidencia del sinrift está registrado por el desarrollo de los sistemas lacustres (formaciones La Cantera y Lagarcito). En particular, en el segmento sur del sistema de sinrift, limitado al oeste por la falla El Gigante, de rumbo NNO-SSE, y al norte por la falla Quebrada Grande, afloran sucesiones sedimentarias con una distribución en pequeños depocentros particularmente complejos (depocentros Cantera de Gutiérrez, Punta de Sierra, La Blanca, Cantera de Picca, entre otros). La Formación La Cantera (Flores, 1969) es una unidad lacustre silicoclástica que contiene un variado contenido paleontológico con un muy buen estado de preservación, que permite considerarla como un Konservat-Lagerstätte (Castillo-Elías, 2016). El material fósil encontrado incluye: insectos (acuáticos y terrestres), crustáceos (ostrácodos y conchóstracos), gasterópodos, macro y micro restos florísticos principalmente correspondientes a briofitas, gimnospermas y angiospermas primitivas (hojas, tallos, estructuras reproductivas y ejemplares articulados) incluyendo granos de polen, esporas, y algas; y peces (actinopterigios basales y neopterigios) (Arcucci *et al.*, 2015, Castillo Elías, 2016). La asociación microflorística (palinomorfos) estudiada ha permitido establecer una edad Aptiana tardía para esta unidad (Prámparo, 2012). Por lo tanto, la Formación La Cantera es la expresión clásica de un pico de subsidencia que se manifestó de manera diacrónica en los diferentes depocentros o subcuencas, asociadas con el sistema de rift de Sierras Pampeanas Occidentales, producto de la tectónica extensional que afectó a la placa Sudamericana en el Aptiano tardío, durante la apertura del océano Atlántico sur.

Arcucci, A., Prámparo, M., Codorníu, L., Giordano, G., Castillo-Elías, G., Puebla, G., Mego, N., Gómez, M., y Bustos-Escalona, E., 2015. Biotic assemblages from Early Cretaceous lacustrine systems, San Luis basin, Central-Western Argentina. *Boletín Geológico Minero* 126: 109-128. Madrid, España.

Castillo-Elías, G., 2016. *Aspectos paleoecológicos y sedimentológicos de la Formación La Cantera, Sierra del Gigante, Aptiano tardío, Sierras de San Luis*. Tesis de Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Luis. pp. 1-270 (inédito).

Criado-Roque, R., Mombu, C. y V. A. Ramos, 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: M. Yrigoyen (Ed.) 1981. *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino*: 155-192.

Flores, M., 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis. *Actas de las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*. Provincia de Mendoza. I: 311-327.

Prámparo, M. B., 2012. Non-marine Cretaceous palynomorphs biostratigraphy of Argentina: a brief summary. *Journal of Stratigraphy*, 36: 213-228.

Yrigoyen, M., Ortiz, A. y Manoni, R., 1989. Cuencas Sedimentarias de San Luis. En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*. Universidad Nacional de Tucumán. N° 6: 203-219.

LA FORMACIÓN LA CANTERA: UN EJEMPLO DE RELLENO LACUSTRE DURANTE EL PICO DE SUBSIDENCIA DEL SISTEMA DE RIFT DE SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES, SAN LUIS (CRETÁCICO INFERIOR)

G. Castillo-Elías¹, M.L. Sánchez² y M.B. Prámparo³

¹ CONICET, Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina, gabrielacastilloelias@gmail.com

² Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba, Argentina, msanchez@exa.unrc.edu.ar

³ CCT CONICET Mendoza, IANIGLA, Mendoza, Argentina, mprampar@mendoza-conicet.gob.ar

La Formación La Cantera (FLC) es una de las unidades litoestratigráficas que componen el Grupo El Gigante, con una rica asociación fósil que incluye insectos, peces, plantas, crustáceos, gasterópodos (Arcucci *et al.*, 2015; Castillo-Elías, 2016) y microfósiles (palinómorfs), lo cual ha permitido establecer una edad Aptiano tardío para esta unidad (Prámparo, 2012). La localidad tipo de la FLC denominada “Cantera de Gutiérrez” (CdG) se ubica en el faldeo sur de la Sierra de El Gigante, al noroeste de la ciudad de San Luis. A partir del relevamiento de secciones estratigráficas de detalle, y la identificación de discordancias y sus paraconcordancias correlativas, se determinaron con precisión sus límites estratigráficos y la distribución espacial y evolución temporal de los paleoambientes involucrados en esta unidad. En la localidad CdG la FLC constituye el relleno lacustre de un hemigraben que registra depósitos de: a) *Shoreface* proximal con un aporte fluvial levemente canalizado a canalizado; el mismo posee litofacies finas de fangolitas y limolitas laminadas que se intercalan con bancos tabulares y lenticulares de areniscas muy finas con gradación normal, laminación horizontal de alto régimen, masivas (con gradación normal difusa), areniscas con ondulitas de oscilación, otras de corriente, con laminación entrecruzada y *slumps*. b) *Shoreface* distal con aporte fluvial tipo *sheet flood* a levemente canalizados; ésta zona tiene litofacies finas de arcilitas - fangolitas laminadas y hetererolíticas ondulosas a lenticulares que se intercalan con bancos tabulares a lentiformes de areniscas muy finas a finas con laminación horizontal de alto régimen, areniscas fangosas laminadas, areniscas con ondulitas de corriente, de oscilación y de flujo combinado, masivas (con gradación normal difusa), con gradación normal, con laminación entrecruzada y *slumps*. c) Zona de transición a *offshore* con aporte fluvial tipo *sheet flood* y en sectores levemente canalizados; zona constituida por la intercalación de bancos tabulares de litofacies fangosas laminadas con litofacies arenosas finas a medias masivas (con gradación normal difusa), con gradación normal, con laminación horizontal de alto régimen, con ondulitas de corriente y con laminación entrecruzada. Estas tres zonas conforman en parte un delta de planicie de inundación lacustre (Blair y McPherson, 1994). Además, se identificó un paleoambiente tipo *mud-flat* salino húmedo y seco, que contiene litofacies finas de arcilitas, fangolitas y limolitas laminadas intercaladas por bancos tabulares de areniscas muy finas a finas masivas (con gradación normal difusa), laminación horizontal de alto régimen y areniscas con ondulitas escalantes. Todos los paleoambientes definidos en ésta localidad, tienen una alternancia de bancos tabulares de yeso laminar, detrítico masivo y nodular. En particular, las relaciones existentes entre las zonas que configuraron el delta, resultaron durante los picos de inundación, cuando el flujo incrementado del sistema fluvial ingresaba al cuerpo de agua lacustre. Durante estos periodos se desarrollaron extensas plumas en el frente deltaico como resultado de las transformaciones de flujo desde turbulentos a hiperpícnicos o turbidíticos en el ingreso al cuerpo de agua lacustre. El sistema fluvial efímero en el sector próximo al nivel de base, en condiciones de bajo gradiente topográfico, desarrolló abanicos con canales distributarios que se convertían en pequeñas planicies subácuas, con numerosos afluentes durante condiciones de alto nivel de lago. El sistema en estos estadios sufría una rápida expansión, las facies de margen de lago migraban hacia *offshore* y eran cubiertas por depósitos de *underflow*. Los periodos de expansión y contracción del lago estuvieron controladas por las condiciones climáticas durante el Aptiano tardío, definidas como áridas a subáridas hacia el interior continental del Gondwana occidental (Sellwood y Valdés, 2006), que generaron episodios de corta duración y alta frecuencia de inundación. Dentro de la clasificación de cuencas lacustres de Carroll y Bohacs (1999), la FLC pertenecería a una configuración lacustre tipo *under-filled*, en donde las facies silicoclásticas tienen una gran componente evaporítica (yeso), muchas evidencias de procesos de desecación y condiciones hidrológicas cerradas. Esta consideración resulta altamente coherente con los factores alocíclicos que controlaron la instalación y la evolución de relleno sedimentario lacustre. El desarrollo de las sucesiones del lago, resultan coincidentes con los episodios de máxima subsidencia relacionados con la actividad de los sistemas de falla, que controlan los segmentos del sistema de rift activos de las Sierras Pampeanas Occidentales en la provincia de San Luis durante el Cretácico.

Arcucci, A., Prámparo, M., Codorníu, L., Giordano, G., Castillo-Elías, G., Puebla, G., Mego, N., Gómez, M., y Bustos-Escalona, E., 2015. Biotic assemblages from Early Cretaceous lacustrine systems, San Luis basin, Central-Western Argentina. *Boletín Geológico Minero* 126 (1): 109-128. Madrid, España.

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): 450-489.

Carroll, A. R., y Bohacs, K. M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27(2): 99-102.

Castillo-Elías, G., 2016. Aspectos paleoecológicos y sedimentológicos de la Formación La Cantera, Sierra del Gigante, Aptiano tardío, Sierras de San Luis. *Doctorado en Ciencias Geológicas*, Universidad Nacional de San Luis. pp: 1-270 (inédito).

Prámparo, M. B., 2012. Non-marine Cretaceous palynomorphs biostratigraphy of Argentina: a brief summary. *J. Stratigr.*, 36: 213-228.

Sellwood, B. y Valdés, P., 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology* 190: 269-287.

PROCESOS MORFOSEDIMENTARIAS DE LOS MARGENES CONTINENTALES DE ARGENTINA Y DE CHILE ENTRE LOS 50° Y 57°S

J.L. Cavallotto¹, D.V. Spoltore¹ y R.A. Violante¹

¹*Servicio de Hidrografía Naval, CABA, Argentina, jlcavallotto@hidro.gov.ar*

El extremo sur de Sudamérica es un ámbito tectónicamente muy activo, donde las placas Sudamericana, Nazca, Antártica y Scotia interactúan dando lugar a diversos y variados tipos de márgenes. Esto modeló notablemente los fondos marinos produciendo variados rasgos morfosedimentarios, los cuales en las etapas finales de su evolución (durante el Cuaternario), fueron fuertemente afectados, además de la tectónica, por variaciones climáticas, fluctuaciones del nivel del mar y cambios paleoceanográficos.

Esta región se encuentra dominada por la Corriente Circumpolar Antártica, localizada principalmente entre el Frente Sub-Antártico y el Frente Polar. Esta corriente conecta a los océanos Pacífico, Atlántico e Índico, y contribuye significativamente en la circulación profunda de todas las cuencas. La configuración oceanográfica define diferentes masas de agua a profundidades, cuya dinámica es relevante en la evolución de los rasgos morfosedimentarios.

El objetivo del trabajo es caracterizar los procesos sedimentarios que actúan en ambos márgenes. El mismo se realizó en base a una recopilación de información bibliográfica, que hasta el momento no estaba unificada, y con datos de sedimentos de superficie proviene de los archivos del SHN y del GeoMapApp.exe, recolectados en diferentes campañas realizadas entre los años 1927 y 1994 y entre 1958 y 1975, respectivamente.

Cuatro tipos de procesos fueron definidos: 1) de plataforma, desarrollados en profundidades menores de 200 m, cuyos sedimentos en su mayoría fueron sumergidos durante la última transgresión. Están representados por: depósitos de arena (de ambientes de playas, fluviales o deltaicos generados durante el Holoceno), de grava y guijaros, (genéticamente relacionados con morenas glaciares y depósitos fluvio-glaciares), y con depósitos de fango (asociado con ambientes de baja energía y circulación restringida); 2) gravitacionales, están representados por sedimentos finos y arenas transportadas y depositadas por corrientes transversales (corrientes turbidíticas, flujos gravitacionales y deslizamientos en masa) que ocurren en el talud, en la emersión y en los cañones submarinos; 3) longitudinales, generados por corrientes oceánicas de carácter contornítico capaces de controlar la morfología submarina, movilizar y depositar sedimentos y originar diferentes tipos de *Drifts*. Cada uno de estos *Drifts* se asocian a las interfases entre masas de agua adyacentes, y por lo tanto cada cuerpo contornítico se forma a una profundidad definida por esa interfase; 4) pelágicos, asociados con sedimentación autóctona (biogénica y/o química) y aporte de arcillas, no vinculados con corrientes turbidíticas o contorníticas.

Estos procesos se manifiestan de manera diferente en ambos márgenes. El chileno, es un típico margen activo convergente entre las placas Sudamérica y Antártica, con una plataforma angosta, con un borde externo irregular por la presencia de cabeceras de cañones y morfología modificada por deslizamientos. Su talud se encuentra muy afectado procesos gravitacionales, deslizamientos submarinos y cañones con grandes abanicos submarinos ubicados en la base de éstos. Cuenta con una profunda fosa adyacente, que marca la zona de subducción de las placas y que recibe aporte de sedimentos transportados por corrientes de turbidez. En este margen no se describen procesos longitudinales, posiblemente debido a que corrientes geostróficas no se vean reflejadas en las configuraciones morfosedimentarias.

En el margen argentino, en los ambientes más someros (Plataformas de Tierra del Fuego, de las Islas Malvinas e Is. Georgias y en el Banco Burdwood) ubicados entre el margen Trancurrente y el Mixto, se registran procesos de plataforma; mientras que en los más profundos (Surco y Depresión de Malvinas) procesos longitudinales y gravitacionales. En tanto que en la Dorsal Norte del Arco de Scotia y mar de Scotia, con una compleja circulación oceánica, se describen procesos tanto longitudinales (contorníticos) como gravitacionales con una distribución dispersa. Los pelágicos se comparten en ambos márgenes y están representados por fangos detríticos y oozes carbonáticos o silíceos, los que aparecen descriptos a profundidades entre los 1500 y 7650 m. Asociado a estos sedimentos se registra la presencia de Mn en forma de motas, óxidos, micronódulos y nódulos.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE UNA SUCESIÓN DELTAICA DISTAL (PRODELTA) DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA CUENCA AUSTRAL: FORMACIÓN ALTA VISTA

A. Cereceda¹, D.G. Poiré¹, A. Varela¹ y S. Richiano¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas, acereceda@cig.museo.unlp.edu.ar, poire@cig.museo.unlp.edu.ar,
augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar, richiano@cig.museo.unlp.edu.ar

La Formación Alta Vista es una sucesión sedimentaria del Cretácico Superior de la Cuenca Austral la cual fue clásicamente interpretada como depósitos de fondo abisal (miembro inferior) y plataforma (miembro superior) (Arbe y Hechem, 1984). En este resumen se presentan los primeros estudios sedimentológicos detallados de esta unidad que muestran una reinterpretación del sistema depositacional como un sistema deltaico distal (prodelta) con gran influencia fluvial. Para el estudio de esta unidad se relevaron tres perfiles sedimentológicos en los afloramientos de la Formación Alta Vista ubicados al sur del Lago Argentino. Un perfil en el Cerro Frías (65 metros de espesor) y dos al pie de las Barrancas de las Estancias Anita y Alta Vista (70 y 345 metros de espesor). Además se realizó un muestreo sistemático para estudios litológicos de detalle, composicionales y de contenido fosilífero. Sobre la base de la caracterización litológica, el arreglo de facies, arquitectura de los litosomas y su distribución espacial se definieron dos asociaciones de facies, AF1 y AF2. Además se utilizó la caracterización icnológica de estos depósitos para contribuir con las interpretaciones paleoambientales de estas secuencias sedimentarias. La AF1 está conformada predominantemente por sedimentos de grano fino, fangolitas grises masivas, fangolitas y areniscas finas con laminación horizontal y areniscas finas gris-claras masivas. Todas estas facies se presentan alternadamente aunque domina la facies de fangolitas grises masivas. La disposición de los estratos es tabular, con espesores de entre 0,5 a 2 cm y gran extensión lateral. La AF2 está caracterizada por areniscas finas amarillentas masivas, con laminación planar y laminación ondulítica de oleaje. En menor medida presentan secuencias heterolíticas. La geometría de las capas que conforman la AF2 es lenticular sigmoidal de entre 10 a 30 cm de espesor y extensiones de entre 10 a 40 m, con inclinaciones entre 1 a 8° (clinoformas). Por otro lado el contenido de fitodetritos de ambas asociaciones de facies es muy abundante. En cuanto al grado de bioturbación e icnodiversidad, la AF1 presenta muy bajo grado, ya que solo contiene *Palaeophycus* de pequeños tamaños y dispersos. Por otro lado la AF2 presenta un grado de bioturbación algo más alto que AF1 y moderada icnodiversidad, representada por los icnogéneros *Palaeophycus*, *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y *Girochorte*. En cuanto al contenido fosilífero de la Formación Alta Vista, éste es muy escaso en lo que respecta a macrofósiles pero presenta abundantes restos de *Thoracospheridos* (quistes de dinofalgelados calcáreos). Los depósitos correspondientes a la AF1 fueron acumulados por procesos de decantación asociados a corrientes hipopícnicas e hiperpícnicas distales. Estos depósitos de grano fino son eventualmente interrumpidos por los depósitos lenticulares de la AF2 los cuales son producto de la removilización del sedimento del frente deltaico o por descargas extraordinarias del régimen fluvial que generaron flujos hiperpícnicos más densos y consecuentemente depósitos lobulares de arena. Las asociaciones de facies y su distribución espacial, el alto contenido de restos vegetales, la escasez de fauna marina, la presencia de dinoflagelados de ambientes estresantes y las características icnológicas de la Formación Alta Vista representan un fuerte sustento para asociar a estos depósitos con un sistema fluvial el cual no solo es proveedor de los sedimentos y material vegetal sino también es un condicionante de las variaciones en la salinidad del ambiente afectando así la proliferación de los organismos marinos. El arreglo vertical de las asociaciones de facies AF1 y AF2 conforma ciclos AF1 dominante - AF2 dominante. Los intervalos donde domina AF1 son generalmente más espesos y el porcentaje de participación de AF2 es muy bajo a nulo. Por otro lado, los intervalos donde domina AF2 son comparativamente más delgados y en estos el porcentaje de participación de AF1 es sólo levemente menor al de AF2. Las repeticiones de este ciclo, al menos cuatro en los perfiles relevados, muestran que la frecuencia de llegada de flujos hiperpícnicos densos varió en el tiempo de manera bastante regular por lo que puede haber estado vinculado a variaciones climáticas que influyeron en el tipo y cantidad de sedimento que descargaba el sistema fluvial.

Arbe, H. y J. Hechem, 1984. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, lago Argentino. En: *LX Congreso Geológico Argentino*, Actas 7:124-158.

PROVENANCE ANALYSIS OF THE TORO NEGRO FORMATION, LA RIOJA PROVINCE, ARGENTINA

P.L. Ciccioli¹, W.H. Amidon², S.A. Marensi¹, C.O. Limarino¹, G.B. Fisher^{3, 4},
D.W. Burbank⁴ and A. Kylander-Clark⁴

¹*Departamento de Ciencias Geológicas, IGeBA, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, CONICET, Buenos Aires, Argentina* ciccioli@gl.fcen.uba.ar, smarensi@hotmail.com, limar@gl.fcen.uba.ar

²*Department of Geology, Middlebury College, Middlebury, Vermont, USA*, wamidon@middlebury.edu

³*Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, Texas*, burchfisher@gmail.com

⁴*Earth Research Institute, University of California, Santa Barbara, California*, burbank@ucsb.edu, kylander@geol.ucsb.edu

Detrital zircons and modes of sandstones and conglomerates were used to analyze the provenance of the Toro Negro Formation (late Miocene-early Pliocene) at La Troya creek, Vinchina Basin, La Rioja province. This basin, located in the Western Sierras Pampeanas, is bounded to the north and south by Toro Negro and Umango-Espinal ranges, to the west by the Precordillera and Cordillera Frontal and to the east by the Famatina System. The Toro Negro Formation (~2500 m thick, Turner 1964) together with the underlying Vinchina Formation represents one of the thickest and longest continually exposed foreland sections in northwest Argentina. The Toro Negro Formation was divided into lower and upper members by Ramos (1970) and further into three depositional sequences (DS I, II, and III, Ciccioli *et al.*, 2014). The lower member is split between DSI and II and the upper member is equivalent to DSIII.

Three sandstone petrofacies (plutonic-metamorphic, volcanic and mixed petrofacies) and three conglomerate lithic associations (basement, sedimentary and volcanic lithic) were recognized, which allowed the establishment of three source areas: Western Sierras Pampeanas (Toro Negro and Umango Ranges), Cordillera Frontal and Precordillera. Detrital zircon samples provided 7 U-Pb age populations: (1) Mesoproterozoic, (2) Neoproterozoic-Cambrian, 3) Ordovician-Silurian, 4) Devonian-Carboniferous, 5) Permo-Triassic, 6) Jurassic-Cretaceous and 7) Cenozoic.

The integrated analysis shows that in the Lower Member of the Toro Negro Formation, the Sierras Pampeanas (mainly the Toro Negro Range, Mesoproterozoic and early Paleozoic) was the main source, with secondary sediment supply from the Frontal Cordillera (Permo-Triassic and Cenozoic) and the Precordillera (Devonian-Carboniferous and Mesozoic). On the contrary, the upper member exhibits a progressive increase in the supply from the eastern Precordillera (Devonian-Carboniferous ages), next to the west, with secondary source from Sierras Pampeanas and Cordillera Frontal. The coexistence of the three source areas demonstrates that the evolution of this type of basin is much more complex than previously envisaged. Therefore, an integrated analysis using different tools (sedimentary facies, paleocurrent measurements, sandstone and conglomerate composition and geochronological dating of detrital zircons) is needed for a clearer understanding of broken-foreland basins.

Ciccioli, P.L., Marensi, S.A. y Limarino, C.O., 2014. Petrology and provenance of the Toro Negro Formation (Neogene) of the Vinchina broken foreland basin (Central Andes of Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 49: 15-38.

Ramos, V.A., 1970. Estratigrafía y estructura del terciario en la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), Republica Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 359-382.

Turner, J.C.M., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina, provincia de La Rioja*. Buenos Aires. Dirección Nacional Geológica. Minería Boletín 100: 81.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO E ICNOLÓGICO DE LA SECCIÓN INFERIOR DE LA FORMACIÓN LAJAS EN EL YACIMIENTO CUPÉN MAHUIDA, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

R. Coppo¹, N. Otalora¹, E. Santiago¹, A. Montagna^{1, 2} y J.J. Ponce^{2, 3}

¹YPF S.A, romina.coppo@ypf.com, notaloraa@ypf.com, emiliano.santiago@ypf.com, aldo.montagna@ypf.com

²Universidad Nacional de Río Negro, amontagna@unrn.edu.ar

³CONICET, jponce@unrn.edu.ar

Los depósitos de la Formación Lajas, integrados por areniscas finas a gruesas, conglomerados y fangolitas, representan el comienzo de la etapa regresiva dentro del Grupo Cuyo. Durante esta etapa se produce el establecimiento de sistemas deltaicos, que dependiendo del sector de la cuenca en el que se los analice, pueden corresponder a los dominados por acción fluvial, mareal u oleaje. En esta contribución se presentan los resultados sedimentológicos e icnológicos obtenidos del análisis de cuatro coronas correspondientes a la sección inferior de la Formación Lajas en el área denominada Cupén Mahuida (anticlinales de Sierra Barrosa, Aguada Toledo y Barrosa Norte), ubicada al sur de los Lagos Barreales y Mari Menuco.

En el área de Cupén Mahuida, la Formación Lajas muestra un arreglo marcadamente progradante que puede alcanzar los 300 m de espesor, integrado por conglomerados masivos (Cgm) o con estratificación entrecruzada tangencial difusa (Cget), y areniscas finas a gruesas masivas (Sm), con estratificación entrecruzada tangencial (Set) y laminación paralela (Sl) con abundante contenido de fitodetrito y, de manera subordinada, niveles de heterolitas integrados por una alternancia centimétrica entre areniscas finas con óndulas de corriente (Sr) y fangolitas masivas (Mm) y laminadas (MI) que muestran abundante contenido de fitodetrito y grietas de sinéresis. El contenido icnológico se caracteriza por la presencia de *Ophiomorpha*, *Skolithos* y *Haentzschelina* en los niveles arenosos, mientras que *Thalassinoides*, *Planolites*, *Teichichnus* y *Rhizocorallium*? son sumamente frecuentes en los niveles de heterolitas. En cuanto a las características petrofísicas de los depósitos, se observan valores máximos de 9% de porosidad y permeabilidades que no superan los 0.01 mD, características que le dan la impronta de reservorios no convencional de tipo *tight sand*. Las particularidades de estos reservorios es que generalmente se encuentran en contacto con la roca madre, lo que implica una corta vía de migración, presentan virtual ausencia de zonas de transición capilar, con permeabilidades relativas dominadas por fuerzas capilares, y requieren una estimulación hidráulica particular para hacer que los mismos sean productivos.

Los resultados obtenidos a partir del análisis sedimentológico e icnológico en la sección inferior de la Formación Lajas permiten interpretar estos depósitos como sistemas deltaicos fluvio-dominados compuestos por barras de desembocadura deltaica y prodelta proximal generados durante etapas de descarga fluvial normal, las cuales alternan con barras hiperpícnicas producidas durante descargas fluviales extraordinarias, que lateralmente pasan a facies de *offshore* superior.

IMPORTANCIA DE LAS FACIES DE ALTO RÉGIMEN EN LA CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS FLUVIALES EFÍMEROS: UN CASO DE ESTUDIO EN EL REGISTRO MESOZOICO DE LA CUENCA NEUQUINA

M.D. Coronel¹ y G.D. Veiga¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Buenos Aires, Argentina, mcoronel@cig.museo.unlp.edu.ar, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar

Los flujos de alto régimen son frecuentes en los ambientes sedimentarios fluviales modernos. Sin embargo los ejemplos de estructuras y formas de lecho asociadas a este tipo de flujos, con excepción de la capa plana con lineación *parting*, son escasos en el registro sedimentario antiguo. Para el caso particular de los sistemas fluviales efímeros, donde los flujos supercríticos son comunes, entender los procesos sedimentarios asociados a dichos flujos puede ser de gran importancia para la comprensión del accionar del sistema depositacional. Esto es debido a que aportan valiosa información acerca de las características de un sistema, ya que requieren condiciones particulares tanto para su formación como para su preservación.

En el presente trabajo se analizan facies sedimentarias asociadas a flujos de alto régimen para una sucesión correspondiente a la Formación Tordillo, en la región centro-oeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. Esta unidad abarca gran parte de la extensión de la cuenca, y registra una continentalización total durante el Kimmeridgiano. Para este trabajo se seleccionó una sucesión interpretada previamente como acumulada en el sector distal de un sistema fluvial efímero (Spalletti y Colombo Piñol, 2005). Esta sucesión se caracteriza por la intercalación de intervalos pelíticos con intervalos de hasta 1 m de arena fina y conglomerados finos intraformacionales. Esto denota la marcada ciclicidad del sistema donde los intervalos más gruesos, cuya frecuencia y espesor disminuyen hacia el sector superior de la sucesión, representan crecidas individuales con diferente grado de canalización. Para el estudio se utilizó una metodología sedimentológica clásica, que incluyó el relevamiento de perfiles sedimentológicos a escala general (1:100), y a escala de detalle (1:10) en las unidades arenosas y gravosas. Luego, sobre la base de las características texturales y las estructuras sedimentarias presentes se realizó un análisis litofacial de detalle.

Las facies sedimentarias analizadas en este trabajo presentan estructuras correspondientes a cinco formas de lecho principales: ondas de lecho de bajo relieve, antidunas estables, antidunas inestables, *chute & pools* y *cyclic steps*. Estas facies representan casi un tercio de la sucesión y están presentes en todos los intervalos arenosos. Las facies restantes, corresponden a fangolitas laminadas y masivas con desarrollo de paleosuelos, conglomerados intraformacionales masivos o con estratificación horizontal, y areniscas con estructuras asociadas a condiciones de bajo régimen. La importante preservación de estructuras de alto régimen en esta sucesión requirió, no sólo condiciones de alta energía de las descargas individuales, sino también una rápida tasa de desaceleración del flujo en cada descarga, que impidió el retrabajo del lecho y la estabilización de formas de menor régimen. Por su parte, el ángulo moderado a alto de algunas de las estructuras asociadas a estos flujos supercríticos sugiere también un sistema sedimentario con una importante tasa de agradación.

Este caso de estudio ejemplifica cómo la correcta interpretación de las facies de alto régimen en el registro sedimentario puede aportar información relevante sobre las características de un sistema fluvial efímero. Así, el análisis aquí realizado constituye una herramienta fundamental para avanzar en el entendimiento de los procesos sedimentarios que actúan en estos sistemas a escala de detalle, dada su complejidad y variabilidad intrínsecas. Entender la variabilidad de los sistemas fluviales efímeros tiene también aplicación a la industria, ya que sus depósitos son frecuentes en el registro geológico, y comunes como reservorios convencionales de hidrocarburos tanto en Argentina como a nivel mundial.

Spalletti, L. A. y F. Colombo Piñol, 2005. From Alluvial Fan to Playa: An Upper Jurassic Ephemeral Fluvial System, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research* 8: 363-383.

NOVOS DADOS SOBRE A TURFA DA PLATAFORMA CONTINENTAL SUL-BRASILEIRA, BRASIL

I.C.S. Corrêa¹, J. Weschenfelder¹ e C.B. dos Santos-Fischer¹

¹*Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre-RS, Brasil,
iran.correa@ufrgs.br, jair.weschenfelder@ufrgs.br, cristianebahi@gmail.com*

O presente trabalho aborda novos dados sobre a turfa coletada na plataforma continental do Rio Grande do Sul a uma profundidade de 60 m abaixo do nível de mar atual. A amostra faz parte do testemunho T-27 obtido na Operação GEOMAR VII. Esse testemunho coletado na isóbata dos 60 m e com comprimento de 1,82 m, mostrou uma sequência sedimentar formada, da base para o topo, por silte-argilo-arenosa, seguido de uma camada de 0,05 m de matéria carbonosa, similar aos depósitos de turfa da planície costeira atual. Este depósito carbonoso encontra-se recobertos por sedimentos argilo-siltosos que gradam para um sedimento argilo-siltoso com areia muito fina. A matéria carbonosa encontra-se entre os 0,73 e 0,79 m do topo do testemunho. O diâmetro médio dos sedimentos do testemunho é de silte muito fino, com uma distribuição simétrica para a curva granulométrica e com uma curtose muito platicúrtica. No que diz respeito à constituição vegetal, a matéria carbonosa é predominantemente herbácea, própria de terras baixas. Os dados de datação indicam uma idade de 12.540-12.150 cal AP, pertencente a uma antiga depressão, presente na planície costeira da época, a qual foi transformada em uma região pantanosa com exuberante vegetação. Segundo Corrêa (1996), neste período, o nível do mar encontrava-se entre 60 e 65 m mais baixo que o atual. Os registros ecobatimétricos caracterizaram a área estudada, como uma ampla planície muito similar a planícies de inundação presentes em margens de rios. O condicionamento geológico permite inferir que esta área, possa se estender, tanto para norte como para sul, formando um depósito de maior abrangência. Os resultados quantitativos e qualitativos da análise palinofaciológica, realizada na turfa, demonstram a dominância do grupo de fitoclastos. Os fitoclastos não opacos e não bioestruturados (FNO) tomam valores de 52% da composição total, sendo considerados dominantes, seguidos pelos fitoclastos não opacos bioestruturados (FNOB) com 17% no total da matéria orgânica particulada (MOP). A matéria orgânica amorfa (MOA) apresentou 21% da composição total, indicando maior proximidade à área fluvial. Observa-se que a razão fitoclastos opacos/não opacos é extremamente baixa, caracterizando uma fácies orgânica com grande conteúdo vegetal terrestre variavelmente oxidado, comum em turfas. Os palinóforos foram divididos em esporóforos de origem terrestre, microplâncton de parede orgânica (algas), fungos e palinóforaminíferos, que juntos, correspondem ao total de 9% da análise. A ocorrência de fungos nas amostras indica um ambiente transicional úmido. A presença de *Botryococcus* sp. e de algas Zygnematoephyceae demonstram a alta contribuição continental dulciaquícola para o ambiente, em detrimento à baixa ocorrência de palinóforos marinhos. A presença de grãos de pólen constituintes das famílias Chenopodiaceae e Poaceae (comuns em ambientes alagados), seguidos da família Myrtaceae (comum em comunidades ribeirinhas e na Planície Costeira do Sul do Brasil), vem contribuir para a caracterização paleoambiental deste depósito de turfa como sendo de um típico ambiente transicional, com baixa lâmina d'água e com exposição subaérea por períodos curtos de tempo, apresentando grande influência continental em detrimento ao regime marinho, considerado pouco influente. A turfa observada sobre a plataforma continental do sul do Brasil está associada a depósitos de planícies de inundação relacionados, provavelmente, a paleodrenagem do rio Camaquã ou do rio Jaguarão. Esta planície de inundação funcionou como verdadeira bacia de decantação de material em suspensão. Os sedimentos argilo-siltosos foram depositados durante os períodos de enchentes, na razão provável de 1 a 2 cm por período. A formação dessa sequência sedimentar, na planície de inundação, ocorreu em um ambiente de baixa energia, possibilitando assim a acumulação dos sedimentos em sequências laminares paralelas. A presença deste depósito turfáceo na profundidade de 60 m de lâmina d'água vem a caracterizar a estabilização do nível do mar, durante a última transgressão Holocênica, por um período mais longo neste nível, possibilitando assim a formação deste depósito.

Corrêa, I.C.S., 1996. Les variations du niveau de la mer durant les dernières 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, Amsterdam. 130(1/2): 163-178.

INTERACCIÓN ENTRE PROCESOS CONTORNÍTICOS Y GRAVITACIONALES EN EL SECTOR DE LA TERRAZA EWING (TALUD CONTINENTAL MEDIO) FRENTE A BAHIA BLANCA

I.P. Costa¹, R.A. Violante¹ y C.M. Paterlini¹

¹*Servicio de Hidrografía Naval, División Geología y Geofísica Marina, Av. Montes de Oca 2124, C1270ABV, Buenos Aires, Argentina, geofisic@hidro.gov.ar, rober.a.violante@gmail.com, mpaterli@yahoo.com.ar*

El sector de talud continental argentino situado entre 40 y 42°S, en el área de influencia del Sistema de cañones submarinos Bahía Blanca (SCBB), se caracteriza por mostrar diferentes ambientes fisiográficos representados por un talud superior de fuerte pendiente entre el borde exterior de la plataforma y aproximadamente 1000 m de profundidad, un talud intermedio correspondiente a la Terraza Ewing, y un talud inferior cuyas características de fuertes pendientes se manifiestan en toda su magnitud por debajo de 2000 m. La Terraza Ewing es un rasgo morfosedimentario de carácter contornítico representado por diferentes geoformas de acumulación, erosivas y mixtas, resultantes de la fuerte dinámica de las masas de agua y corrientes asociadas a la circulación oceánica sur-norte de origen circum-Antártico. El talud está además surcado por una densa red de cañones y valles submarinos de origen gravitacional, donde procesos como corrientes de turbidez, deslizamientos, transporte en masa y flujos de detritos generan no sólo manifiestos rasgos dentro de ellos, sino también en muchas áreas de fuertes pendientes del talud entre los cañones. De esta manera, las geoformas contorníticas se encuentran en muchos casos afectadas y remodeladas por procesos gravitacionales muy activos, así como otras veces ocurre el proceso inverso, depósitos gravitacionales son afectados y redistribuidos por corrientes contorníticas.

El análisis de información batimétrica mono y multihaz así como de sondas paramétricas (Parasound y Topas) obtenidas en la región del SCBB durante diferentes campañas, permitió identificar estructuras mixtas contorníticas-turbidíticas en un sector del talud medio (Terraza Ewing), las cuales aparecen en superficie y por lo tanto se infiere su carácter reciente (Holoceno). Se reconocen procesos gravitacionales generados en zonas de fuertes pendientes del talud superior, los cuales han sido posiblemente incrementados durante la última etapa de bajo nivel del mar a principio del Holoceno, que producen diferentes tipos de flujos transversales a las isobatas que aportan sedimentos a los procesos contorníticos de la Terraza Ewing. En particular, se ha identificado un sitio en el borde de la plataforma cerca de las cabeceras del Cañón Bahía Blanca (sector medio del SCBB), donde se origina un proceso como el descrito. A partir de ese lugar, los flujos gravitacionales y su carga sedimentaria son tomados, modificados y transportados lateralmente hacia el norte por las corrientes longitudinales contorníticas que actúan sobre la Terraza Ewing. Donde los procesos erosivos tanto transversales como longitudinales al talud se concentran con mayor energía, se forman depresiones que generan lateralmente, en sus flancos, depósitos o albardones de carácter contornítico, de mayor magnitud hacia el lado de la pendiente del talud superior, posiblemente como consecuencia del efecto de Coriolis que tiende a derivar hacia la izquierda la corriente con su carga sedimentaria. De la manera descrita se genera un canal mixto contornítico-turbidítico que baja del talud superior en el sitio arriba mencionado cercano al cañón Bahía Blanca y se dirige hacia el norte, posiblemente alimentando las cabeceras de algunos cañones submarinos existentes en el extremo norte del SCBB, y particularmente, como punto final, un incipiente cañón originado en el sector distal de la Terraza Ewing cerca de los 40°S. La fuerte dinámica en aquel canal se manifiesta por la profundidad y ancho de su geometría.

Rasgos similares se han descrito en las inmediaciones del Sistema de cañones submarinos Mar del Plata (SCMP), si bien aquí, a diferencia del SCBB, los canales contorníticos tienen menor continuidad. Se infiere que las corrientes contorníticas serían entonces más intensas en el último sitio mencionado donde no tienen interferencias de otras corrientes que circulan en direcciones diferentes, como sí ocurriría en el área del SCMP donde la influencia de las masas de agua de la corriente de Brasil intervendría en la desaceleración de las corrientes circulantes de sur a norte, las que desarrollarían así canales contorníticos de menor magnitud.

COMPARACIÓN DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS INDUCIDAS POR ACTIVIDAD MICROBIANA EN EL AMBIENTE FÓSIL Y ACTUAL

D.G. Cuadrado¹ y A. Blasi²

¹IADO-CONICET-UNS (Dto Geología), Bahía Blanca, cuadrado@criba.edu.ar

²CIC, Div. Miner. Petrol y Sedim, Museo de La Plata, FCNYM-UNLP, ablas@fcnym.unlp.edu.ar

En ambientes transicionales actuales del SE de la provincia de Buenos Aires se ha reconocido en los últimos años la formación de diversos rasgos y estructuras sedimentarias inducidas por la actividad microbiana (ESIAM). La observación simultánea de los procesos dinámicos que tienen lugar en el área permitió no sólo la clasificación de las estructuras sino su vinculación con los procesos biológicos y sedimentológicos que indujeron a su generación. El conocimiento alcanzado permite considerarlas como análogos actuales en el reconocimiento de estructuras fósiles y del paleoambiente de formación.

En el estuario de Bahía Blanca (38° 55.5' S, 62° 03' O) se forman ESIAM típicas de la zona supramareal, caracterizada por inundación de mareas de sicigia o eventos de tormenta. Así, se reconocieron biolaminitas formadas por delgadas láminas de sedimentos finos (< 1cm) alternadas por finas láminas de sedimentos más gruesos reflejando diferentes grados de energía (condiciones de calma y de tormenta). Además se identificaron grietas de desecación, burbujas, dobleces y fragmentos de matas, depresiones y remanentes erosivos, entre otras estructuras microbianas. Por otra parte, Paso Seco (40° 33' S, 62° 14' O) es un canal de marea antiguo que se inunda sólo en excepcionales ocasiones, cuando coincide un evento de tormenta con fuertes vientos en condiciones de sicigia. El antiguo fondo del canal está colonizado actualmente por gruesas matas microbianas que toleran las fuertes corrientes de marea que ingresan esporádicamente. La característica más importante es la flexibilidad de las matas, que sufren deformaciones, generando roturas, plegamientos y ondulaciones como consecuencia de la energía del agua.

En los sitios arqueológicos La Olla y Monte Hermoso I y en el yacimiento paleoicnológico de Pehuen-Có se reconocieron estructuras en sedimentos del Holoceno temprano que fueron asignadas a ESIAM fósiles. En estos sitios se ha conservado, con inusual grado de preservación, el registro fósil de huellas (correspondientes a homínidos, aves y megamamíferos), restos óseos, como así también restos arqueológicos orgánicos (madera). Las matas microbianas generadoras de las ESIAM y sus características de impermeabilidad, elasticidad, estabilización del sustrato, resistencia a la erosión y temprana cementación carbonática, permitieron explicar el buen grado de preservación de los registros mencionados.

En este trabajo se comparan los rasgos y estructuras sedimentarias inducidas por la actividad microbiana en ambientes actuales costeros con las de registros fósiles. Como resultado, se destaca la presencia en ambos registros de 1) la formación de biolaminitas; 2) contacto neto entre matas y arenas a arenas limosas; 3) diatomitas en capas finas; 4) calcos de estructuras previas por bioestabilización o revestimiento de objetos; 5) grietas de desecación; 6) fragmentos de matas; 7) deformaciones y plegamientos de estratos; 8) burbujas por entrapamiento de oxígeno generado por cianobacterias; 9) textura de piel de elefante. Asimismo, los análisis por microscopía electrónica en muestras del ambiente moderno y fósil permitieron identificar la interrelación de microorganismos (cianobacterias y diatomeas) con los sedimentos, así como la presencia de sustancias poliméricas extracelulares (SPE) generadas por los microorganismos, y filamentos de cianobacterias. También se han identificado en ambos ambientes la presencia de pirita, mineral autigénico como producto de actividad microbiana.

Es importante resaltar que la identificación de matas microbianas en depósitos fósiles es de significativa importancia ya que su existencia está íntimamente relacionada con la paleo-hidrodinámica del área de formación. Por un lado, las matas microbianas enmascaran la energía del ambiente ya que producen una bioestabilización de los sedimentos soportando mayores velocidades de corriente que los sedimentos desnudos. Por otro, se destaca que los microorganismos colonizan los sedimentos en condiciones de baja energía y fundamentalmente baja tasa de sedimentación, pero una vez formadas, las matas microbianas pueden resistir importantes eventos de gran energía. Finalmente, se remarca la importancia de distinguir las estructuras bio-inducidas de aquellas de origen mecánico generadas por efectos físicos durante y después de la depositación. En este sentido, se propone la reinterpretación de las estructuras mecánicas descritas en afloramientos del área, las que fueron vinculadas con procesos de transporte y sedimentación en sectores de baja energía de un paleoambiente fluvio-lagunar. La íntima relación de ESIAM con ambientes mareales a perimareales silicoclásticos, permitiría proponer en su lugar el desarrollo de un paleoambiente costero.

GENERACIÓN DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACIÓN Y SU ANÁLOGO FÓSIL

D.G. Cuadrado^{1, 2}, E.A. Gómez^{1, 3}, L.A. Raniolo^{1, 4}, L. Maisano^{1, 2} y J. Pan⁵

¹IADO-CONICET, Bahía Blanca, cuadrado@criba.edu.ar

²UNS, Dto Geología, Bahía Blanca

³UTN, Facultad Regional Bahía Blanca, Bahía Blanca, gmgomez@criba.edu.ar

⁴UNS, Dto Ingeniería, Bahía Blanca, syraniolo@yahoo.com

⁵IIMyC- CONICET/UNMdP

En Paso Seco (40°33'S; 62°14'O), ubicado en cercanías de Bahía San Blas al sur de la provincia de Buenos Aires, se ha reconocido la colonización de sedimentos por microorganismos (fundamentalmente cianobacterias y diatomeas), formando espesas matas microbianas. Estas planicies corresponden al fondo de un canal de marea antiguo que actualmente se inunda con la entrada de la marea en condiciones extremas. Las matas microbianas tienen un espesor de 1 a 2 cm, tapizando sedimentos arenosos (arena fina-media) que contienen biolaminitas. Las matas microbianas propiamente dichas están formadas por un entretrejo de filamentos celulares de cianobacterias que atrapan y aglutinan sedimentos finos, cubierto por un biofilm de diatomeas. Esta trama fibrilar le proporciona una importante cohesión sumado a una gran elasticidad debido a la presencia de sustancias poliméricas extracelulares (EPS). Ello se combina para dar una alta resistencia mecánica con una muy baja permeabilidad, que incluso inhibe el escape de gases que se producen por debajo de la mata.

Estudios recientes permitieron comprobar que en determinadas condiciones, cuando en la costa las olas superan los 2 m de altura y el nivel del mar sobrepasa una espiga costera, el agua de mar ingresa a la zona de estudio. En general, durante el invierno, la planicie se inunda varias veces por una corriente de marea que le imprime especiales características a los sedimentos. Como consecuencia del esfuerzo tangencial que produce la corriente de agua sobre la mata microbiana, ésta se deforma notablemente conformando pliegues, dobleces e incluso enrollamientos de matas. Por otra parte, la muy baja permeabilidad de las matas microbianas separa al sustrato de la atmósfera, protegiendo al sedimento de la pérdida de humedad y constituyéndose así en un acuífero confinado. La presión del agua de poro de este acuífero está dada principalmente por la presión hidráulica generada por la mayor altura de la zona de recarga (médanos) durante los períodos de lluvia; a lo que se suma la presión hidrostática cuando el mar invade el sector. Es así que, cuando la presión del agua de poro supera a la del peso sumergido del sedimento, se produce la licuefacción de los materiales subyacentes, lo que permite que los mismos fluyan conjuntamente con la deformación de la mata microbiana en superficie, provocada por la acción de la corriente.

Por otro lado, en el registro sedimentario que se encuentra en los acantilados marinos en cercanías de Farola Monte Hermoso (38°58'40"S; 61°41'O) estudiado por Zavala y Navarro (1993), se podría inferir el mismo proceso de formación. Estos autores estudiaron un espesor de más de 6 m de sedimentitas e infirieron un origen fluvial como una primera interpretación. Específicamente en la Formación Monte Hermoso se encuentran unas estructuras deformadas definidas como "sand rolls, generadas por la licuefacción del sedimento circundante". Una probable causa brindada por los autores es la "repetición cíclica de shocks sísmicos", aunque reconocen que este origen es poco probable por presentarse en un margen tectónicamente pasivo. El afloramiento, fundamentalmente las secuencias alternadas de material fino y grueso, fue descripto con mucho detalle y el proceso de formación fue interpretado como correspondiente a la dinámica fluvial de ríos fangosos de alta sinuosidad con elevada carga en suspensión. Estas secuencias heterolíticas coinciden con lo que se conoce como biolaminitas y esta fábrica sedimentaria respondería a la colonización de los sedimentos por matas microbianas. La génesis de las estructuras deformadas registradas en la Formación Monte Hermoso podría responder a la presión hidrostática ejercida por la entrada del mar sobre una planicie colonizada por matas microbianas de manera análoga a la estudiada en Paso Seco. Este trabajo propone continuar sobre esta línea de investigación para refinar el paleoambiente de formación y poder confirmar la génesis de dichas estructuras de deformación.

Zavala, C. y E. Navarro, 1993. Depósitos fluviales en la Formación Monte Hermoso (Plioceno inferior-medio). Provincia de Buenos Aires. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos* Actas II: 236-244, Mendoza.

LA FORMACIÓN MONTE LEÓN (MIOCENO TEMPRANO) COMO EJEMPLO DE SISTEMAS SEDIMENTARIOS TRANSICIONALES-REGRESIVOS DE PATAGONIA AUSTRAL

J.I. Cuitiño¹, V. Krapovickas², M.S. Raigemborn³, L. Zapata³ y J.C. Fernicola⁴

¹IPGP, CENPAT-CONICET, jcuitino@cenpat-conicet.gob.ar

²IDEAN-CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, UBA, vkrapovickas@gl.fcen.uba.ar

³CIG, CONICET-UNLP, msol@cig.museo.unlp.edu.ar, lzapata@cig.museo.unlp.edu.ar

⁴MACN-CONICET, Universidad Nacional de Luján, jctano@yahoo.com.ar

Los depósitos sedimentarios costeros son el resultado de la interacción de procesos marinos y continentales, los que suelen modificarse rápidamente tanto en el espacio como en el tiempo. Esto implica que su interpretación en el registro fósil sea algo compleja, más aun considerando que los modelos de facies tradicionales están concebidos para los *end-members* de cada proceso sedimentario (oleaje, mareas, fluviales). Los depósitos silicoclásticos del Mioceno temprano de Cuenca Austral (SE de Santa Cruz, Patagonia austral) muestran muy buenas exposiciones en los acantilados costeros a lo largo de una transecta N-S de 65 km entre el Parque Nacional Monte León (~100 metros de potencia) y el río Coyle (escasos metros de potencia). Éstos consisten en depósitos regresivos marinos de la Formación Monte León y depósitos transicionales a continentales de la Formación Santa Cruz. El objetivo de este trabajo es describir e interpretar las asociaciones de facies (AF) sedimentarias de la fase regresiva y contextualizarlas en un esquema estratigráfico integrado, con el fin de entender el arreglo espacio-temporal de los procesos sedimentarios que actuaron durante la regresión marina.

Se definieron 10 AF: AF1: Depósitos de *shoreface* inferior (5m mínimo): areniscas finas con abundante fango totalmente bioturbadas. Invertebrados marinos diversos, autóctonos y dispersos. Índice de Bioturbación (IB): 5-6. Icnosociación de alta diversidad: *Thalassinoides*, *Roselia*, *Planolites*, *Palaephycus*, *Asterosoma*, *Chondrites*, *Teichichnus*, *Cylindrichnus*, *Taenidium*. AF2: Frente deltaico distal (5-15m): depósitos fangosos, con IB: 0-1 (e.g., *Planolites* aislados), con intercalaciones de delgadas capas de areniscas finas con laminación ondulítica (Sr) de corriente unidireccional o laminadas (Sh). Arreglo estratocreciente. AF3: Frente deltaico proximal/barras de desembocadura (5-10 m): intercalaciones decimétricas de fangolitas macizas (Fm) y Sh/Sr finas, con arreglo estratocreciente. IB: 0-1. Niveles con importante deformación sinsedimentaria. AF4: Canales de marea/canales distributarios deltaicos (1-5 m): areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada (Sp, St) o Sh, de base erosiva y arreglo interno grano y estratodecreciente. IB: 0-1, dominado por *Ophiomorpha* y localmente *Phycosiphon*. Se asocian con depósitos residuales compuestos por areniscas finas a medianas, con bioclastos fragmentados. Presencia de *Gastrochaenolites* sobre superficies erosivas (*firmgrounds*) AF5: Planicies fangosas intermareales, lagunas costeras o bahías interdistributarias (5-10 m): Fm o fangolitas laminadas (Fl) con delgadas intercalaciones de Sr/Sh. Escasa bioturbación (IB: 0-1) representada por ejemplares aislados de *Ophiomorpha*. Intercalan bioestromas mono-específicos de *Crassostrea orbigny* articuladas y en posición de vida. AF6: Canales de marea fangosos (2-4 m): depósitos heterolíticos inclinados compuestos por areniscas finas a fangolitas (Sr, Sh, Fl, Fm). Niveles con ritmicidad mareal. Icnosociación de baja diversidad y abundancia (IB: 0-3), constituida por *Skolithos*, *Palaephycus*, *Teichichnus* y *Planolites*. AF7: Planicies de marea de mar abierto (10-15 m): depósitos heterolíticos con influencia mixta de tormentas y mareas. Bioturbación variable (IB: 2-4), representada por *Asterosoma*, *Schaubcylindrichnus*, *Skolithos*, *Palaephycus* y *Thalassinoides*. Localmente niveles altamente bioturbados por *Macaronichnus*. AF8: Depósitos continentales fluviales (10 m como mínimo): dominados por fangolitas y areniscas finas pedogenizadas. IB: 1.

La distribución de las AF reconocidas indica una regresión desde depósitos marinos abiertos (AF1) en la parte inferior hasta depósitos costeros con influencia fluvial, de oleaje y de mareas (AF2-7), y finalmente depósitos continentales (AF8). En paralelo, se reconoce una marcada reducción del grado de bioturbación e icnodiversidad. Se reconocen a su vez variaciones en los procesos sedimentarios a lo largo de la línea de (paleo) costa (N-S). La abundancia de depósitos fangosos y las tendencias estratocrecientes de algunos sectores indican sedimentación en sistemas deltaicos. Lateralmente se registra la presencia de planicies de mareas fangosas de mar abierto con influencia de mareas y tormentas. Se reconocieron variaciones locales que representan subambientes litorales protegidos (bahías interdistributarias?) en donde la influencia de las mareas ha sido más importante, expresado en el desarrollo las AFs 4 a 7. El análisis paleoambiental a gran escala de la parte superior de la Formación Monte León e inferior de la Formación Santa Cruz da cuenta de la complejidad intrínseca de estos sistemas y representa un paso inicial en la comprensión de los procesos sedimentarios que dominaron las costas patagónicas durante el Mioceno temprano. Trabajos de detalle actualmente en desarrollo permitirán refinar el modelo paleoambiental propuesto.

TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN EN EL *PATAGONIAN BROKEN FORELAND* A LOS 40° S: CONTROLES EXTERNOS Y PERSPECTIVAS FUTURAS PARA EL ANÁLISIS DE CUENCAS DE ANTEPAÍS

L. D'Elia¹, A. Bilmes², M. López¹, J. Bucher¹, M. García¹, M. Hernández¹, N. Scivetti¹,
M. Monti¹, D. Funes y J. Franzese¹

¹*Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-UNLP, La Plata, Argentina, ldela@cig.museo.unlp.edu.ar*

²*Instituto de Geología y Paleontología, CONICET-CENPAT, Puerto Madryn, Argentina, abilmes@cenpat-conicet.gob.ar*

Las cuencas de antepaís del retroarco andino constituyen uno de los mayores sistemas de preservación y transferencia de sedimentos del mundo, conformando un "caso-tipo" para su análisis. En este marco geotectónico, dos tipos de cuencas fueron identificadas: cuencas de antepaís de retroarco *s.s.* y cuencas de antepaís fragmentado. Para el primer caso, los procesos que controlan el espacio de acomodación y la tasa de suministro de sedimentos han sido documentados y estudiados en numerosos trabajos previos. En cambio, para las cuencas de antepaís fragmentado, existen importantes interrogantes entorno al marco tectono-sedimentario en el cual el espacio de acomodación y los procesos sedimentarios se generan y evolucionan. El retroarco neuquino representa un lugar clave para analizar la evolución tectónica y los patrones de sedimentación de un antepaís fragmentado, ya que se encuentra compartimentalizado en diferentes cuencas intermontanas de excelente preservación. En este trabajo se presenta un análisis estructural, sedimentológico y tectono-estratigráfico de una de estas cuencas intermontanas, a los efectos de determinar relaciones entre tasa de aporte y tasa de acomodación del relleno y establecer pautas evolutivas para el retroarco andino a esta latitud.

A los 40°S, dentro del Antepaís Fragmentado Patagónico, el Macizo de Sañicó constituye un bloque de basamento elevado, limitado y segmentado por fallas inversas que determinan internamente un conjunto de depocentros intermontanos asociados a una estratigrafía neógena. En la presente contribución se realiza un análisis morfoestructural, estructural y tectono-estratigráfico del Macizo de Sañicó, particularmente de uno de los bajos intermontanos internos: la cuenca de Piedra del Águila. Esta depresión de forma triangular y 10 km de ancho, desarrollada entre altos de basamento pre-neógenos de distintas orientaciones (N-S, NE-SW y E-W), se encuentra a su vez compartimentalizada por altos internos menores en dos sub-cuencas: norte y sur. Las unidades que conforman el relleno están integradas por rocas volcánicas, volcánicas y silicoclásticas del Mioceno-Plioceno, parcialmente cubiertas por lavas basálticas del Plioceno.

Sobre la base del reconocimiento de superficies de discontinuidad de gran escala, el relleno fue dividido en 5 tectono-secuencias (TS). La TS-I corresponde a una secuencia inter-cinemática constituida por depósitos aluviales silicoclásticos, alojados solo en la sub-cuenca sur. Las TS-II y TS-III corresponden a sucesiones de paleosuelos formados sobre un material parental volcánico, depositados en ambientes sedimentarios de bajo gradiente y alta agradación. Estas secuencias se encuentran en ambas sub-cuencas, y presentan evidencias de depositación sin-cinemática (estratos de crecimiento y discordancias progresivas). La TS-IV se caracteriza por una sucesión inter-cinemática, fuertemente agradante, que se desarrolló en ambas sub-cuencas. Está constituida por rocas volcánicas, asociadas a ambientes lacustres y depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas. La TS-V está constituida por una sucesión post-cinemática, desarrollada sólo en la sub-cuenca norte en un contexto degradacional, caracterizada por depósitos aluviales.

El análisis de la cuenca intermontana Piedra del Águila permite realizar una serie de consideraciones que serán abordadas con mayor detalle en trabajos futuros, entre ellas se destacan: (i) la depresión intermontana presenta una evolución tectónica mio-pliocena de carácter multiepisódica; (ii) durante la evolución de la cuenca existe diferente *timing* entre las estructuras de borde y las estructuras internas, las cuales condicionan la depositación del relleno en forma sin-cinemática, inter-cinemática y post-cinemática; (iii) los controles externos como: fábrica del basamento, tectónica, volcanismo y clima, determinaron de diferente forma el espacio de acomodación y el aporte para cada tectono-secuencia; y (iv) el análisis de la asociación de tectono-secuencias evidencia, por un lado, diferentes condiciones entre la tasa de crecimiento del relieve tectónico y la tasa de relleno de la cuenca, mientras que por el otro, diversas formas de generación de espacio de acomodación: local y regional. La comparación de este caso de estudio con diferentes depocentros del antepaís neuquino, pone en evidencia la necesidad de repensar cómo definir y estudiar a las cuencas del antepaís andino.

ERUPCIONES Y EXPLOSIONES HIDROTERMALES HOLOCENAS E HISTÓRICAS DEL HUMAZO, CAMPO GEOTERMAL DOMUYO: DINÁMICA Y MODELOS ERUPTIVOS

L. D'Elia¹, I. Hernando¹, G. Páez², I. Petrinovic³ y G. Vilarrosa^{4, 5}

¹Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-UNLP, ldelia@cig.museo.unlp.edu.ar

²Instituto de Recursos Minerales, CIC-UNLP

³Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, CONICET-UNC

⁴Instituto de Investigaciones en Biodiversidad y Medio Ambiente, CONICET-UNCOMA

⁵CRUB, Universidad Nacional del Comahue

Las erupciones y explosiones hidrotermales representan eventos eruptivos explosivos cuya energía proviene únicamente de la vaporización violenta de las aguas presentes en un sistema geotermal activo, sin la intervención directa de un cuerpo de magma en ascenso. Aunque estos episodios no representan procesos eruptivos importantes dentro del espectro de eventos vinculados a la peligrosidad volcánica, su potencial carácter cíclico y su relativa independencia con los sistemas magmáticos, los proponen como fenómenos de vulnerabilidad durante los periodos inactividad volcánica. *Hot-springs* y *geisers* constituyen los principales atractivos turísticos dentro de numerosos campos geotermales en todo el mundo. Dentro del Área Natural Protegida Domuyo, el sistema Humazo-Aguas Calientes no escapa a esta situación. Este marco geológico-social pone en evidencia la necesidad de avanzar sobre el conocimiento de la dinámica eruptiva de las manifestaciones geotermales de la zona.

El Complejo Volcánico Domuyo se encuentra enmarcado en el sector austral de la Zona Volcánica Sur. El Campo Geotérmico Domuyo está localizado en el flanco occidental del Cerro Domuyo, vinculado espacialmente a domos y coladas dómicas del Pleistoceno superior. El campo geotermal presenta 7 centros principales, uno de ellos denominado "El Humazo", el cual recientemente ha desarrollado erupciones hidrotermales en los años 2003, 2007 y 2012. En el presente trabajo sobre la base del mapeo geológico y estructural, en conjunto con el análisis sedimentológico y de facies de los productos eruptivos y la recopilación de fuentes orales y escritas, se presentará una caracterización de la historia eruptiva, en donde fueron reconocidos diferentes tipos de dinámica y modelos eruptivos.

La manifestación presenta una estratigrafía compleja que se desarrolla sobre el piso del Arroyo Machana Covunco, sobre un basamento de rocas volcánicas mesozoicas. El registro eruptivo se asocia a un sistema de múltiples cráteres, con geometrías de diatremas, desarrollados a lo largo de unos 500 m, en donde se reconocieron depósitos asociados a erupciones y explosiones holocenas, como así también, depósitos vinculados a episodios de las últimas décadas. Sobre la base de la distribución de los depósitos de la manifestación El Humazo, se pueden diferenciar tres zonas: (i) zona occidental, conformada por depósitos de brechas de caída y depósitos de corrientes piroclásticas, vinculados a eventos eruptivos holocenos, precedidos por depósitos de terrazas de travertinos; ii) zona media, caracterizada únicamente por la presencia de depósitos de terrazas de travertino, sin participación de depósitos eruptivos; y iii) zona oriental, dominada por el desarrollo de un sistema de cráteres hidrotermales con registro actividad holocena e histórica: depósitos de brechas, lapilli y ceniza de caída y depósitos de corrientes piroclásticas. La composición de los depósitos muestra ausencia de clastos juveniles y una proveniencia del *bedrock* y depósitos de *hotspring*. Las características geomorfológicas y de las facies permitieron definir diferentes centros eruptivos con facies de conducto y facies construccionales mayoritariamente constituidas de brechas. El análisis de reportes orales y fuentes escritas, en conjunto con comparación de imágenes Landsat 7 ETM+ correspondientes a días previos y días posteriores a los eventos, demuestran que los episodios eruptivos se desarrollaron de manera súbita generando columnas no sostenidas o de corta vida, de hasta 300 metros de altura, con una distribución máxima de 48.000 m², reconocida en el campo como los depósitos delgados de ceniza. A diferencia de la erupción del 2003, los eventos eruptivos de 2007 y 2012 fueron de menor magnitud. La manifestación El Humazo registra la evolución de un sistema geotermal desde una etapa no-explosiva, donde las surgencias termales generaron grandes terrazas de travertinos, hacia una etapa explosiva caracterizada por un complejo de cráteres alineados en dirección E-W, asociados a la intersección de 2 sistemas de fracturas. Erupciones y explosiones ocurrieron de forma puntuada durante el holoceno y tiempos históricos. El análisis sedimentológico indica niveles de fragmentación somero dinamizados por una rápida vaporización de un sistema abierto bajo un estado de sobrepresión meta-estable. La dinámica eruptiva puede ser definida como eventos explosivos o eruptivos de corta vida, mayoritariamente dominados por la producción de eyectos balísticos y brechas de caída y minoritariamente desarrollo de corrientes piroclásticas y caída de ceniza en un radio menor a 500 m. Los resultados obtenidos podrían constituir un recurso para la organización, manejo y desarrollo de una explotación segura y sustentable del recurso turístico.

CALIDAD Y CANTIDAD DE SEDIMENTO EROSIONADO POR VIENTO EN FUNCIÓN DEL CONTENIDO DE HUMEDAD INICIAL DEL SUELO

L.A. de Oro¹, J.C. Colazo² y D.E. Buschiazzi^{1,3}

¹INCITAP (UNLPam-CONICET), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, laurideoro@yahoo.com.ar

²INTA EEA San Luis, Villa Mercedes, San Luis, Argentina, jccolazo@gmail.com

³INTA Anguil. (6326) Anguil, La Pampa, Argentina, buschiazzi@agro.unlpam.edu.ar

La humedad del suelo es uno de los factores más determinantes de su erodabilidad por el viento. El contenido hídrico de la superficie del suelo que definirá el inicio del proceso erosivo será menor en suelos de texturas gruesas que en suelos de texturas finas, incrementándose con la velocidad del viento. La calidad y cantidad del sedimento erosionado serán condicionadas por la velocidad del viento, textura del suelo y contenido de humedad en los primeros mm del suelo. El objetivo de este trabajo fue medir la cantidad y calidad de sedimento erosionado por el viento en dos suelos de texturas diferentes partiendo de su contenido de humedad inicial (secado durante 24 hs al aire), a tres velocidades de viento. El experimento se realizó en un túnel de viento portátil utilizando dos suelos con diferente textura y contenido de materia orgánica (MO): a) franco arenoso (13% arcilla -A-, 24 % limo -L-, 42,9 arena fina -Af- y 16,5 arena gruesa -Ag-, 3,7 % MO y el contenido inicial de humedad promedio 1,9 % - Θ -; b) arenoso franco (7,5% A, 11,9 % L, 56 % Af, 24,4 % Ag, 1,5 % MO y Θ 2,3 %). Se utilizaron muestras sin disturbar de los primeros 20 cm. Las simulaciones se realizaron con velocidades de 2,1; 8 y 10,5 m s⁻¹ (a 0.6 m de altura) durante tres minutos. La cantidad de sedimento erosionado se recolectó al final de túnel en tarjetas autoadhesivas colocadas a una altura de 5,7 cm desde la superficie y se utilizó un contador de partículas laser modelo Malvern Mastersizer 2000 para determinar la calidad textural del sedimento erosionado. Los datos se analizaron mediante análisis de regresión y estadística descriptiva. Se encontró una relación potencial positiva entre la cantidad de sedimento erosionado y la velocidad de viento, independientemente del suelo ($Y = 14,2 x^{0,4}$, $p < 0,01$). Esto indica que a medida que se incrementa la velocidad del viento la cantidad de sedimento que se erosiona es mayor, independientemente de la textura del suelo y del Θ . A las tres velocidades de viento, la cantidad de sedimento erosionado fue mayor en el suelo arenoso franco que en el suelo franco arenoso, siendo los valores para la menor velocidad 0,025 g y 0,009 g, para la velocidad media 0,37 y 0,31 y para la máxima 0,47 g y 0,31 g, respectivamente. En ambos suelos las fracciones texturales que más se erosionaron fueron arena fina y limo, y en menor medida arena gruesa y arcilla, tendencia que se mantuvo para las tres velocidades de viento, pero difirió en los valores absolutos según el tipo de suelo. Para el suelo arenoso franco el sedimento erosionado según la fracción textural fue: 0,23 g en Af, 0,04 g en L y 0,007 g en Ag y A, mientras que para el suelo franco arenoso fue: 0,12 g en Af, 0,06 g en L, 0,013 g en Ag y 0,011 g en A, en promedio para las tres velocidades de viento. Al comparar los valores iniciales de las diferentes fracciones texturales con las pérdidas en cada suelo observamos que los mayores cambios se produjeron en el arenoso franco, lo que demostraría su mayor susceptibilidad a ser erosionado por el viento y a sufrir posibles cambios texturales. Podemos concluir que el suelo de textura más gruesa que contiene inicialmente menor Θ es el suelo que más se ve afectado cuali- y cuantitativamente por el proceso de erosión eólica.

RETROGRADACIONES CONTROLADAS POR LA TECTÓNICA EN LA CUENCA MIOCENA ANDINA DE LOS VALLES CALCHAQUÍES, NOROESTE ARGENTINO

C. del Papa¹, P. Payrola², F. Hongn², M. Do Campo³, S. Kruger¹ y A. Lapiana¹

¹CICTERRA, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina, delpapacecilia@yahoo.com, a.lapiana@outlook.com, sandrakruger85@hotmail.com

²Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO), CONICET-UNSa, ppayrola@gmail.com, fhongn@aol.com

³INGEIS (CONICET – Universidad de Buenos Aires) y FCEyN - U.B.A. Pabellón INGEIS, Buenos Aires, Argentina, Docampo@ingeis.uba.ar

En los últimos años numerosos trabajos se han enfocado en comprender las complejas interacciones entre tectónica- sedimentación y en la arquitectura estratigráfica resultante de las mismas. El espacio de acomodación puede estar controlado por la tasa de crecimiento de una estructura que también modifica la pendiente y la energía del sistema dando como resultado cambios en las facies y arreglos sedimentarios. En sucesiones sedimentarias antiguas estas relaciones no siempre resultan evidentes y representan un verdadero desafío en el análisis de cuencas. En esta contribución se presentan los estudios realizados en los depósitos miocenos del antepaís andino en los Valles Calchaquies con el fin de discutir los factores que produjeron modificaciones en la acomodación y que se ven reflejados en cambios de los ambientes sedimentarios.

Las formaciones Angastaco (Mb. Tin Tin y Mb. Las Flechas) y Palo Pintado comprenden los depósitos miocenos, contemporáneos con la deformación andina en los Valles Calchaquies, los que en conjunto tienen espesores entre 5.000 m en Angastaco y 1.700 en Tonco. El pasaje entre el Miembro Las Flechas (14 Ma – 10 Ma) y la Fm. Palo Pintado (10 Ma – 5 Ma) está representado por una rápida transición, que en la mayoría de los casos se resuelve en pocos metros de espesor. Los ambientes sedimentarios involucrados consisten, desde la base a techo en: sistemas fluviales entrelazados areno-conglomerádicos, sistemas fluviales meandriformes, sistemas fluviales gravosos asociados a abanicos aluviales y sistemas meandriformes/pantanos. Por otro lado, las paleocorrientes muestran un marcado cambio desde oeste-este en la Formación Angastaco a norte-sur en la Formación Palo Pintado.

La evolución de estos ambientes sedimentarios sugiere una historia compleja de cambios en el nivel de base estratigráfico (acomodación/aporte sedimentario – A/S), que en ambientes tectónicamente activos pueden ser generados tanto por factores tectónicos como climáticos o por una combinación de ambos.

La integración de resultados de paleoambientes sedimentarios, paleocorrientes, procedencia y de la aplicación de multi-indicadores climáticos basados en datos geoquímicos y mineralogía de arcillas, se contrastan con los datos surgidos del modelado cinemático de las fallas que podrían haber estado activas durante la sedimentación.

El estudio realizado para las formaciones Angastaco (Mb. Las Flechas) y Palo Pintado indican que los cambios en las facies y ambientes sedimentarios que generan un arreglo estratigráfico retrogradante son el resultado de modificaciones en la acomodación inducidos por factores tectónicos más que climáticos, contrariamente a lo que se ha propuesto hasta el presente.

CARACTERIZACIÓN MORFOSEDIMENTARIA DEL CAMPO DE DUNAS DE MEDANITOS, BOLSÓN DE FIAMBALÁ, CATAMARCA

M.N. Deri¹ y P.L. Ciccioli^{1, 2}

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, maximiliano.deri@gmail.com

²IGeBA, Universidad de Buenos Aires, CONICET, Argentina, ciccioli@gl.fcen.uba.ar

El Campo de Dunas de Medanos (CDM) se desarrolla en el Bolsón de Fiambalá, entre los 27° y 28° de LS y 68° y 67° de LO, en el centro-oeste de Catamarca. Este valle es uno de los depocentros cenozoicos del antepaís fracturado andino que limita al oeste con el Sistema de Famatina, al este con las Sierras Pampeanas Noroccidentales y al norte con la Puna, y se encuentra dominado por sedimentación pedemontana, aluvial, fluvial y eólica bajo condiciones áridas. En esta contribución se presenta una caracterización morfo-sedimentológica del CDM a partir del análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas y de 46 muestras de sedimentos superficiales analizadas mediante tamizado (fracción arenosa) y calibre (fracción gravosa). Los parámetros granulométricos estadísticos se calcularon por el método de momentos para la media y selección, y las fórmulas propuestas por Folk y Ward (1957) para el resto de los parámetros.

En el CDM se han diferenciado tres unidades morfológicas: una planicie de interacción fluvio-eólica, zonas de manto eólico, y áreas de dunas e interdunas. En la primera se agrupan los depósitos de la planicie del río Fiambalá que interactúan con los procesos eólicos dominantes. Allí se encuentran ondulas fluviales y eólicas, ambas con un tamaño de grano promedio y modal en arena fina ($2,56\phi$ - $2,97\phi$), selección moderada a pobre ($\sigma = 1,0$), aunque las primeras presentan hasta un 18% de material fino ($<53\mu$). Las zonas de interduna y manto eólico son áreas de diferente extensión y posición relativa dentro del CDM, pero en las que se han encontrado idénticas geoformas con características texturales similares, distinguiéndose áreas sujetas a deflación, ondulas eólicas y mesoformas. Las áreas de deflación se caracterizan por la ausencia de geoformas de acumulación bien desarrolladas, y presentan una capa superficial con abundantes fragmentos pumíceos de hasta 4 cm de diámetro. Texturalmente consisten en arenas medianas ($\mu = 1,65\phi$) con tamaño modal en arena fina ($2,76\phi$). Se encuentran muy pobremente seleccionadas ($\sigma = 2,19$) con distribuciones unimodales y bimodales, desde leptocúrticas a platicúrticas, pero todas ellas con asimetría negativa ($Sk = -1,01$) y hasta un 5% de material fino ($<53\mu$). Dentro de las ondulas eólicas, que son las geoformas de acumulación de menor porte pero de mayor cobertura areal encontradas en el CDM, se distinguieron tres variedades. Las ondulas de gránulo, de hasta 8 cm de altura, que granulométricamente consisten en arenas gruesas ($\mu = 0,17\phi$) pobre a moderadamente seleccionadas ($\sigma = 1,03$), con una moda superior al 25% de arena muy gruesa ($-0,29\phi$). Presentan una distribución unimodal con asimetría a finos ($Sk = 1,71$) y un $\phi 1\%$ que se ubica en arena muy gruesa - sábulo ($-2,0$ - $-0,62\phi$). Los granos de mayor tamaño se componen de fragmentos pumíceos de hasta 1 cm de diámetro. Otro tipo de ondulas eólicas son las de arena mediana ($\mu = 1,64\phi$), sólo presentes en la zona de manto eólico. Las mismas se encuentran pobremente seleccionadas ($\sigma = 1,15$), y su distribución es simétrica ($Sk = 0,25$), platicúrtica, y polimodal con moda principal en arena gruesa ($0,87\phi$) y un $\phi 1\%$ correspondiente a arena muy gruesa ($-0,75\phi$). Finalmente, las ondulas de arena fina ($\mu = 1,64\phi$), sólo encontradas en las áreas de interdunas, están mejor seleccionadas que las anteriores (moderada selección, $\sigma = 0,56$), con una distribución simétrica ($Sk = 0$), mesocúrtica, y unimodal, y un $\phi 1\%$ que se ubica en el tamaño arena mediana ($1,15\phi$). Dentro de las mesoformas se incluyen las acumulaciones eólicas ancladas a la vegetación como las sombras de arena, de hasta 1,5 m de altura y 6 m de longitud; y los *zibars* de 1 m (excepcionalmente 2,5 m) de altura y hasta 8 m de longitud. Texturalmente son arenas finas ($\mu = 2,53\phi$), moderada a moderadamente bien seleccionadas ($\sigma = 0,71$), con una distribución unimodal mesocúrtica simétrica ($Sk = 0,10$) y un $\phi 1\%$ entre arena mediana a gruesa ($0,77\phi$ - $1,25\phi$). Por su parte, el área de dunas se compone de aquellas tipo barján y con crestas barjanoides, cuyas alturas oscilan entre los 3 y 8 m, y su longitudes de onda entre los 50 - 200 m, con una extensión lateral entre los 150 - 500 m. Dentro del CDM se distinguieron zonas donde predominan un tipo de dunas sobre otras, pero que analizadas texturalmente en conjunto presentan una distribución unimodal mesocúrtica con moda en arena mediana ($1,78\phi$), y valores del $\phi 1\%$ correspondientes a arena gruesa ($0,63\phi$), diferenciándose las caras de avalancha con una granulometría promedio en arena mediana ($\mu = 1,66\phi$) y moderadamente bien seleccionadas ($\sigma = 0,58$), mientras que para las crestas y bases de las dunas el tamaño de grano promedio es arena fina ($\mu = 2,16\phi$) con selección moderada ($\sigma = 0,73$).

Texturalmente el CDM presenta una impronta composicional debido a la abundancia de fragmentos pumíceos de baja densidad ($0,7\text{g/cm}^3$) que estaría permitiendo que el agente eólico transporte partículas ligeramente mayores a 1ϕ (arena mediana), tamaño de grano máximo teórico que podría transportar el viento por saltación. Estos fragmentos pumíceos de mayor tamaño serían llevados hasta el CDM durante eventos de crecida fluvial que invaden las zonas de manto eólico e interduna y luego serían retransportados por el viento.

DINÁMICA DEPOSITACIONAL Y MEDIDAS DE MITIGACIÓN PARA EL AVANCE DEL CAMPO DE DUNAS DE MEDANITOS, BOLSÓN DE FIAMBALÁ, CATAMARCA

M.N. Deri¹ y P.L. Ciccioli^{1, 2}

¹*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, maximiliano.deri@gmail.com*

²*IGeBA, Universidad de Buenos Aires, CONICET, Argentina, ciccioli@gl.fcen.uba.ar*

En los valles intermontanos del noroeste argentino predominan las acumulaciones eólicas desarrolladas en diversos ambientes. En particular aquí analizamos el Campo de Dunas de Medanitos (CDM), ubicado en el Bolsón de Fiambalá, uno de los depocentros del antepaís fracturado andino en el centro-oeste de la provincia de Catamarca, entre los 27° y 28° de LS y 68° y 67° de LO aproximadamente. Este valle limita al oeste con el Sistema de Famatina, al este con las Sierras Pampeanas Noroccidentales y al norte con la Puna, y se encuentra dominado por sedimentación pedemontana, aluvial, fluvial y eólica bajo condiciones áridas. Puntualmente las acumulaciones eólicas, que se encuentran sometidas a vientos unidireccionales NNE con una velocidad promedio de 10km/hora (SMN), se desarrollan tanto en los flancos, ascendiendo sobre la Sierra de Fiambalá, como en el centro del valle, donde se destaca el CDM, el cual se extiende desde la localidad homónima hasta la de Saujil al sur, ocupando una superficie de 18 km². El mismo se encuentra formado principalmente por dunas barjans y con crestas barjanoides separadas por áreas de interdunas. Además el CDM es atravesado por el río Fiambalá – Abaucán, reconociéndose un área de interacción eólica-fluvial y una zona de manto eólico.

El CDM resulta de interés dado lo poco que ha sido estudiado, y a su avance sobre los campos de cultivos y hogares de la localidad de Medanitos. Es por ello que en esta contribución se presenta un estudio de la dinámica depositacional del mismo a través del análisis comparativo de una fotografía aérea del año 1982 (IGN), e imágenes satelitales de los años 2002 y 2013 tomadas de Google Earth, complementando con observaciones de campo realizadas durante el mes de mayo de 2015, y se proponen posibles medidas de mitigación para frenar el avance de las arenas eólicas sobre la localidad de Medanitos.

Además de una fluctuación de las áreas del CDM sujetas a interacción con el río Fiambalá, se puede observar que si bien el área ocupada por las acumulaciones arenosas no pareciera haberse extendido, las dunas tipo barján y con crestas barjanoides han estado aumentando sus dimensiones y avanzando sobre antiguas zonas de manto eólico a una tasa promedio de 27,65 m/año hacia el NNE, en coincidencia con la dirección de vientos dominantes. Tales valores se asemejan a los calculados previamente por Viera (1982) de 26 m/año para la región, y resultan superiores a los 7,1 m/año estimados para un campo eólico ubicado en la Meseta de Alxa, Mongolia (Yao *et al.*, 2007), el cual presenta extensión, geoformas eólicas, y condiciones climáticas similares a las aquí estudiadas. Tales resultados evidencian una importante dinámica depositacional para el CDM.

Considerando la problemática del avance de las acumulaciones de arena eólica sobre la localidad de Medanitos, y el daño a los bienes y actividades económicas de sus habitantes, lograr el control de las dunas estudiadas se vería facilitado debido a que los vientos no son excesivamente fuertes, presentan una dirección claramente predominante, y se encuentran acotados lateralmente a la depresión central del valle. Una posibilidad, de conocerse con precisión el caudal de agua del río Fiambalá, y el volumen destinado a consumo diario por parte de los vecinos de Medanitos y de las localidades situadas aguas abajo, sería el control del caudal de agua que atraviesa el CDM a fines de lograr inundar las zonas de interduna y manto eólico. Esta idea se apoya en datos obtenidos a partir de la conversación con una vecina de la zona, quien afirma que el avance de las arenas eólicas se aceleró cuando se bloqueó el curso del río Fiambalá. De esta forma se podría aumentar la cohesión y el porcentaje de limo y arcilla entre los granos de arena, así como también favorecer el crecimiento de la vegetación autóctona existente (algarrobos). Esto sumado a lo que pudiera colocarse para funcionar como barrera temporal, hasta lograr la forestación de la zona con especies autóctonas adecuadas para crecer en tales condiciones ambientales. En este sentido se destacan las especies de algarrobos *Prosopis Flexuosa* y *Prosopis Argentina* Burkart, con probada adaptación al medio. Así se lograría disminuir la cantidad de material arenoso disponible para ser retransportado por el viento, y por ende limitar el avance de las dunas sobre las áreas pobladas.

IGN, Instituto Geográfico Nacional. Fotografía aérea de la zona de Fiambalá y Saujil del año 1980.

SMN, Servicio Meteorológico Nacional. Información climatológica de la localidad de Tinogasta (Catamarca), para el período 1985 – 2014.

Viera, V.O., 1982. Geomorfología (control de médanos). Área: Fiambalá (Provincia de Catamarca). *Proyecto NOA hídrico segunda fase*.

Yao, Z.Y., Wang, T., Han, Z.W., Zhang, W.M. y A. G. Zhao, 2007. Migration of sand dunes on the northern Alxa Plateau, Inner Mongolia, China. *Journal of arid environments*, 70(1), 80-93.

TIDALITAS DE LA FORMACIÓN LIZOITE (CÁMBRICO MEDIO) EN LA SIERRA DE MOJOTORO, CORDILLERA ORIENTAL

G.A. Diez Gómez¹ y M.C. Moya^{1, 2}

¹CIUNSA

²CEGA, INSUGEO, CONICET, Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Geología, Salta, gadiezgo@gmail.com, moyacris@fibertel.com.ar

La Formación Lizoite (Cámbrico medio) es la unidad más antigua del Grupo Mesón, constituido además, por las formaciones Campanario y Chalhualmayoc; el conjunto integra una sucesión clástica de ambiente marino-costero, que sólo aflora en la Cordillera Oriental. La Formación Lizoite presenta un arreglo grano y estrato decreciente y consta de conglomerados de cuarzo y areniscas cuarzosas limpias, color rosado y rosado-morado, con estratificación gruesa y mediana y abundantes entrecruzamientos. Si bien estos depósitos fueron tradicionalmente vinculados con ambientes de marea, los atributos sedimentarios que documentan los procesos tidales involucrados, tuvieron escaso tratamiento. Obras viales en la sierra de Mojotoro, al E de la ciudad de Salta, descubrieron una sección que expone el tramo inferior de la Formación Lizoite, con excepcionales ejemplos de *tidalitas*, entendiéndose por tales, aquellos sedimentos y estructuras sedimentarias acumulados y/o generados bajo la influencia de mareas. Del conjunto de estructuras sedimentarias presentes, se describirán tres ejemplos que documentan el desarrollo de distintos ciclos de mareas.

Sigmoidal tidal bundles. Lentes de 15-30 cm de espesor, con entrecruzamientos tangenciales dobles, formados por duplas de láminas sigmoidales gruesas y finas, de aspecto bandeado. Las láminas gruesas tienen 1 a 8 mm de espesor y están compuestas por arenisca cuarzosa mediana a gruesa (hasta sabulítica) de color rosado claro. Las láminas finas son de arenisca fina limosa, espesor menor a 2 mm y color morado oscuro. El espesor de las láminas claras varía paulatinamente con tendencia creciente hasta alcanzar un espesor máximo, para luego decrecer hasta un mínimo, lo que diseña un ciclo simétrico remarcado por el color de los depósitos: los tramos donde el espesor de las láminas claras es igual o menor al de las láminas oscuras, éstas dan la tonalidad dominante al conjunto; inversamente, los intervalos de color más claro, son aquellos donde las láminas de mayor granulometría tienen mayor espesor. La generación de estas estructuras sigmoidales se da cuando las corrientes de flujo y reflujo tienen velocidades marcadamente asimétricas, lo que da una corriente dominante y otra subordinada (sea de flujo o de reflujo). La corriente dominante transporta el material grueso y si la corriente subordinada es muy débil, el material fino decanta durante los estadios de paramarea (*slack water*). Estas tidalitas se desarrollan en un ciclo de mareas vivas/mareas muertas y se acumulan en canales o márgenes de canales, a partir de la migración de formas de lecho por corrientes relativamente fuertes; el espesor de las duplas refleja cambios en la velocidad y capacidad de transporte del flujo. La presencia de estas estructuras en la Formación Lizoite señala la existencia de un sistema de mareas dominantes y otro subordinado; el sentido de las corrientes dominantes habría sido hacia el oeste-noroeste (en coordenadas actuales), en coincidencia con el sentido señalado por la casi totalidad de otras paleocorrientes medidas.

Tidal bedding. Estratos medianos a gruesos con laminación plano-paralela y marcado bandeamiento, en láminas rosadas y moradas de 0,3 a 2 mm de espesor. Las láminas rosadas son de arenisca mediana y las láminas moradas, de arenisca limosa fina a muy fina; ambas forman duplas bicolores con espesores que varían alternada y rítmicamente, formando ciclos de hasta 1 cm de espesor. Estos ciclos se repiten y agrupan verticalmente en otros distintos de orden mayor (períodos más prolongados), dando un arreglo rítmico característico de la estratificación de mareas. Individualmente, la formación de las duplas laminadas depende de la diferencia en las velocidades de las corrientes de flujo y de reflujo. La corriente dominante (sea de flujo o reflujo) deposita el material más grueso; la granulometría del material depositado por la corriente subordinada, dependerá de la fuerza de ésta y el material pelítico que quede en suspensión, decantará durante la paramarea alta o baja, dando ritmitas heterolíticas de arena/pelita. Las ritmitas de la Formación Lizoite son monolíticas, de arenisca mediana a muy fina, lo que sugiere acumulación a partir de corrientes dominantes y subordinadas, más que por decantación durante la paramarea alta o baja.

Reactivation surfaces. Estratos medianos y gruesos de arenisca cuarzosa y conglomerado de cuarzo, con sets de entrecruzamientos tangenciales y planares separados por superficies de reactivación. La generación de estas superficies de erosión requiere de una fuerte asimetría en la velocidad de las corrientes de marea. La corriente dominante (sea de flujo o reflujo) mueve las formas de lecho y genera los entrecruzamientos; la corriente subordinada (de sentido opuesto), no tiene fuerza suficiente para revertir el movimiento del material, aunque sí para erosionar la parte superior del depósito reciente, dejando una superficie que puede ser plana o irregular. Este proceso se repite en cada ciclo diario de mareas. Los entrecruzamientos observados en la Formación Lizoite son unidireccionales, con sentido de flujo hacia el oeste, lo que indica la acción de corrientes dominantes. En otras partes de la cuenca, la Formación Lizoite tiene entrecruzamientos bidireccionales (en hueso de arenque), indicativos de similares condiciones de velocidad y energía de transporte para las corrientes de flujo y de reflujo.

LATE OLIGOCENE–EARLY MIOCENE SUBMARINE VOLCANISM AND DEEP-MARINE SEDIMENTATION IN AN EXTENSIONAL BASIN OF SOUTHERN CHILE (~44°–46°S)

A. Encinas¹, A. Folguera², V. Oliveros¹, L. De Girolamo Del Mauro¹, F. Tapia¹, R. Rizzo¹, F. Hervé^{3,4}, K.L. Finger⁵, V.A. Valencia⁶, G. Gianni² and O. Álvarez^{7,8}

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile, aencinas@udec.cl, voliveros@udec.cl, lizetkate@gmail.com, francisca.tapia.wetzig@gmail.com, geo.rizzo@gmail.com

²Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber,” Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires–CONICET, Argentina, andresfolguera2@yahoo.com.ar, guidogianni22@gmail.com

³Departamento de Geología, Universidad de Chile, Chile, fherve@cec.uchile.cl

⁴Carrera de Geología, Universidad Andres Bello, Chile, fherve@unab.cl

⁵University of California Museum of Paleontology, USA, kfinger@berkeley.edu

⁶School of the Environment, Washington State University, USA, vicvalencia1@gmail.com

⁷Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi. Universidad de San Juan, Argentina, orlando_a_p@yahoo.com.ar

⁸Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET, Argentina, orlando_a_p@yahoo.com.ar

The Southeast Pacific or Chilean margin is the archetypal example of an ocean-continent convergent system that is dominated by compression and active mountain building because of a strong mechanical coupling between the upper and the lower plates. The Andean Cordillera; however, shows evidence of alternating phases of contractional and extensional deformation. Volcano-sedimentary marine strata in the Traiguén basin, at the Aysén region of southern Chile (~44°–46°S), were investigated to better understand the causes of extensional tectonics and crustal thinning that occurred in the Andean orogeny. These deposits constitute the only reliable record of submarine supra-subduction volcanism during the Cenozoic in southern South America. Our integration of data from sedimentology, ichnology, petrography, geochemistry, structural geology, micropaleontology, and U-Pb geochronology yielded the following results.

1) U-Pb zircon ages (LA-ICPMS) from sedimentary and volcanic rocks of the Traiguén Formation at its type locality indicate ages of ~23–26 Ma (late Oligocene–earliest Miocene).

2) The sedimentary rocks of the Traiguén Formation consist principally of rhythmically interbedded sandstone and siltstone that form partial Bouma cycles, and are interpreted as classical turbidites. Also characteristic of this unit are chaotic intraformational breccia and synsedimentary folded strata, interpreted as slump deposits.

3) Large specimens of two agglutinated benthic foraminifera, *Ammodiscus* sp. and *Bathysiphon* sp., suggest upper-middle bathyal to lower-bathyal water depths.

4) The volcanic rocks of the Traiguén Formation are porphyritic basalts, exhibiting features that are commonly associated with subaqueous volcanism such as pillow structures and hyaloclastites. The geochemistry of the basalts suggests an extensional tectonic regime. This notion is also supported by the presence of normal faults and synextensional strata in the Traiguén Formation.

The results of our study indicate that the volcano-sedimentary Traiguén Formation was deposited in a deep-marine extensional basin during the late Oligocene–earliest Miocene. The geochemical and petrographic analyses suggest that the basalts of this unit represent the activity of subduction-related volcanism over a thinned crust. The correlation of the Traiguén Formation with volcanic and sedimentary rocks deposited in extensional basins, widely distributed in Chile and Argentina between ~33–46° S, indicates that the Traiguén basin was likely formed as a consequence of a regional episode of extension and widespread volcanism. This event has been attributed to a transient period of slab rollback and intensified asthenospheric wedge circulation, resulting from an increase in trench-normal convergence rate at ~26–28 Ma. Progressive extension and crustal thinning after the formation of the Traiguén basin allowed a generalized marine transgression of Pacific and Atlantic origin in Patagonia during the early Miocene. Compressive tectonism starting around ~16 Ma resulted in the inversion of the Traiguén basin, concurrent with the uplift of the North Patagonian Andes. The Traiguén Formation constitutes the only reliable record of submarine supra-subduction volcanism during the Cenozoic in southern South America and confirms that extensional tectonics had a significant impact on the Chilean margin during the late Oligocene–early Miocene.

SEDIMENTOLOGÍA DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS AL OESTE DE ANGASTACO, VALLES CALCHAQUÍES, PROVINCIA DE SALTA

L.E. Escalante¹, G.R. Aranda Viana¹ y M.C. Sánchez²

¹*Instituto de Bio y Geociencias (IBIGEO), CONICET-Universidad Nacional de Salta, Rosario de Lerma, Salta,
leo.escalante29@gmail.com*

²*Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina, mcmarizasanchez@gmail.com*

En el tramo norte de la Sierra de Quilmes (Salta, Argentina) se desarrollan amplios y potentes abanicos aluviales cuaternarios que conforman el piedemonte en las dos márgenes del Valle Calchaquí. En la presente contribución se describen y analizan las características sedimentológicas de uno de estas geoformas, el abanico aluvial ubicado al oeste de Angastaco. El mismo se extiende al pie de los Cerros Bayos, en el tramo más septentrional de la Sierra de Quilmes, y se apoyan sobre las metamorfitas de la Fm La Paya (Proterozoico Superior- Cámbrico Inferior) y sobre el granito del Cerro Bayo Sur (Cámbrico). En los depósitos de este abanico se han definido 10 facies sedimentarias siguiendo con modificaciones menores la nomenclatura de Maill (1996): Ag Facies de Aglomerado (con gradación normal y con gradación inversa), Facies de Grava (Gg Grava gradada, Gm Grava maciza, Gi Grava imbricada), Facies de Arena (Sh Arena con laminación paralela, Sm Arena maciza, Sp Arena con laminación entrecruzada planar), Facies de Pelita maciza (P). Se reconocieron dos niveles piroclásticos, uno correspondiente a una tufita (Tf) y otro a una toba fina (T). La facies Ag está constituida por bloques de 3 m de diámetro promedio, con intercalaciones de conglomerados grueso con clastos de 0,64 a 2,56 m. Ambos son matriz soportados, polimícticos y mal seleccionados. Los bloques son de granitos y de metamorfitas; los granitos son subredondeados, algunos deformados, y provienen de los Cerros Bayos. Los clastos de metamorfitas son angulosos y fueron aportados por la Fm La Paya. La estratificación es grosera, la disposición de los bloques y clastos es caótica en general, aunque es posible identificar cierta gradación (normal e inversa) en algunos estratos. Estas facies (Ag, Gg) serían el resultado de la acumulación por avalanchas, deslizamientos y flujos de detritos de comportamiento no newtoniano que se habrían acumulado en la zona apical del abanico. En general, las facies de gravas con gradación (normal e inversa), y con clastos imbricados son comunes; las gravas con estratificación entrecruzada planar se intercalan con gravas macizas; son clasto soporte y en las fracciones de menor granulometría matriz soporte con clastos angulosos a subangulosos, de forma oblada, prolada, laminar y algunos ecuantos, y están inmersos en una matriz arenosa fina a arcillosa. La estratificación está definida por la alineación de clastos laminares. Por la mala selección, la angularidad de los clastos, la ausencia de ordenamiento interno se interpreta que las facies de gravas (Gm, Gi) ha sido depositada por un flujo turbulento de alta densidad y de alta viscosidad, lo que es típico de los flujos de detrito. Las facies de arena (Sh, Sm, Sp) son en general medianas a gruesas, bien seleccionada y moderadamente redondeadas, de color gris y marrón claro; la estratificación está bien definida, es tabular y lenticular, con superficies erosivas, onduladas y planas. La mayoría de los estratos presentan laminación de alto régimen de flujo planar y ondulosa; también se identifican niveles con laminación entrecruzada planar y niveles macizos. La facies (Sh) evidencia cambios en el régimen de flujo, de alto a moderado, como así también en el tipo de flujo, en donde la corriente de turbidez de alta densidad varió de granular a fluidificada; y en este flujo las partículas se habrían mantenido en suspensión por la presión dispersiva generada por el impacto y colisión de los granos. La facies P, compuesta por arcilla y limo, de color pardo rojo a marrón oscuro conforman paquetes tabulares de 0,10 a 0,40 m de espesor. El contacto de la base es plano y el del techo es erosivo. Se reconocen concreciones de carbonato de calcio, motas de reducción y evidencias de bioturbación. Esta facies (P) representa un depósito de suspensión y decantación en ambientes de baja energía. La Facies Tf, está compuesta por arenas de color blanquecino-rosado con laminación paralela y entrecruzada, la arena es matriz sostenida de material tobáceo fino. Conforman bancos de aproximadamente 0,50 a 1,20 m de espesor, de geometría lenticular. Corresponde a material volcánico retrabajado y redepositado. El abanico de Angastaco está constituido por la agradación de ciclos granodecrecientes, compuestos por bloques, gravas, arenas y arcillas, generados por flujos turbulentos que experimentaron, a medida que transcurría el tiempo, disminución en la viscosidad y en la densidad, y aumento en la fluidez. De acuerdo a las características sedimentológicas, se deduce que este abanico aluvial es el resultado de la agradación de sucesivos flujos densos, algunos canalizados y con desarrollo, de barras longitudinales en las porciones media y baja, y otros posiblemente mantiformes.

Este trabajo forma parte del Proyecto CIUNSa 2027, Estructuras cuaternarias del NOA (2012-2016).

Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geolog.* 582 p., Springer-Verlag Inc. Berlin.

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LOS DEPÓSITOS FLUVIO-EÓLICOS NEÓGENOS DE LA FORMACIÓN EL SAUZAL, PROVINCIAS DE LA PAMPA Y RÍO NEGRO, ARGENTINA

N. Espinoza¹, A.L. Zabala Perouene¹, G. Visconti¹ y R.N. Melchor^{1, 2}

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa, La Pampa, Argentina,

nahuel_espinoza@hotmail.com, leoo.xrw@hotmail.com, gvisconti@gmail.com

²INCITAP (CONICET-UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, rmelchor@exactas.unlpam.edu.ar

El área de estudio corresponde al suroeste de La Pampa y norte de Río Negro, donde la Formación El Sauzal aflora esencialmente en las barrancas del río Colorado. Para este estudio se midieron cinco perfiles (con espesores individuales de 45 m a 57 m) localizados en las proximidades de Gobernador Ayala por el norte (La Pampa) y Barda La Escondida por el sur (Río Negro), incluyendo la localidad tipo de Colonia El Sauzal. La columna estratigráfica local se inicia con la Formación Allen (Grupo Malargüe, Maastrichtiano tardío-Campaniano temprano), sobre la que descansa en discordancia erosiva la Formación El Sauzal (Mioceno superior, edad-mamífero Huayqueriense). La Formación El Sauzal es cubierta por un paquete conglomerádico de varios metros de espesor, el que se correlaciona con los "Rodados Patagónicos", también denominados localmente formaciones Tehuelche o Bayo Mesa (Plioceno superior?-Pleistoceno inferior). En el norte de la zona de estudio, la última unidad es cubierta por el Basalto El Corcovo (Pleistoceno temprano). La Formación El Sauzal es aproximadamente coetánea con los depósitos fluvio-eólicos de la Formación Río Negro del sur de La Pampa y Río Negro, y con los depósitos loésicos de la Formación Cerro Azul, aflorantes en el centro y este de La Pampa. La unidad está caracterizada por alternancia de paquetes de areniscas entrecruzadas escasamente cementadas que alternan con intervalos de limolitas y arcillitas de tonalidad pardo rojiza y pardo amarillenta. En este trabajo se reconocieron nueve asociaciones de facies: faja de canales fluviales entrelazados permanentes (AF1), llanura de inundación pedogenizada (AF2), llanura de inundación con lagos someros (AF3), campo de dunas eólicas (AF4), zona de interduna seca y húmeda (AF5), sistema fluvial permanente gravoso (AF6), sistema fluvial arenoso con escurrimiento intermitente (AF7), lagosomero de agua dulce (AF8) y calcretes pedogénicos (AF9). La asociación AF1 está compuesta por areniscas líticas medianas a gruesas que muestran estratificación entrecruzada con direcciones de paleocorriente hacia el NE. La asociación AF2 está representada por arcillitas o limolitas macizas con marcas de raíces y nódulos pedogénicos. Arcillitas y limolitas laminadas con raras intercalaciones arenosas (desbordamientos) integran la asociación AF3. Estas tres primeras asociaciones son las más representativas de la formación, especialmente de su mitad inferior. La asociación AF4 está formada por arenisca fina o mediana, bien seleccionada con estratificación entrecruzada tangencial o tabular planar, la que se encuentra estrechamente relacionada con la asociación de interduna seca y húmeda (AF5). Esta última se compone de arenisca fina a mediana con estratificación horizontal (interduna seca) y depósitos pelíticos laminados o areniscas con gradación directa e intraclastos (interduna húmeda). La asociación AF6 comprende conglomerados clasto sostén, macizos o con estratificación entrecruzada planar, con direcciones de paleodrenaje al NE y NO. La asociación AF7 se compone de arenisca fina a mediana con clastos de grava dispersos, la que exhibe estratificación horizontal, en artesa o maciza, así como abundantes rizolitos calcáreos y de manganeso. La AF8 muestra limolitas y arcillitas laminadas e intercalaciones de arenisca, con restos vegetales y de anuros, ocasionales marcas de raíces y *Archaeonassa* (traza fósil). La asociación AF9 se compone de calizas micríticas con estructura maciza, laminar y nodular. La parte inferior de la Formación El Sauzal comprende un sistema fluvial entrelazado arenoso permanente con planicies de inundación en las que predominan localmente suelos o cuerpos de agua someros. En la zona de Colonia Catriellos depósitos fluviales faltan y son reemplazados por sedimentos lacustres de agua dulce. Siguen hacia arriba depósitos de interacción fluvio-eólica, los que son reemplazados por sedimentación fluvial tanto de naturaleza permanente como efímera. El pasaje vertical entre ríos permanentes y lagos de agua dulce a depósitos eólicos y ríos efímeros sugiere una progresiva aridización hacia los términos cuspidales de la unidad.

LA TRANSICIÓN ENTRE LAS FORMACIONES FLORESTA Y ÁSPERO (TREMADOCIANO SUPERIOR) EN LA SIERRA DE MOJOTORO, CORDILLERA ORIENTAL ARGENTINA

E.J. Eveling¹ y M.C. Moya¹

¹CIUNSa, CEGA, INSUGEO, CONICET, Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Geología, Salta, emilioe145@gmail.com, moyacris@fibertel.com.ar

Las formaciones Floresta (lutitas verdes) y Áspero (areniscas rosadas), forman parte del Grupo Santa Victoria en la sierra de Mojotoro (SE de la Cordillera Oriental) y documentan, respectivamente, importantes episodios de transgresión y regresión ocurridos durante el Tremadociano. La relación entre ambas unidades es transicional y se caracteriza por el desarrollo de ciclos grano y estrato crecientes. Una sección recién expuesta por obras viales, muestra esta transición en un ciclo de 85 m de espesor, que tiene el siguiente arreglo de facies.

El tercio inferior contiene facies de pelita laminada (Pl), caracterizada por lutitas arcillosas y fangosas con restos de trilobites. Hacia arriba gradan a lutitas limosas bioturbadas con trazas de la icnofacies de *Cruziana*. En su tramo basal, la facies Pl se asocia con facies de vaque fina (Vf), integrando una sucesión heterolítica granocreciente que tiene niveles arenosos cada vez más frecuentes. Vf se presenta en estratos medianos tabulares con laminación paralela y en capas lenticulares de base erosiva, con turboglifos y calcos de carga. Internamente las capas lenticulares poseen laminación cruzada planar de bajo ángulo y esporádica laminación en domo y en cuenco; presencia de óndulas asimétricas y moderada bioturbación en el techo. En forma paulatina, la asociación Pl-Vf, es reemplazada por la de Pl con la facies de arenisca con estructura cruzada *Hummocky* y *Swaly* (Arl). Esta última comprende arenisca fina limpia gris amarillenta, en bancos medianos y gruesos con techos megaondulados, con laminación paralela de alto régimen de flujo, entrecruzamientos planares de bajo ángulo y laminación en domo y en cuenco. Algunos bancos presentan un término basal compuesto por restos muy triturados de lingúlidos y otros registran bioturbación en el techo.

En el tercio intermedio de la sección, la fracción fina está representada por facies de vaque micácea bioturbada (Vb) asociada a la facies de arenisca y conglomerado fosfáticos (Cbf) y la facies de coquina calcárea (Cbc). Estas asociaciones psamo - psefíticas forman ciclos granocrecientes de orden menor, en los que Vb son vaques de grano fino y mediano, color gris verdoso y morado, en estratos tabulares finos (3-5 cm), con laminación paralela remarcada por tapices de mica; la bioturbación es importante, con trazas de *Cruziana* isp. La facies Cbf incluye coquinas formadas por restos de lingúlidos y nódulos fosfáticos, que gradan a areniscas con bioclastos. Esta facies se presenta en bancos tabulares a lenticulares medianos a gruesos, con laminación plano paralela muy marcada; cada lámina constituye un ritmo granodecreciente, definido por la concentración relativa de nódulos y bioclastos, que guardan disposición afín a los planos de estratificación. La facies Cbc está representada por coquinas formadas por restos de braquiópodos articulados, bivalvos, crinoideos y trilobites y se organizan en capas subparalelas, la matriz es clástica de grano fino, color pardo oscuro, muy liviana.

En el tercio superior de la sección, los depósitos de Vb son morados y presentan estructuras palimpésicas de sobreimposición de *Skolithos* isp. en *Cruziana* isp. Ellos se asocian con facies de arenisca gruesamente estratificada (Are), la que se torna prácticamente exclusiva en el tramo final de la sección. Are comprende areniscas cuarzosas rosadas y rosado moradas, en bancos tabulares gruesos y muy gruesos, con laminación paralela, entrecruzamientos, planares y en hueso de pescado; frecuentes superficies de reactivación, cortinas y hojuelas de fango, óndulas simétricas y estructuras microbiológicamente inducidas (MISS).

Se considera que las facies descritas se desarrollaron en un medio marino y costero, evolucionando desde una zona de plataforma interna, a otra de llanura costera, en un arreglo marcadamente progradante. En este marco, los depósitos del tercio inferior de la sección, se interpretan vinculados con un ambiente marino fangoso, con baja energía de depósito y alta tasa de preservación, asimilable a una zona por debajo del nivel de olas normales, donde la sedimentación normal ocurre por decantación a partir de la suspensión de material fino (Pl). Las facies Arf y Arl representarían súbitas descargas de material por la acción de flujos combinados, como los generados por procesos climáticos o tectónicos de gran intensidad (tempestades, sismos, descargas fluviales, etc.); las acumulaciones resultantes constituyen capas-evento que intercalan entre los depósitos de sedimentación normal (Pl). En cuanto a los ciclos granocrecientes de menor orden que tipifican el tercio intermedio de la sección (facies Arb, Cbf y Cbc), se los considera comparables con las secuencias de barra e interbarra que evolucionan en zonas subtidales. En concordancia, los ritmos granodecrecientes que integran las capas de Cbf, denotan ciclicidad de procesos de energía alta aunque no crítica, como los vinculados a corrientes de marea. Estas corrientes generan estructuras como las descritas para la facies Are y son típicas en registros sedimentarios de zonas intertidales y subtidales proximales; el color morado de los depósitos más jóvenes del ciclo, así como la presencia de MISS, sugieren que la progradación pudo haber alcanzado la llanura costera.

RITMITAS BIOCLÁSTICAS EN EL TREMADOCIANO SUPERIOR DE LA SIERRA DE MOJOTORO, CORDILLERA ORIENTAL, ARGENTINA

E.J. Eveling¹ y M.C. Moya¹

¹CIUNSa, CEGA, INSUGEO, CONICET, Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Geología, Salta, emilioe145@gmail.com, moyacris@fibertel.com.ar

Los depósitos tremadocianos en la Cordillera Oriental argentina forman parte del Grupo Santa Victoria, representado por una sucesión alternante de cuerpos de arenisca y de pelita, acumulados en ambientes marinos de plataforma (tanto interna como externa). Entre los depósitos de ambiente más somero intercalan niveles de coquinas, tanto calcáreas como fosfáticas. Estas últimas corresponden a concentraciones de lingúlidos, braquiópodos inarticulados de conchilla organofosfática. En base al arreglo y disposición de los bioclastos, es posible distinguir dos grupos de coquinas fosfáticas: a) Psefitas bioclásticas, con bioclastos dispuestos caóticamente o formando vórtices, según líneas de aparente turbulencia del flujo; su génesis se asigna a episodios súbitos de alta energía, debidos a fenómenos climáticos, tectónicos o volcánicos explosivos. b) Ritmitas bioclásticas psefítico-psamíticas, que forman parte de ciclos grano y estrato crecientes de edad tremadociana superior, desarrollados en la transición entre las formaciones Floresta (lutita) y Áspero (arenisca) y en la transición entre ésta y la Formación San Bernardo (lutita), todas expuestas en el flanco occidental de la sierra de Mojotoro.

Las ritmitas bioclásticas objeto de la presente contribución, integran bancos tabulares a ligeramente lenticulares de 0,15 a 0,50 m de espesor. Cada estrato está formado por una sucesión rítmica de láminas psefítico-psamíticas amalgamadas, de espesor variable (0,5 a 2,7 cm). Cada lámina presenta una clara tendencia granodecreciente, determinada por la mayor concentración de bioclastos y nódulos fosfáticos en la base. Como este material fosfático disminuye hacia el techo, cada lámina grada de psefita bioclástica fina, a arenisca cuarzosa con bioclastos dispersos. El pasaje granulométrico dentro de cada lámina es transicional; el contacto entre láminas en cambio, es nítido. Con microscopía óptica se determinó que cada lámina presenta tres modas bien definidas:

Moda tamaño sábulo. Representada por valvas delgadas y alargadas de lingúlidos, sin signos de retrabajo o transporte prolongado. Los bioclastos presentan curvatura variable, desde formas planas a ligeramente convexas o cóncavas, con pocos contactos puntuales entre ellas. La longitud promedio de las valvas es de 3 mm, aunque algunas alcanzan los 6 mm. La disposición preferencial de los bioclastos es horizontal, con los ejes mayores paralelos a subparalelos a los planos de estratificación, lo que genera la marcada laminación plano-paralela de los depósitos.

Moda tamaño arena gruesa a mediana. Representada por nódulos fosfáticos y granos de glauconita de formas redondeadas y subredondeadas, sin arreglos preferenciales; son frecuentes en la mitad inferior de las láminas. Los bioclastos de esta fracción corresponden a restos fragmentados y retrabajados de lingúlidos, con formas equidimensionales, subangulosas a subredondeadas y microestructura punteada (*punctate*). También se observan escasos fragmentos líticos de origen sedimentario (vaques cuarzosas finas y limolitas).

Moda tamaño arena fina. Representada principalmente por cuarzo en sus dos variedades: monocristalino (dominante) y policristalino. En mucha menor proporción se encuentran nódulos fosfáticos, glauconita, plagioclasa, ortoclasa, moscovita, biotita, sericita y opacos.

Los componentes intracuencales del rango de sábulo y arena gruesa y mediana, se concentran en la base de las láminas y disminuyen hacia el techo de las mismas. Están inmersos en arenisca cuarzosa, que en la base de las láminas corresponde a arenisca de grano grueso a mediano con granos de cuarzo subredondeados y hacia el techo de las láminas grada a arenisca de grano fino con clastos angulosos a subangulosos.

La disposición rítmica de las láminas psefítico-psamíticas que se suceden y amalgaman con disposición subparalela, denota una marcada ciclicidad de procesos de energía alta aunque no crítica. El arreglo granodecreciente de cada lámina indica un decaimiento de energía en los flujos. La presencia de componentes intracuencales, particularmente de nódulos fosfáticos, glauconita y valvas retrabajadas, sugiere condiciones subóxicas en el ambiente de depósito y un ritmo de sedimentación lento. En base a estas características, se considera probable que las ritmitas bioclásticas sean el resultado de procesos cíclicos, con regímenes de flujo moderados a altos, desarrollados a partir de un lecho plano. Tal escenario podría ser compatible con la acción de mareas en un ambiente subtidal proximal a intertidal bajo, sobre todo si se tiene en cuenta que en las secciones analizadas, las ritmitas bioclásticas constituyen el techo de ciclos grano y estrato crecientes y preceden al desarrollo de otros similares que incluyen cuerpos de arenisca con entrecruzamientos bidireccionales, superficies de reactivación, hojuelas y pantallas de fango, abundantes óndulas de oscilación y corriente y presencia de estructuras sedimentarias microbiológicamente inducidas (MISS), típicas de ambientes costeros dominados por mareas.

ESTROMATOLITOS VIVOS Y FÓSILES EN EL ANTEPAÍS NORPATAGÓNICO – INVESTIGACIONES *IN SITU* Y EN LABORATORIO (GEOMICROBIOLOGÍA)

I. Eymard¹, A. Bilmes², M.P. Alvarez², M. González Dobra³, F. Suarez³,
C. Vasconcelos⁴ y D. Ariztegui¹

¹University of Geneva, Departamento de Ciencias de la Tierra, Ginebra, Suiza, ines.eymard@unige.ch

²CENPAT-CONICET, Puerto Madryn, Chubut, Argentina

³Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Buenos Aires, Argentina

⁴ETH Zürich, Instituto de Geología, Zürich, Suiza

Los estudios detallados sobre la formación y el significado ambiental de microbialitas son muy limitados, en particular en áreas remotas como Patagonia. En este trabajo se estudian estromatolitos vivos y fósiles localizados en la Cuenca del Río Maquinchao en el Antepaís Norpatagónico. La presencia de especímenes vivos permite la posibilidad de monitorear los principales factores ambientales que controlan la formación de dichas microbialitas. Por su parte los estromatolitos fósiles permiten establecer una comparación con los análogos actuales y potencialmente ser utilizados como *proxies* paleoambientales. El término estromatolito designa a depósitos de origen microbiano a menudo laminados. Son el resultado de la interacción de factores ambientales en conjunto con otros de carácter microbiano. Uno de los procesos más aceptados para explicar la formación de laminación en estos depósitos es el de “atrape y pegado” (*trapping and binding*) de partículas sedimentarias en forma conjunta con la precipitación de carbonatos. La mayor parte de los estromatolitos actuales han sido descritos en ambientes marinos de aguas someras o en medios lacustres hipersalinos. La zona de estudio resulta un lugar ideal donde investigar la formación y desarrollo de estromatolitos en ambientes continentales de agua dulce, ya que estudios de este tipo son sumamente escasos y prácticamente inexistentes en Sudamérica.

La cuenca de Maquinchao es endorreica y se compone de un río de carácter transitorio (Río Maquinchao) que atraviesa en su parte distal a la Laguna Cari Laufquen Chica y que 15 km aguas abajo desemboca en la Laguna Cari Laufquen Grande. Evidencias geomorfológicas demuestran importantes fluctuaciones en el volumen de agua de las lagunas durante el Pleistoceno Superior que incluyeron la conformación de paleolagos que englobaron ambas lagunas con profundidades de más de 30 metros. Con menor magnitud las fluctuaciones de agua en la cuenca siguen siendo importantes registrándose variaciones de hasta 5 m en Laguna Cari Laufquen Chica que incluyen periodos de desecación absoluta del sistema (ej. 2011-2013). En el tramo del Río Maquinchao que une a ambas lagunas aparecen, incluso durante estos periodos de sequía, pequeños cuerpos permanentes tipo “remansos” (del orden de 3m x 10m x 1m) que subsisten por descarga de agua subterránea. Los estromatolitos vivos aparecen en todos los casos asociados a estos pequeños cuerpos de agua (Pacton *et al.* 2016). Por su parte los análogos fósiles afloran en posiciones topográficas más elevadas asociadas con antiguas líneas de costa de paleolagos.

Varias tareas de campo se han llevado a cabo durante diferentes estaciones del año desde el verano del 2011, primavera del 2015 y otoño del 2016. Estromatolitos vivos se recuperaron durante la primera campaña y se incubaron en un acuario bajo condiciones fisicoquímicas similares a las de su ambiente natural. Desde entonces se observa un crecimiento importante de los biofilms con el desarrollo de una lámina verde transparente alrededor de un núcleo de naturaleza basáltica. Observaciones preliminares de microscopía electrónica muestran la presencia de sustancias poliméricas extracelulares (EPS) de variado espesor. Bacterias filamentosas y morfotipos de *streptobacilli* se identificaron en los EPS más espesos, mientras que las áreas recubiertas de EPS más delgadas contienen bacterias de tipo cocoidal, diatomeas, cristales de calcita con bajo contenido en magnesio y valvas de ostrácodos parcialmente disueltas. En las dos últimas campañas se recolectaron muestras de agua superficial y subterránea para análisis de isótopos estables de iones mayoritarios, estableciéndose una red de monitoreo para poder determinar la hidrología de la cuenca y establecer la relación que existe entre la descarga de agua subterránea y la conformación de los “remansos” donde aparecen los estromatolitos vivos. Al mismo tiempo se midieron parámetros físico-químicos, se muestrearon los estromatolitos vivos y fósiles, y se realizó un mapeo geomorfológico detallado de la zona. Actualmente se están estableciendo diferentes comunidades microbianas a través de la determinación de secuencias de ADN junto con observaciones de microscopía electrónica. Con un enfoque fuertemente multidisciplinario los resultados obtenidos permitirán por un lado, determinar el rol de las diferentes comunidades microbianas en la precipitación de carbonatos y por el otro, generar modelos ambientales que permitan por comparación con los sistemas fósiles reconstruir las condiciones paleoclimáticas de la región.

Pacton, M. G Hunger, V Martinuzzi, Cusminsky G, B Burdin, K Barmettler, C Vasconcelos y D Ariztegui, 2016. Organomineralization processes in freshwater stromatolites: A living example from eastern Patagonia. *The Depositional Record* 1/2: 130–146 (*Open Access*).

RELACIONES TECTOSSEDIMENTARIAS Y ARQUITECTURA DEPOSITACIONAL DEL CHUBUTIANO INFERIOR EN LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO, CHUBUT, ARGENTINA

E.G. Figari¹ y D.G. García²

¹Madrid, España, efigarinegri@icloud.com.

²Y-TEC, CABA, Argentina, daniel.gerardo.garcia@ypftecnologia.com

La Cuenca de Cañadón Asfalto (CCA) ubicada en el centro norte de la provincia del Chubut, entre el Macizo Nordpatagónico y la Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ) está constituida por varios hemigrábenes separados por bloques basamentales de edad paleozoica. La columna sedimentaria, de edad jurásica y cretácica, se ha dividido en tres megasecuencias principales (J_1 , J_2 y K) limitadas entre sí por discordancias regionales (Figari *et al.*, 2015). Dentro de la megasecuencia K se incluyen los niveles continentales del Grupo Chubut (Barremiano-Campaniano?). El Grupo Chubut, denominado informalmente como *Chubutiano*, tiene dos secciones claramente diferenciables a escala regional: a) una sección inferior esencialmente epiclástica, con importantes variaciones de espesor, distribución areal saltuaria, y edad barremiana a aptiana/albiana inferior?; y b) una sección superior esencialmente piroclástica, con espesores más constantes, distribución areal mayor y edad albiana a campaniana?. Codignotto *et al.* (1978) denominaron a estas secciones como Fm. Los Adobes y Fm. Cerro Barcino, siendo la primera unidad subdividida en los miembros Arroyo del Pajarito y Bardas Coloradas. El objetivo de este trabajo es a partir de información de superficie y subsuelo, describir la arquitectura depositacional y discutir acerca de los posibles controles tectosedimentarios del Chubutiano inferior en la CCA así como sus vinculaciones con la CGSJ. El Chubutiano inferior se acumuló en depocentros pequeños, sólo parcialmente superpuestos a los depocentros jurásicos de la CCA, en el marco de un espacio de acomodación generado por movimientos tectónicos que involucraron rotaciones de grandes bloques sobre su eje vertical (Geuna *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2012). El relieve generado controló la acumulación de potentes cuerpos conglomerádicos, de geometrías lobuladas y canalizadas, con alta relación ancho/espesor, internamente macizos o con estratificación oblicua de bajo ángulo, mayormente clasto sostén, pero con frecuentes intercalaciones tanto de flujos de detritos como de cuñas arenosas. Estos niveles pertenecientes al Mb. Arroyo del Pajarito, corresponden a sistemas de abanicos aluviales distales y bajadas o ríos entrelazados, con migración de barras longitudinales y transversales, presentando bruscos cambios de espesores y facies, así como paleocorrientes erráticas y locales. Las mejores exposiciones se aprecian en el cerro Fortín, pero niveles análogos se observan además en los alrededores del zanjón del cerro Gorro Frigio, en el yacimiento uranífero de la localidad de Los Adobes, en los alrededores de Estancia Fossatti, y en la sierra de la Manea donde siempre hay una clara relación de proximalidad con los bordes activos. En el Mb. Bardas Coloradas en cambio, predominan las arcilitas rojas y moradas entre las que se intercalan cuerpos areno-conglomerádicos, granodecrecientes, con bases erosivas, geometría lenticular y baja relación ancho/espesor, con entrecruzamientos en artesa y superficies de acreción lateral. Las abundantes paleocorrientes medidas (Figari y García, 1992; Allard *et al.*, 2015) muestran una moda principal hacia el sur, interpretándose el conjunto como un sistema fluvial de mediana a alta sinuosidad que, traslapando los altos preexistentes o por corredores tectónicos, se interconecta con la vecina CGSJ (formaciones Matasiete/ Pozo D-129). En conclusión la parte inferior de la megasecuencia K en la CCA muestra en su sector basal un claro control extensional, presentándose en depocentros aislados de tamaños y espesores variables, pobremente comunicados entre sí, pero al finalizar esta etapa el sistema fluvial madura, traslapa parcialmente el relieve e integra su drenaje, interconectando los depocentros anteriores e incluso comunicándose con la vecina CGSJ, al tiempo del gran sistema fluvial y lacustre representando por las formaciones Matasiete y Pozo D-129 respectivamente, sugiriendo un proceso común regional para la generación del espacio disponible en ambas cuencas.

Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y R.E. Giacosa, 2015. Conexión cretácica entre las Cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto (Patagonia): paleogeografía, implicancias tectonoestratigráficas y su potencial en la exploración de hidrocarburos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 21- 37.

Codignotto, J., F. Nullo, J. Panza y C. Proserpio, 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia del Chubut. *VII Congreso Geológico Argentino* Actas 1: 471-480, Neuquén.

Figari, E.G. y D.G. García, 1992. Análisis litofacial y arquitectónico de los depósitos continentales mesocretácicos aflorantes en el Cerro Fortín, Chubut, Argentina. *IV Reunión Argentina de Sedimentología* Actas I: 119-126, La Plata.

Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R.N. e I. Escapa, 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22: 135-169.

Geuna, S., Somoza, R., Vizán, H., Figari, E.G. y C. Rinaldi, 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key constraint to the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana? *Earth and Planetary Science Letters* 181: 145-160.

Scasso, R.A., R. Cúneo, D. Pol, I. Escapa, A.M. Zavattieri y E. Soreda, 2012. Evidencias de desplazamiento de rumbo en el borde occidental de la Cuenca de Cañadón Asfalto. En Jornada Abierta de Comunicaciones Científicas del IGEBA, *Tectónica de Desplazamiento de Rumbo* Actas 1: 9, Buenos Aires.

MECANISMOS DE GENERACIÓN DE ESPACIOS DE ACOMODACIÓN NEÓGENOS DEL CENTRO DE ARGENTINA

A. Folguera¹ y M. A. Zárate²

¹*Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, San Martín, Buenos Aires, ARGENTINA,
alifolguera@gmail.com*

²*Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa, Universidad Nacional de La Pampa-CONICET,
Santa Rosa, La Pampa, ARGENTINA*

El registro Neógeno del antepaís central de Argentina está caracterizado por la intercalación de depósitos sinorogénicos con otros de transgresiones marinas, se pueden determinar, durante el Neógeno, dos episodios de acumulación a escala regional de depósitos marinos y dos continentales, que excedieron los límites de las cuencas definidas en subsuelo. El objetivo de este trabajo es la investigación de los diferentes procesos que determinaron la formación de espacios de acomodación y sus causas.

Los episodios marinos ocurrieron en el Oligoceno tardío?- Mioceno temprano (25–20 Ma) y Mioceno tardío (10–9,4 Ma). El primero continental neógeno sucedió sincrónico, en parte, con el marino mioceno tardío (12–8 Ma) y el otro durante el Plioceno. Alrededor de los 25–20 Ma (Oligoceno tardío?-Mioceno temprano) fue descrito un evento transgresivo, registrado como Formación Laguna Paiva, que invadió parte de la Llanura Pampeana. Se lo reconoce en subsuelo y está datado por foraminíferos, ostrácodos y nanoplancton calcáreo (Marengo, 2006).

El segundo de los episodios se registra con los depósitos de la ingresión Entrerriense que ingresó por las cuencas del Colorado y del Salado e invadió gran parte del centro de Argentina y Sudamérica. Se le ha asignado una edad miocena tardía (Candela *et al.*, 2012). Este evento sería sincrónico, con los depósitos continentales sinorogénicos limo-arenosos que cubrieron la cuenca del Colorado, el sur de la Llanura Pampeana, el este del bloque de San Rafael, el Positivo Bonaerense y zonas marginales del bloque de Chadileuvú (Fm. Cerro Azul).

El episodio de generación de espacio de acumulación regional más moderno, en el Plioceno, está localizado más al norte y abarcó gran parte de la provincia de Buenos Aires, sur de Santa Fé, Entre Ríos y Córdoba, con registro de depósitos fluviales procedentes de la cuenca del Paraná, que en tiempos pliocenos drenaba sus aguas a través de la provincia de Buenos Aires y desembocaba en la cuenca del Salado. Durante este período también se registraron evidencias de subsidencia en sectores marginales de la cuenca del Colorado.

Se han reportados mecanismos tectónicos y glacieustáticos (Paxton *et al.*, 1996) para las grandes transgresiones marinas, sin embargo, la explicación de estas transgresiones por cambios glacieustáticos no es totalmente consistente. Algunos estudios realizados en coronas en Australia muestran que los cambios del nivel del mar para el período entre 16,5 y 13,9 Ma fueron de 53–69 m (John *et al.*, 2011), lo que indica que no ha sido el factor determinante, lo que conlleva la búsqueda de otras causas primarias, ya no solamente cambios del nivel del mar, sino también movimientos verticales del continente. Poco se ha mencionado acerca de los mecanismos de generación de espacio de acomodación en las cuencas continentales (miocena tardía y pliocena).

La topografía de Argentina es producto de la historia de subducción en un modelo geodinámico global. Las deflexiones de la corteza de gran longitud de onda podrían vincularse con variaciones del ángulo de subducción durante la evolución de un orógeno (Mitrovica *et al.*, 1989; Gurnis, 1992). Los modelos teóricos determinan que cuando la losa subduce a bajo ángulo, la subsidencia dinámica sería máxima, y el área de influencia mayor, con longitudes de onda de 1000 km (Mitrovica *et al.*, 1989). Considerando que este sector estuvo afectado por variaciones en el ángulo de subducción en el Neógeno, se podrían explicar períodos de subsidencia regional. Sin embargo, no puede considerarse como regla general que la generación de espacios de acomodación, en muchos casos asociados a transgresiones marinas, hayan sido generados únicamente por subsidencia dinámica. De hecho existen evidencias de extensión a lo largo de los Andes centrales en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, que se hicieron generalizados en el ambiente extraandino, reactivando antiguas líneas estructurales desarrolladas durante el Paleozoico y generando una cuenca que fue invadida por la transgresión Laguna Paiva.

Distintos procesos de subsidencia habrían contribuido a las grandes inundaciones del antepaís en el Neógeno. El reconocimiento de la influencia de cada uno ayudaría a reconciliar discrepancias entre registros geológicos de niveles marinos en ambientes continentales y fluctuaciones de curvas eustáticas de cambios de nivel del mar.

Candela, A.M., Bonini, R. y J.I. Noriega, 2012. First continental vertebrates from the marine Paraná Formation (late Miocene, Mesopotamia, Argentina): chronology, biogeography and palaeoenvironments. *Geobios* 45: 515–526.

Marengo, H.G., 2006. Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: Las transgresiones de Laguna Paiva y del Entrerriense-Paranense. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Buenos Aires, 124 pp. Inédita.

Mitrovica, J., Beaumont, C. y G. Jarvis, 1989. Tilting of continental interior by the dynamical effects of subduction. *Tectonics* 8: 1079–94.

Gurnis, M., 1992. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science* 255: 1556–1558.

Paxton, Ch., Crampton, W. y P. Burgess, 1996. Miocene deposits in Amazonian foreland basin. Technical comments. *Science* 273, 123 pp.

John, C., Karner, G., Browning, E., Leckie, R., Mateo, Z., Carson, B. y Lowery, 2011. Timing and magnitude of Miocene eustasy derived from the mixed siliciclastic-carbonate stratigraphic record of the northeastern Australian margin. *Earth and Planetary Science Letters* 304: 455–467.

LA EVOLUCIÓN DEL PALEOLAGO DEL BEBEDERO

E. Font¹, W. Coria¹ y J. Chiesa²

¹UNSL-CONICET, Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis, eimifont@gmail.com,
waltercoria1982@gmail.com

²UNSL, Dpto. de Geología, Universidad Nacional de San Luis, chiesa@unsl.edu.ar

En la presente contribución se analizaron las características sedimentológicas, paleobiológicas, geomorfológicas y estratigráficas de la depresión tectónica (*fault-block basin*) de Salina del Bebedero ubicada en el sector austral de la cuenca de Beazley y correspondiente a la unidad geomorfológica Depresión Longitudinal Central (González Díaz, 1981). El objetivo de la investigación consistió en dilucidar las causas que llevaron al desecamiento de la paleolago del Bebedero hasta alcanzar el estado de salina (*wet salt playa*). Los resultados obtenidos permitieron identificar el impacto de fenómenos climáticos globales y locales en un área de transición entre las fuentes de humedad pacífica y atlántica. Para alcanzar dicho objetivo se estudiaron las sucesiones aflorantes en el perfil Paleocosta Externa (PCE) y subaflorantes, en las transectas ubicadas al este y oeste (TE y TO, respectivamente), de la cubeta lacustre de Bebedero considerando indicadores geoquímicos sedimentológicos y paleobiológicos (ensamble de moluscos), además cada uno de los niveles fue georeferenciado mediante topografía de detalle.

La asociaciones de facies propuestas fueron comparadas con aquellas de Bohacs *et al.* (2000) para el modelo de tipo de lago. Lo cual permitió proponer que a lo largo del Cuaternario tardío el paleolago del Bebedero habría evolucionado rápidamente de un tipo de lago *Overfilled* en el Pleistoceno tardío pasando por uno de tipo *Balanced-filled* hasta alcanzar el de tipo *Underfilled* en el Holoceno tardío. El primer tipo se caracteriza por la Asociación de facies fluvio-lacustre, con un tipo de estratigrafía dominada por la progradación, estructuras sedimentarias de ondulitas, dunas, *flatbed*, raíces y enterramientos (infaunales y epifaunales) biota de agua dulce, plantas terrestres y MO procedente de carófitas y algas acuáticas (Bohacs *et al.* 2000); lo cual describe bien las evidencias presentes en los estratos basales del perfil Paleocosta Externa; ondulitas, los bivalvos infaunales de la familia Sphaerriidae, los gasterópodos epifaunales, las trazas y la bioturbación por raíces en conjunto con los niveles gravo-arenosos de las transectas indicadores de progradación. A partir de los 2,5 m del perfil PCE y los niveles de cota comprendidos entre los 434,89-423,1 msnm de la TE y 447-420,6 msnm de la TO se infiere una transición hacia una asociación de facies fluctuantes a profundas (tipo de lago *Balanced-filled*), caracterizada por biota tolerante a la salinidad, tal como *H. parchappii*, MO acuática-algal registrada por García (1999) y *carbonate grainstone* (niveles carbonáticos en PCE), observado en los niveles correspondientes al área relevada entre las paleocostas datadas en esta contribución y a los 5m de la perforación SB III de Rojo *et al.* (2012). Por último, el tipo *Underfilled* con la Asociación de facies evaporíticas, evidencia el aporte fluvial mínimo y un balance hídrico negativo, con alternancia de ciclos húmedo-seco de alta frecuencia, que está bien registrado en la costra salina actual y cuyas evidencias se observan a partir de la línea de costa holocena datada en 1420 ± 80 años C¹⁴ AP (1359-1185 años cal AP) y en los niveles evaporíticos del techo de la perforación SB III (intervalo cuspidal; Rojo *et al.* 2012). Finalmente, todas las sucesiones presentan el desarrollo de un suelo en contacto con los sedimentos fluvio-lacustres pleistocenos y holocenos. Esta inferencia es sostenida por la presencia de los gasterópodos terrestres (*Gastrocopta nodosaria*, *Scolodonta semperi* y *Pupillidae*), en particular la presencia de *Gastrocopta nodosaria* cuya distribución estratigráfica en Argentina está acotada al Holoceno tardío-reciente (Tonni *et al.* 2001).

González Díaz, E., 1981. Geomorfología. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis*, Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino: 193-236. Buenos Aires, Argentina.

Bohacs, K. M., A. R. Carroll, J. E. Neal, y P. J. Mankiewicz, 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: An integrated-sequence-stratigraphic-geochemical framework. En E. H. Gierlowski-Kordesch y K. R. Kelts, (Eds.), *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology 46: 3-34.

Rojo, L., M. Páez, J. Chiesa, E. Strasser, y F. Schabitz, 2012. Registro polínico y condiciones paleoambientales durante los últimos 12.600 años AP en Salinas del Bebedero (San Luis, Argentina). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 49(4): 427-441.

Tonni, E. P., A. L. Cione, A. J. Figini, J. I. Noriega, A. A. Carlini y S. E. Miquel, 2001. Extensión del período árido del Holoceno hasta los siglos X a XIII basada en el registro de moluscos terrestres en Entre Ríos (Argentina). *XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología*, Actas: 1-5, Montevideo, Uruguay.

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS DURANTE EL DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN MAIMARÁ, PROVINCIA DE JUJUY, ARGENTINA

C.I. Galli¹, B. Coira², R.N. Alonso³, M.P. Iglesia Llanos⁴ y C.B. Prezzi⁵

*Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy, S.S. de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales,
Universidad Nacional de Salta, Salta. Argentina, claudiagalli@fibertel.com.ar*

CONICET, Instituto de Geología y Minería, S.S. de Jujuy, Argentina, bcoira2015@gmail.com

³Universidad Nacional de Salta, CONICET, Salta, Argentina, rnalonso@uolsinectis.com.ar

*⁴IGeBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales), Departamento de Ciencias Geológicas,
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN), Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina,
mpiglesia@gl.fcen.uba.ar*

*⁵CONICET- INGEODAV (Instituto de Geofísica Daniel A. Valencio), Departamento de Ciencias Geológicas,
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN), Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina,
prezzi@gl.fcen.uba.ar*

Este trabajo presenta la historia evolutiva de la cuenca Maimará (Mioceno superior – Plioceno), en la Quebrada de Humahuaca y la relación entre los depósitos clásticos y piroclásticos en la misma y su contemporaneidad con eventos del Arco Magmático (CVZ). La evolución paleoambiental, en esta parte de la cuenca incluye, en orden temporal ascendente, un sistema fluvial efímero, un sistema fluvial entrelazado profundo y un sistema fluvial efímero medio a distal. Interpretamos dos etapas evolutivas en la cuenca Maimará: Etapa 1, de 7 a 6,4 Ma, caracterizada por actividad tectónica compresiva y levantamiento del área fuente, correspondiente a los depósitos de sistemas fluvial efímero; Etapa 2, de 6,4 a 4,8 Ma, correspondiente a un período de tranquilidad tectónica, correspondiente al desarrollo de un sistema fluvial entrelazado profundo. El contacto entre las formaciones Maimará y Tilcara siempre se caracteriza por una discordancia regional y, en el área de estudio, también muestra erosión irregular y pronunciada. Las características geoquímicas de los intervalos de toba en la Formación Maimará indican dos zonas de procedencia de las cenizas: la región del arco volcánico activo a los 6,4 - 4,8 Ma en el segmento 22°-23°30'S, representado por las calderas Guacha, Pacana and Pastos Grandes, 200 y 230 km al oeste de la zona de estudio, la que corresponde al aporte principal, y la caldera Cerro Galán (Meri Huaca Ignimbrita), situada a 290 kilómetros al sur-suroeste, la que constituye la zona de aporte secundario. Dichas características geoquímicas distintivas constituyen excelentes herramientas para reconstruir la evolución estratigráfica de la cuenca de antepaís neógena de Maimará entre los 6,4 y los 4,8 Ma.

TAPHONOMIC PROCESSES IN THE CONTOURITE DEPOSITIONAL SYSTEM OF ARGENTINA

N. García Chapori¹, C. Laprida¹ and R.A. Violante²

¹*Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (Universidad de Buenos Aires-CONICET), CABA, Argentina, nataliag@gl.fcen.uba.ar, chechu@gl.fcen.uba.ar*

²*División Geología Marina, Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, CABA, Argentina, violante@hidro.gov.ar*

The Argentine Continental Margin (ACM) comprises one of the largest contourite depositional systems worldwide, with evidences of strong gravitational downslope and alongslope sediment transport processes. Strong bottom currents produce contourites characterized by successions of sandy, silty and/or muddy facies plastered drifts, terraces and channels (Hernández-Molina *et al.*, 2009; Krastel *et al.*, 2011). The Ewing terrace, located at ~1000-1400 m depth, represents a wide area between the erosive middle slope and the lower slope. It is comprised by deposits resultant from the turbulent water-masses interfaces during their S-N flow along the ACM (Ewing y Lonardi, 1971; Preu *et al.*, 2013). These alongshore-strong bottom currents could have affected the paleoclimatic/paleoceanographic signal codified in the fossil assemblages preserved in the sediments due to biostratigraphic processes. In order to identify operative taphonomic processes occurred on the Ewing Terrace during the late Quaternary, assemblages of planktonic foraminifera from sediment core SHN-T379 (38°39'47.08"S - 54°48'30.05"W; ~1000 m) were analyzed.

Studies performed on lower-slope sediment cores evidenced that the sediment below ~3 m is barren of calcareous fauna because of a major influence of corrosive waters of Antarctic origin during glacial periods (Laprida *et al.*, 2011; 2014; García Chapori *et al.*, 2014). However, the analysis of sin- and post- sedimentary taphonomic processes at core SHN-T379 indicates that the middle slope also suffered a major influence of waters of Antarctic origin during glacial periods. In the lower slope, barren intervals tend to be associated with the coldest events (stadials) and fertile intervals with warmer events (interstadials and interglacials). However, specific composition analyses and quantitative sea-surface temperature estimates from fertile intervals of core SHN-T379 indicated extremely cold conditions. Negative anomalies (>-12°C) suggest that the planktonic assemblages are not actually reflecting properties of superficial waters during glacial times, but rather winnowing and advection patterns associated with along-slope sedimentary transport processes. Core SHN-T379 is located within a contouritic channel in the upper part of the Ewing terrace, under the influence of the Antarctic Intermediate Water. Thus, its fossil content would have suffered an outstanding northward displacement under the influence of this current. This would explain the misleading sea-surface temperature signal. The main forcing of this misleading signal is the preferential preservation of robust subpolar species (i.e., *N. pachyderma*) and the physical destruction of transitional species (i.e., *G. bulloides*) due to bedload transport along the contouritic channel during the coldest periods (Preu *et al.*, 2013).

Ewing, M. and Lonardi, A.G., 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. Sedimentary structure of the Argentine margin, basin, and related provinces. En L. Ahrens *et al.* (Eds.), *Physics and chemistry of the earth*. Pergamon Press, 8: 125–251.

García Chapori, N., Laprida, C., Watanabe, S., Totah, V., and Violante, R., 2014. Mid-Late Pleistocene benthic foraminifera of Southwestern South Atlantic: driven by primary productivity or water masses properties? *Micropaleontology* 60(2): 195-210

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L. and Rebesco, M., 2009. A contourite depositional system on the Argentine Slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology* 37(6): 507-510.

Krastel S., Wefer G., Hanebuth T., Antobreh A., Freudenthal T., Preu B., Schwenk T., Strasser M., Violante R., and Winkelmann D., 2011. Sediment dynamics and geohazards off Uruguay and the de la Plata River region (northern Argentina and Uruguay). *Geology Marine Letters* 31: 271–283.

Laprida, C., García Chapori, N., Chiessi, C.M., Violante, R.A., Watanabe, S. and Totah, V. 2011. Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: Paleoceanographic implications based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology* 57 (2): 183-194.

Preu, B., Hernández-Molina, F.J., Violante, R., Piola, A.R., Paterlini, C.M., Schwenk, T., Voigt, I., Krastel, S. and Spieß, V. 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep Sea Research Part I* 75: 157–174.

ANÁLISIS DE FACIES DEL GRUPO NEUQUÉN, CRETÁCICO SUPERIOR, EN EL ÁREA VEGA GRANDE, MENDOZA

R. Gómez^{1, 2}, M. Tunik^{2, 3} y S. Casadio^{2, 3}

¹Museo de Historia Natural de San Rafael, Mendoza

²Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Río Negro

³CONICET

ricardocaucete@hotmail.com, mtunik@unrn.edu.ar, scasadio@unrn.edu.ar

El Grupo Neuquén es una unidad de amplio desarrollo en las provincias de Mendoza, Neuquén y Río Negro alcanzado en algunos sectores 1200 m de potencia. Los sedimentos que lo componen fueron depositados durante el Cretácico tardío, cuando en este sector de la cuenca Neuquina se desarrollaban grandes sistemas fluviales con intercalaciones de sistemas eólicos y lacustres. En el sector central de la cuenca Neuquina, estudios de facies y de circones detríticos, definieron que la depositación del tramo inferior del Grupo Neuquén estaría relacionado con el levantamiento incipiente de la cordillera de los Andes. Sin embargo, los afloramientos más septentrionales del Grupo Neuquén que se encuentran entre el río Diamante y el río Atuel, no han sido estudiados en detalle, siendo los antecedentes más relevantes los trabajos inéditos de YPF en la década del 80 a cargo de Carlos Cruz y colaboradores (Cruz *et al.*, 1993), como así también trabajos de licenciatura de estudiantes de la UBA (Universidad de Buenos Aires).

La zona de trabajo se ubica en el suroeste de Mendoza, unos 90 km al NO de la localidad de Malargüe, en el puesto conocido como Vega Grande. La metodología de trabajo consistió en el levantamiento y muestreo de una sección de detalle para la posterior descripción del perfil estratigráfico poniendo énfasis en el análisis de la sucesión de facies.

La sucesión sedimentaria del Grupo Neuquén en el área Vega Grande está conformada por depósitos clásticos en los que se identificaron facies psefíticas, psamíticas y pelíticas. A partir del análisis de facies, se han caracterizado en total 10 facies y dos asociaciones de facies; Asociación de Facies de Canales y Barras (AFI) y de Llanura de Inundación (AFII).

La asociación de canales y barras (AFI) está evidenciado por la presencia de bancos lenticulares de extensión y espesor variable, de base predominantemente erosiva y formados por conglomerados y areniscas medianas a gruesas, principalmente masivas, con estratificación entrecruzada en artesa y tangencial, con escasos niveles de clastos imbricados. El carácter masivo es el más común y su origen puede estar atribuido ya sea a un proceso operante durante la depositación o bien por diagénesis. Además, es posible observar superficies de reactivación en los bancos con estructura de entrecruzamiento tangencial que indicarían la alternancia de periodos de avance de la barra con periodos de exposición y retrabajo. El apilamiento de las unidades limitadas por superficies erosivas, representan la superposición de varios eventos dando lugar a rellenos de canales multiepisódicos. Los bancos de conglomerados y areniscas medianas a gruesas alternan con areniscas finas masivas que presentan bioturbación. La ausencia de estructuras sedimentarias en la facies de areniscas finas masivas podría estar asociada a la acción de organismos que obliteraron todo tipo de ordenamiento en los bancos. También es posible que algunos de los bancos masivos hayan sido producto de una rápida depositación durante un evento de crecida y desbordamiento tal como lo reconocieron Cruz *et al.* (1993). La presencia de bioturbación y moteado en las facies más finas indicaría desarrollo de paleosuelos. Los depósitos de planicie de inundación (AFII), constituidos por pelitas rojizas, indicarían condiciones de bajo régimen de flujo, favoreciendo la sedimentación de la carga en suspensión. El carácter friable de estas rocas y el hecho de encontrarse mayormente cubiertas, dificultan las observaciones en cuanto a la geometría de los bancos y tipo de contactos.

Una primera interpretación paleoambiental de las sedimentitas del Grupo Neuquén en el área Vega Grande correspondería a un modelo depositacional continental con desarrollo de sistemas fluviales entrelazados de moderada sinuosidad que migran a sistemas de alta sinuosidad. Dichos sistemas están constituidos por canales conglomerádicos-arenosos multiepisódicos, depósitos de desborde y de planicie de inundación, con desarrollo de paleosuelos e importante bioturbación.

Cruz, C., 1993. Facies y estratigrafía secuencial del Cretácico superior en la zona del río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas I: 46-54, Mendoza.

ESTUDIO COMPARADO DE ISÓTOPOS ESTABLES DE CARBONO EN SUCESIONES SEDIMENTARIAS DEL INTERVALO TITHONIANO-VALANGINIANO DE LAS CUENCAS NEUQUINA Y AUSTRAL

A.R. Gómez Dacal¹, A.N. Sial², L.E. Gómez Peral¹, L.A. Spalletti¹ y D.G. Poiré¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina

²NEG-LABISE, Dept. Geología, Universidad de Pernambuco, Recife, Brasil

agomezdacal@cig.museo.unlp.edu.ar, sial@ufpe.br, lperal@cig.museo.unlp.edu.ar,

spalle@cig.museo.unlp.edu.ar, poire@cig.museo.unlp.edu.ar

Se han seleccionado para el estudio comparado de isótopos de carbono en sucesiones sedimentarias, perfiles de las Cuencas Neuquina y Austral cuyas sedimentitas contienen ostras y belemnites del intervalo Tithoniano-Valanginiano. En la Cuenca Neuquina, el área de estudio está ubicada a orillas del Arroyo Loncoche, sudoeste de la localidad de Malargüe, provincia de Mendoza, donde se ha relevado una sección sedimentaria constituida por las formaciones Vaca Muerta (Tithoniano temprano-Berriasiano tardío) y Chachao (Valanginiano). En la Cuenca Austral, el área de estudio está localizada en el sudoeste de la Provincia de Santa Cruz, donde se eligió un perfil sedimentario a orillas del Río Guanaco donde se observan potentes exposiciones de las formaciones Springhill (Tithoniano) y Río Mayer (Berriasiano-Valanginiano).

Desde el punto de vista metodológico se relevaron perfiles de detalle, sobre los cuales se realizó un análisis facial detallado con posterior interpretación paleoambiental. Para los estudios quimioestratigráficos, se tomaron muestras equidistantes del material fósil, belemnites en el caso de la Cuenca Austral y ostras en la Cuenca Neuquina, teniendo en consideración su composición original y su grado de preservación tafonómica.

Se seleccionaron los ejemplares con buena a muy buena preservación, con la finalidad de realizar sobre ellos los análisis de isótopos estables de C y O, como así también geoquímica de elementos mayoritarios y trazas. Los criterios de selección fueron los siguientes: 1) preservación de las microestructuras originales, las cuales se correlacionan con el más bajo grado de diagénesis, reconocidas mediante microscopía electrónica de barrido (MEB); 2) presencia de áreas no luminiscentes por catodoluminiscencia; 3) falta de covariación entre las relaciones $\delta^{13}\text{C}$ vs. Mn/Sr, $\delta^{13}\text{C}$ vs. Sr (ppm) y $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ fueron representados en curvas paralelamente a los perfiles sedimentarios para comparar los segmentos de igual edad en ambas cuencas. A partir de esto se observa que la curva de $\delta^{13}\text{C}$ correspondiente a la Cuenca Neuquina posee forma aserrada, con una fuerte oscilación en los valores (desde -4,9 a 2,6‰ VPDB). Por otro lado, la curva de $\delta^{13}\text{C}$ de la Cuenca Austral posee una forma similar pero con oscilaciones menos pronunciadas debido a que el rango de valores es más estrecho (desde -1,7 a -0,56‰ VPDB). Las diferencias en los valores absolutos de $\delta^{13}\text{C}$ podrían estar controladas por condiciones paleoecológicas, climáticas (humedad relativa), de aporte clástico y profundidad de las aguas marinas.

Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ para el Valanginiano van desde negativos a ~0‰, y se registra una excursión positiva de ~ +2-3‰ a nivel global que ha sido reconocida como una anomalía térmica, denominada evento *Weissert* (*campylotoxus zone-verrucosum zone*, ~139Ma) (Linné *et al.*, 1992 entre otros). En la curva correspondiente a la Cuenca Neuquina se observa una excursión positiva que alcanza el valor de +2,6‰ hacia el tope de la secuencia, en la biozona de *Olcostephanus Curacoensis* (final del Valanginiano inferior y principio del Valanginiano superior), como había sido señalado anteriormente por Gómez Dacal *et al.* (2014). En cuanto a la Cuenca Austral la anomalía "positiva", reconocida hacia el tope del perfil junto con la fauna de *Belmnopsis Sp.* (Valanginiano), se presenta con un valor máximo de apenas -0,56‰, pero es reconocible gracias a la muy buena correlación entre las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ de ambas cuencas. Se concluye así que la anomalía térmica valanginiana se define por las variaciones en los tenores de $\delta^{13}\text{C}$ en cada una de las cuencas, antes que por la ponderación de sus valores absolutos.

Gómez Dacal, A.R., A. N. Sial, L. E. Gómez Peral, L. A. Spalletti y D.G. Poiré, 2014. Isótopos estables de C y O de las formaciones Vaca Muerta y Chachao en sector mendocino de la Cuenca Neuquina: primeros resultados. *XIV Reunión Argentina de Sedimentología*, Puerto Madryn, Septiembre de 2014.

Linné, A., H.L. Weissert y E. Erba, 1992. The Valanginian carbon isotope event: a first episode of Green house climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, 4: 374-384.

CARACTERÍSTICAS TEXTURALES Y MINERALÓGICAS DEL HORIZONTE POTÁSICO K1, MIEMBRO TRONCOSO SUPERIOR, FORMACIÓN HUITRÍN, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

J. Gómez Figueroa¹ y M. Balod²

¹IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina, jgfigueroa@mendoza-conicet.gob.ar

²Vale Potasio Río Colorado, Mendoza, Argentina, mario.balod@vale.com

El Horizonte Potásico K1 (Gomez Figueroa et. al., 2011) es la unidad portadora de mineralización de Silvita (CIK) más importante, con mayor representación areal y espesor de la Cuenca Neuquina. Este nivel potásico forma parte del Miembro Troncoso Superior (MTS) de la Fm. Huitrín perteneciente al Grupo Bajada del Agrio (Leanza *et al.*, 2001). El MTS se compone netamente por rocas evaporíticas (Halita, Anhidrita, Silvita y Carnalita), donde se pueden diferenciar 6 unidades litológicas que, de base a techo se denominan: Anhidrita Basal, Halita Inferior, Horizonte Potásico K1, Halita Intermedia, Horizonte Potásico K3 y Halita Superior.

De acuerdo con el análisis y correlación de todos los datos disponibles (composicionales, litológicos, mineralógicos, registros geofísicos, estratigrafía local y regional) de más de 600 sondeos ubicados en las provincias de Neuquén y Mendoza, se define que el Horizonte Potásico K1 exhibe su mejor desarrollo en la comarca de Cañadón Amarillo, Departamento Malargüe, Mendoza, alcanzando un espesor promedio de 9 m con una importante continuidad lateral y donde presenta pocos cambios debido a esfuerzos tectónicos. Está compuesto principalmente por Silvinita (mezcla de cristales de Halita y Silvita) con participación secundaria de Arcilla, Anhidrita y Hematita. En esta unidad se distinguen diferentes subniveles (K1_z, K1_y, K1_x) relacionados tanto con la concentración de Silvita (SVT), como con las características cristalográficas y texturales específicas de las sales, siendo el porcentaje medio de K₂O de entre 25 a 30 %. Los contactos entre estas subunidades son de carácter transicional.

El subnivel K1_z tiene un espesor promedio de 1,70 m. El contacto con la Halita Inferior es neto, ondulado e inclina hasta 20° en dirección al SE. Está constituido por SVT de color rosa salmón traslúcida, con cristales cúbicos subhedrales, el tamaño de cristales varía entre 10 a 25 mm, ligeramente elongados. La Halita (HAL) es blanca, traslúcida y se encuentra reemplazada por SVT. La textura es granular masiva con intercalaciones de bandas irregulares de 0,2-0,3 cm, con desarrollo de grandes cristales de SVT. Escasa presencia de Hematita y el contenido medio de K₂O es 38,10%.

El subnivel K1_y muestra la menor concentración de SVT, con 6,8% de K₂O y un espesor medio de 0,91 m. Presenta una textura conformada mayoritariamente por cristales de Halita de color blanco con formas anhedrales, exhibiendo un aspecto masivo homogéneo. Los cristales de SVT son aislados, con un tamaño de 2 a 10 mm, débilmente elongados, con escasa presencia de Arcilla gris diseminada.

El Subnivel K1_x es el de mayor expresión y diversidad de texturas que se presenta dentro del Horizonte K1. Tiene un espesor promedio de 5,71 metros. La relación existente entre los cristales de HAL-SVT y Arcillas es muy variable en pocos centímetros, generando diversos tipos de texturas y oscilantes tenores de K₂O. En la base se presenta un difuso bandeado de **Arcilita** gris alternando con capas de SVT roja grisácea oscura en cristales pequeños (<5 mm), anhedrales, traslúcidos y con el núcleo blanquecino, pátina hematítica gruesa en los bordes de los cristales. La Halita (<3 mm) posee cristales subhedrales y transparentes. Continúa un tramo de unos 3 m donde la SVT presenta colores rosados a rojizos, a veces en forma de bandas o como aglomerados de cristales, tamaño <8 mm, subhedrales, núcleo blanquecino y pátina hematítica media. La Halita muestra textura masiva granular, blanquecina-anaranjada, en cristales pequeños (<4 mm), translúcidos a transparentes, Anhidrita y Arcillas rodean ambos tipos de cristales. El último tramo está caracterizado por SVT roja grisácea, a menudo con núcleos blanquecinos, cristales subhedrales elongados y arcillas diseminadas. Hacia el techo de K1_x se encuentra un importante nivel de arcillas gris verdosa de unos 55 cm de espesor. El tenor promedio de esta unidad es de 30% K₂O.

Se interpreta que los cambios mineralógicos y texturales observados en el horizonte K1 se deben a procesos halogenéticos sufridos por el depósito salino. Un depósito de Carnalita de origen primario dio lugar a la Silvinita secundaria después de sufrir cambios producto de procesos diagenéticos y/o tectónicos.

Balod M., 1999. Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza-Neuquén. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1077-1081, Buenos Aires.

Frigerio M., A. Giusiano y C. Herrmann, 2003. *Potasio en Neuquén. Evaluación del recurso en el área de exclusividad provincial.* Subsecretaría de Energía y Minería de la provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Provincia de Neuquén. 45pp.

Gomez Figueroa, J., C. Monardez y M. Balod, 2011. El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén* (Eds: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danielli y J.M. Vallés). 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 189-198

Leanza, H.A., C.A. Hugo y D. Repol, 2001. *Hoja Geológica 3969-I- Zapala, provincia del Neuquén.* Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, Boletín 275: 1-128. Buenos Aires.

PRESENCIA DE SALES DE POTASIO EN EL MIEMBRO TRONCOSO SUPERIOR (FORMACIÓN HUITRÍN, CRETÁCICO INFERIOR, CUENCA NEUQUINA) EN EL YACIMIENTO CHIHUIDO DE LA SIERRA NEGRA, PROVINCIA DE NEUQUÉN

Gomez Figueroa, J.¹ y Balod, M.²

¹IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina, jgfigueroa@mendoza-conicet.gob.ar

²Vale Potasio Río Colorado, Mendoza, Argentina, mario.balod@vale.com

El yacimiento Chihuido de la Sierra Negra se encuentra ubicado en el extremo noroccidental de la provincia de Neuquén, en el Departamento Pehuenches. Se accede a él desde la localidad de Rincón de los Sauces transitando 14 km. en dirección Noroeste por la ruta provincial n° 6. En este punto se gira hacia el oeste y se recorren 10 km. por el acceso principal al Yacimiento Chihuido de la Sierra Negra – Lomitas. La columna estratigráfica en el sector que nos ocupa está compuesta, desde lo más antiguo hacia lo más moderno, por el Grupo Mendoza, el Grupo Bajada del Agrio (Leanza *et al*, 2001) y el Grupo Neuquén. En particular nos interesa el Grupo Bajada del Agrio, constituido por las Formaciones Huitrín (Barremiano-Aptiano) y Rayoso (Albiano-Cenomaniano) (Uliana *et al*, 2001) dado que en la primera de éstas se encuentran las sales de potasio. La Fm. Huitrín se compone por los siguientes miembros: *Chorreado*, *Troncoso* y *La Tosca*. El miembro Troncoso, integrado por una unidad inferior detrítica y una unidad superior evaporítica, se apoya mediante una discordancia erosiva sobre el Mb. *Chorreado*, mientras que el contacto superior con la Caliza la Tosca es de tipo neto y concordante. El miembro Troncoso Superior (MTS) se encuentra constituido por Halita, Anhídrita, Silvita y/o Carnalita, con algunas intercalaciones de Arcilitas. En el sector tiene un espesor promedio de aprox. 70 m. Con respecto a la estructura interna se compone en general de niveles litológicos con formas tabulares y de espesores constantes, los mismos conforman mantos con actitudes que rondan entre los 0° a 15°. Toda esta zona presenta abundantes intrusiones de diques andesíticos que acentúan la estructura anticlinal y actúan como barreras de fluidos.

Gabrielle (1999) menciona la presencia de Potasio en un área de 1.400 km², en el sector oeste del departamento Pehuenches más un pequeño sector del departamento Añelo, comprendiendo las zonas de Sierra Negra, Los Barriales, Pampa Negra, Filo Morado, Pampa de las Liebres y la zona sur de las Salinas de Huitrín.

Del estudio de perfiles eléctricos (Gamma Ray Natural y Densidad) en 50 sondeos del yacimiento Chihuido de la Sierra Negra y de acuerdo a la clasificación de Gomez Figueroa *et. al*. (2011) se identifican dentro del MTS las siguientes unidades de base a techo: Anhídrita Basal, Halita Inferior, Horizonte Potásico K1 (Subniveles K1z, K1y, K1x), Halita Intermedia, Horizonte Potásico K3, Halita Superior y Arcilla Guía. A partir del estudio realizado se identificó la distribución heterogénea de los niveles de potasio K1 y K3 a la vez que en algunos sondeos no se presentan estos niveles mineralizados. En 40 pozos se identificó que K1 tiene un espesor promedio de 4.40 m con un espesor mínimo de 1.35 m y un máximo de 10.9 m con una intensidad Gamma Ray promedio de 320 API y picos de hasta 480 API. En solo 13 pozos aparece K3 con un espesor promedio de 1,71 m y un máximo de 3.38 m, la intensidad Gamma Ray de este horizonte mineralizado es de 220 API.

Los horizontes de potasio se ubicaron entre los 886 y los 1370 metros (mbbp). Los datos obtenidos permiten deducir una distribución irregular del depósito -incluso sectores sin Potasio o con escasos niveles mineralizados-. Esta variación puede deberse a la lenticularidad de los depósitos o fracturas estructurales (Gabriele, 1992, 1999), o también a los efectos de intrusivos terciarios. Este depósito de potasio se lo ubica en lo que fue el borde oriental de la cuenca evaporítica y la disminución de los niveles mineralizados nos da una idea de la forma de la cuenca potásica.

Balod M., 1999. Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza-Neuquén. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1077-1081, Buenos Aires.

Frigerio M., A. Giusiano y C. Herrmann, 2003. Potasio en Neuquén. Evaluación del recurso en el área de exclusividad provincial. Subsecretaría de Energía y Minería de la provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Provincia de Neuquén. 45pp.

Gabriele, N. 1999. Cuenca Potásica Huitriniana, Neuquén. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1083-1089, Buenos Aires

Gomez Figueroa, J., C. Monardez y M. Balod, 2011. El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén* (Eds: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés). 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 189-198

Legarreta L. y C. A. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-244.

Vergani G., C. Arregui y O. Carbone, 2011. Sistemas petroleros y tipos de entrapamiento en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*. Neuquén 2011.

ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZAS COMO INDICADOR PALEOAMBIENTAL EN CALIZAS DE LA FORMACIÓN LOMA NEGRA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

L.E. Gómez Peral¹ y M.J. Arrouy¹

¹CIG, CONICET-UNLP, lperal@cig.museo.unlp.edu.ar, jarrouy@cig.museo.unlp.edu.ar

Las calizas micríticas de la Formación Loma Negra en el Sistema de Tandilia se encuentran representadas en las áreas de Olavarría y Barker, Provincia de Buenos Aires. En las secciones estudiadas los espesores varían entre los 30 y 40 metros, y se habrían depositado en un ambiente marino somero. En el área de Barker las calizas micríticas son de tonalidades verdosas en la sección basal y grises en la parte media y superior, mientras que en Olavarría son castaño rojizas en la base, y negras hacia la porción superior. La edad ediacariana de esta unidad fue sugerida por curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ y por los rangos registrados en las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

El análisis de tierras raras e itrio (REE-Y) en sedimentitas carbonáticas de ambientes marinos reviste un potencial muy valioso para el estudio de sus variaciones temporales y paleogeográficas, el que hasta el presente ha sido poco investigado. Asimismo, los patrones registrados en este tipo de rocas constituyen indicadores muy precisos para establecer los estados de oxidación de los mares en el Precámbrico. La distribución de los elementos traza resulta muy sensible a los cambios en la profundidad del agua, salinidad y concentración de oxígeno; y los sedimentos químicos marinos típicamente retienen la distribución de REE-Y por lo que puede reflejar tales cambios y que suelen ser independientes de la edad.

Un indicador de la preservación de los patrones primarios es dado por las bajas concentraciones de las tierras raras. En este sentido, las concentraciones totales en REE-Y obtenidas de las muestras analizadas son de alrededor de 30 ppm en promedio, lo que sugiere que los fluidos postdeposicionales no habrían modificado dichos tenores, como así también se puede descartar la influencia de aporte terrígeno. Por otra parte, las curvas normalizadas (Post-Archean Average Australian Shale: PAAS) revelan un patrón relativamente uniforme con un leve empobrecimiento en las tierras raras livianas, y con presencia de anomalías positivas de Eu, Y y Gd.

Las calizas de la Formación Loma Negra registran anomalías negativas de Ce que varían de -0,45 a -0,80. Estos valores pueden ser considerados primarios dado que las relaciones LaN/SmN son mayores a 0,35 y no se observa correlación con las anomalías de Ce. De igual modo, la falta de correlación entre la concentración de REE-Y y las relaciones de Mn/Sr permite descartar la influencia de fluidos ricos en Mn aportados por la diagénesis. Por lo expuesto, el registro continuo de anomalías negativas de Ce en las calizas estudiadas puede utilizarse como un indicador paleoredox de la columna de agua, el cual se relaciona con la oxigenación y recirculación del agua de mar durante la depositación del fango carbonático.

En conclusión, el empobrecimiento general de las tierras raras livianas, junto a la presencia de anomalías positivas de La, Y y Gd, así como las anomalías negativas de Ce son criterios que permiten señalar un carácter de oxigenación normal para el agua de mar, y que se manifiestan a lo largo de toda la Formación Loma Negra, en las distintas localidades estudiadas. A su vez, esto refuerza la hipótesis de la presencia de un mar conectado y con oxigenación normal (no estratificado) durante el Ediacarano, para este sector del sudoeste de Gondwana.

ESTUDIO MAGNÉTICO PRELIMINAR DE ARCILLAS VINCULADAS A LA INGRESIÓN MARINA DEL HOLOCENO EN LAS LOCALIDADES DE ENSENADA Y BERISSO

M.L. Gómez Samus^{1, 2, 3}, L. Boff^{3, 4}, P. Ontivero^{3, 4, 5}, S. Ziccarelli^{1, 5} y J.C. Bidegain^{1, 5}

¹Laboratorio Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica (LEMIT), La Plata.

gomez_samus@yahoo.com.ar, jcbidega@yahoo.com.ar

²Consejo Nacional de Investigación Científica y Técnica (CONICET)

³Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM-UNLP)

⁴Instituto de Geomorfología y Suelos (IGS-UNLP)

⁵Comisión de Investigaciones Científicas (CIC)

El objetivo del presente trabajo es contribuir al conocimiento de los minerales portadores de hierro en sedimentos arcillosos vinculados a la ingresión marina del Holoceno, en las localidades de Ensenada y Berisso. Las principales técnicas empleadas consistieron en la determinación de parámetros magnéticos y en el análisis químico. Con respecto a lo primero, en el IFAS-CIFICEN, se midió la susceptibilidad magnética, la magnetización remanente anhistérica y la magnetización remanente isotérmica. La determinación de elementos químicos se efectuó en el LEMIT (CIC), mediante un equipo de fluorescencia de rayos X. Complementariamente en el IGS-UNLP se determinó color (sistema Munsell), porcentajes de expansión libre (*free swell test*) y granulometría (Bouyoucos y pipeteo).

Los sedimentos, cuya edad se estima entre 3,5 y 2,5 Ka, corresponden a las Facies Villa Elisa de la Formación Las Escobas y se habrían depositado durante la etapa regresiva del mar. Son los depósitos más superficiales de la denominada llanura costera del Río de La Plata y afloran a cotas inferiores a 5 m.s.n.m. (Cavallotto, 1995). Las muestras fueron tomadas mediante excavaciones someras, evitando los niveles modificados por pedogénesis actual. El material recolectado se caracteriza por su elevada proporción de arcilla (>65%) y su bajo contenido de arena (<2%). Según la clasificación de Folk del año 1954, corresponden principalmente a Arcilla. Presentan tonalidades gris-oliva, con matices que van desde 2,5Y a 5Y. Una característica importante del material es su elevada expansión libre (>100%), que evidencia una importante participación de arcillas expandibles, del grupo de las esmectitas.

Los resultados obtenidos de la medición de parámetros magnéticos son consistentes con una baja señal de minerales ferromagnéticos (*sensu lato*), empero se determinaron porcentajes relativamente elevados de hierro total (Fe₂O₃: 10-12%). De esto se deduce que los minerales portadores de hierro son principalmente paramagnéticos y antiferromagnéticos. El hierro correspondería a óxidos y oxi-hidróxidos y/o podría estar en los minerales de arcilla. Teniendo en cuenta la elevada participación de arcillas expandibles, así como el color del sedimento, es posible plantear la presencia de esmectitas ricas en hierro (*e.g.* nontronita), las cuales poseen una elevada proporción de hierro férrico en su composición y son afines a ambientes con influencia marina (*e.g.* marismas, manglares).

Actualmente se están realizando análisis específicos a los fines de poner a prueba las hipótesis planteadas. Se estima que los estudios que se llevan a cabo serán de gran utilidad para la interpretación paleoambiental de estos depósitos. La elevada concentración de hierro es un aspecto a ser destacado debido a que dicho elemento en arcillas del grupo de las esmectitas, así como en óxidos y oxi-hidróxidos, coadyuva en la adsorción de metales pesados y otros contaminantes de la región.

Cavallotto, J.L., 1995. *Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sus del Río de la Plata*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 237 pp.

NEÓGENO-CUATERNARIO DE LAS SIERRAS DE TANDIL: LITO-BIO-MAGNETOESTRATIGRAFÍA

M.L. Gómez Samus^{1, 2, 3}, N. Chimento^{2, 4}, Y. Rico^{1, 3, 5} y J.C. Bidegain^{1, 5}

¹Laboratorio Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica (LEMIT), La Plata,
gomez_samus@yahoo.com.ar

²Consejo Nacional de Investigación Científica y Técnica (CONICET)

³Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM-UNLP)

⁴Laboratorio de Anatomía Comparada y Evolución de los Vertebrados, Museo Argentino de Ciencias Naturales
"Bernardino Rivadavia"

⁵Comisión de Investigaciones Científicas (CIC)

Mediante relevamientos geológicos, paleontológicos y paleomagnéticos se estudia la cubierta sedimentaria neógeno-cuaternaria del sector central de Tandilia. Las secciones estratigráficas analizadas se localizan en los partidos de Benito Juárez y Tandil. Se reconocieron cuatro unidades litoestratigráficas, en las dos más jóvenes se registraron direcciones de polaridad normal que se asignan al cron Brunhes (<0,78 Ma). La unidad superior (U.L.1), está integrada por limos arenosos, bien seleccionados, sin estructura primaria identificable y es de origen predominantemente eólico (loess), ha recibido distintas denominaciones; tales como Formación Las Ánimas y Formación La Postrera. La edad de ésta se considera menor a 40 Ka. La unidad U.L.2 corresponde a arenas limosas, con acumulaciones psefiticas, presenta estratificación entrecruzada y laminación paralela. Es de origen fluvial. La base es erosiva, discordante, con incisiones profundas. Presenta fósiles fragmentados del Piso/Edad Lujanense-Bonaerense. Una característica distintiva es la abundancia de CaCO₃, particularmente hacia el tope. En el sector serrano se denomina Formación Vela y se correlacionaría con unidades asignadas al Piso/Edad Bonaerense (450-120 Ka) de los acantilados costeros entre Miramar y Santa Clara del Mar (e.g. Formación Santa Clara y sector superior de la Formación Arroyo Seco). La U.L.3 corresponde a limos, con cantidades variables de arena y arcilla, de color rojizo, con abundantes paleosuelos. Presenta estructuras sedimentarias difusas (estratificación entrecruzada y paralela) y se considera de origen fluvial. La mineralogía de la fracción arena muy fina es distintiva, presenta, a diferencia de las unidades más jóvenes, gran proporción de litoclastos volcánicos y escasas trizas vítreas. Se exhumaron restos identificados como *Lagostomus (Lagostomopsis) incisus* y *Actenomys priscus* a los que se les asigna una edad entre 5,3 a 4,5 Ma. (Piso/Edad Montehermosense). Los registros de polaridad magnética evidenciaron zonas normales e inversas y se asignan a la parte temprana del cron Gauss y al cron Gilbert. Se considera más antigua que 3,1 Ma. Esta unidad se conoce en el sector serrano de Tandilia como Formación Barker y podría correlacionarse con la Formación Chapadmalal y/o la Formación Monte Hermoso. La unidad basal (U.L.4), corresponde a un conglomerado matriz sostén; los clastos son de sedimentitas precámbricas. Los rasgos de la matriz son distintivos: es arcillosa rojiza, con marcas de raíces y abundantes rasgos vérticos (*slickensides* y agregados cuneiformes) que evidencian la presencia de arcillas del grupo de las esmectitas. Se considera como un depósito coluvial, afectado por pedogénesis. No se conoce designación formal para esta unidad en Sierras de Tandil, no obstante, puede ser vinculada a otros depósitos coluviales descriptos en Sierras de Balcarce y Sierras Bayas. Las características mineralógicas y magnéticas de la matriz son afines a los depósitos del Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. Su edad se considera inferior a 12 Ma.

Finalmente, un aspecto a destacar, que surge de las interpretaciones realizadas, es la presencia de *hiatus*. El más importante corresponde al contacto entre las unidades U.L.2 (Formación Vela) y U.L.3 (Formación Barker), donde la ausencia de registro sería de al menos 2,6 millones de años.

DINÁMICA QUIMIO-SEDIMENTARIA Y QUIMIOESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS DELTAICOS DE LA FORMACIÓN SAN JOSÉ (MIOCENO MEDIO), SALTA, ARGENTINA

J.M. Góngora¹, S.M. Georgieff ^{1, 2} y C.A. Moreno²

¹CONICET, jmgongora@gmail.com

²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina

La Formación San José (Mioceno medio? a Tardío) está caracterizada por una alternancia de depósitos continentales, encontrándose secuencias fluviales, deltaicas y lacustres. Es posible observar en sus afloramientos las variaciones laterales y verticales de facies por espacio de varios kilómetros y espesores entre 50 y 70 m.

Existen en el sector medio de la Formación San José variaciones faciales de depósitos fluviales, que gradan a deltaicos y de lago abierto hacia la parte superior de la columna sedimentaria, para posteriormente volver a sistemas fluviales entrelazados.

El objetivo del estudio es establecer y correlacionar unidades, subunidades y ambientes quimioestratigráficos dentro de la Formación San José. En la jerarquización de las unidades quimioestratigráficas y la correspondencia con las unidades litoestratigráficas fueron utilizadas las propuestas de Pearce *et al.* (2010); las Subunidades Quimioestratigráficas son equiparables a las Capas Guías litoestratigráficas del Código Argentino de Estratigrafía (1992). Para los análisis químicos se muestrearon las 53 capas de los 3 perfiles estratigráficos (más de 20m cada uno, con distanciamiento lateral entre 90 y 190 m), se obtuvieron muestras de areniscas, pelitas y calizas que permitieron caracterizar las lito- y quimiofacies de las transiciones entre los depósitos deltaicos y lacustres (somero y profundo) de la sección media de la unidad. Un banco de calizas fosilíferas ubicado en la parte superior de la sección estratigráfica fue utilizado como nivel guía para correlacionar los tres perfiles. Los elementos analizados fueron: Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Co, Mn, Cr, Ni, Zn, V y Cu. Los 742 datos químicos fueron interpretados teniendo en cuenta la posición estratigráfica, variaciones espaciales relativas (verticales y laterales) y relaciones interparamétricas. En general, los cambios litológicos y geoquímico poseen un correlato, las areniscas están mejor representadas por las variaciones de los elementos mayores (SiO₂, Al₂O₃ y CaO), mientras que las limolitas, arcilitas y materia orgánica están representadas por variaciones de un conjunto de elementos minoritarios y trazas (Mn, Cu, Cr, V, Ni y Zn).

Las muestras corresponden geoquímicamente a litoarenitas, vaques, arcosas y pelitas. En cuanto al CIA (50-70), se observa bajo grado de meteorización química y de acuerdo a las relaciones V/Cr (de 0,75 a 2,75) y Ni/Co (de 1 a 5) un ambiente principalmente óxico para la mayoría de las muestras y dióxico para las restantes.

El análisis espacial de los cambios geoquímicos permitió definir marcadores geoquímicos basados en anomalías de Ni, Cu, Zn, V, Cr, que separan 2 subunidades y 4 ambientes quimioestratigráficos en la sección media de la Formación San José. En este trabajo, los Ambientes Quimioestratigráficos corresponden a Depósitos Sedimentarios (conjunto de estratos formados por procesos geológicos homogéneos y cíclicos).

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Pearce, T.J., Martin J.H., Cooper, D., and Wray D.S., 2010. Chemostratigraphy of Upper Carboniferous (Pennsylvanian) sequences from the southern North Sea (United Kingdom). En Ratcliffe K.T. y Zaitlin B.A. (Eds.), *Application of Modern Stratigraphic Techniques: Theory and Case Histories*. SEPM, Special Publication, 94: 109-127.

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL Y CORRELACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL SECTOR MEDIO DE LA FORMACIÓN SAN JOSÉ, ENTRE LAS QUEBRADAS DE LAS TOTORITAS Y DE MAL PASO, PROVINCIA DE SALTA, ARGENTINA

J.M. Góngora¹, M.E. Iriarte², M.C. Heilbron², L.I. Domínguez² y S.M. Georgieff^{1,2}

¹CONICET. jmgongora@gmail.com

²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina.

En la provincia de Salta, en el Valle de Santa María, la Formación San José (Mioceno medio? a Tardío) en las quebradas de Las Totoritas (S26°12'27'' O65°47'54,8'') y de Mal Paso (S26°13'21,6'' O65°48'11,7''), presenta excelentes afloramientos de depósitos fluviales a deltaicos y lago profundo. La disposición y calidad de los afloramientos permite realizar tanto análisis de facies verticales como sus correlaciones laterales a través de elaboración de fotomosaicos. El objetivo del presente trabajo fue determinar las características paleoambientales del sector medio de la Formación San José y la extensión lateral y correlación de las mismas entre las respectivas quebradas. Se realizaron dos perfiles estratigráficos de 180 metros de espesor aproximadamente, distanciados 2500 metros entre sí. Como método de correlación estratigráfica se utilizó información obtenida de fotomosaicos ayudado de niveles de calizas fosilíferas y cuerpos arenosos.

Las facies, en los cuatro perfiles estratigráficos, están compuestas por arcilitas macizas, limolitas con laminación paralela, areniscas (muy fina, fina, media, gruesa y muy gruesa) con diferentes geometrías (tabular, lobulada, acanalada y sigmoide) y estructuras mecánicas primarias (laminación paralela/ondulada, y estratificaciones tabulares, planares y cruzadas), calcarenitas finas macizas y calizas fosilíferas. El espesor de los estratos varía entre algunos centímetros y algunos metros. Los datos de dirección de inclinación y de inclinación varían entre las quebradas, de base a techo, en Las Totoritas 120°/32° a 135°/24°; mientras en la de Mal Paso varía entre 70°/35° y 87°/24°.

Los paleoambientes que caracterizan esta columna conforman tres ciclos de sedimentación principales. En la base, se observa un sistema fluvial arenoso caracterizado por potentes cuerpos lenticulares de entre 4 y 12 m de espesor, con márgenes bien definidos que pasan a una planicie de inundación limo-arcillosa con poca bioturbación. En el sector medio se interpreta un depósito lacustre somero, en el que se intercalan cuerpos sigmoides de areniscas finas a medias, de 1 a 2 m de espesor, interpretados como deltas. En la parte superior el sistema se profundiza hacia un lago abierto con mayor presencia de pelitas y una disminución en la abundancia y potencia de cuerpos de areniscas (turbiditas?). Una propuesta como análogo actual de los depósitos deltaicos de la Formación San José es el delta que forma el río Suquía en la desembocadura de la laguna de Mar Chiquita.

ESTUDIO DE SEDIMENTOS CUATERNARIOS DEL ARROYO NAPOSTÁ GRANDE (BAHÍA BLANCA, BUENOS AIRES, ARGENTINA)

B. Gutiérrez Téllez¹, L. Luna¹, A.L. Fernández¹ y N. Caballero¹

¹*Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. Buenos Aires.*
bgutierr@uns.edu.ar, lluna@uns.edu.ar, ana.fernandez@uns.edu.ar, natalia.caballero@uns.edu.ar

La abundancia y variedad de microfósiles junto con los sedimentos que los contienen, proporcionan una evidencia útil para la interpretación de cambios paleoambientales, en especial las diatomeas (Clase Bacillariophyceae) por su alta sensibilidad a los cambios físico-químicos en el ecosistema, mientras que el resto de los organismos complementan la información. El objetivo de este trabajo es realizar un análisis paleoambiental a partir de un perfil ubicado en la cuenca inferior del arroyo Napostá Grande, prov. de Buenos Aires, en base al estudio sedimentológico (textural y mineralógico) y micropaleontológico de los sedimentos cuaternarios aflorantes en su barranca. El perfil estudiado, denominado "Puesto Alegre" (S 38° 45'15,4''/O 62° 45'50,9'') se ubica bajo el puente que une las localidades de Grümbein e Ing. White. Sus sedimentos corresponden al Miembro Limo-Arenoso superior (Holoceno temprano) de la Formación Agua Blanca (De Francesco, 1970) y comprende capas alternantes de limos y arcillas cementados por carbonato de calcio, las que se depositaron sobre una amplia llanura de marea. Junto con las diatomeas se encuentran otros bioindicadores como cistos de crisófitas (Clase Chrysophyceae), gastrópodos y bivalvos marinos (Clase Gastropoda y Clase Bivalvia). Los bivalvos fósiles articulados, en posición de vida, corresponden a *Tagelus plebeius* (Lightfoot, 1786) con edades radiocarbónicas que oscilan entre 3850 y 3373 años AP (González *et al.*, 1983, Farinati *et al.*, 1992). En el perfil estudiado se reconocen cinco secciones separadas por discontinuidades, la más profunda entre 2,10 y 1,60 m, está representada por conglomerados en la base, a los que siguen arenas finas a medianas con abundante carbonato de calcio, gradando a limosas hacia la parte superior. El ensamble de diatomeas de esta sección está dominado por *Paralia sulcata* (Ehr.) Cleve, polihalobia y planctónica, con una frecuencia relativa del 63,3%. En discontinuidad se deposita la segunda sección, entre 1,60 y 1,25 m, constituida por arena fina interestratificada con arcilla, con el mismo ensamble de diatomeas pero en una frecuencia relativa menor (45%) de *Paralia sulcata*, acompañada por *Fragilaria* spp., oligohalobia indiferente y oligotrófica. La tercera sección, entre 1,25 y 0,70 m, está formada por arena limosa interestratificada en ésta *Paralia sulcata* domina con valores altos de frecuencia relativa (63,2 %) y subdominan *Auliscus sculptus* (W. Smith) Ralfs, *Coscinodiscus excentricus* Ehr. y *Actinoptychus splendens* (Shadbolt) Ralfs, diatomeas polihalobias y planctónicas. La siguiente sección, entre 0,70 y 0,40 m, corresponde a un nivel de arena fina pasando a limo arcilloso hacia la parte superior, con bioturbaciones; el ensamble de diatomeas presenta la dominancia de *Cocconeis placentula* Ehr. y la subdominancia de *Synedra ulna* (Nitz.) Ehr. y *Rhopalodia* spp., oligohalobias indiferentes hasta mesohalobias, ticoplanctónicas y epífitas. La sección superior, entre 0,40 y 0,10 m, está formada por arena limosa compacta, cubierta por suelo actual; retoma la dominancia *Paralia sulcata* con la misma flora subdominante de la tercera sección. La mineralogía de los sedimentos está representada por abundante cuarzo, mafitos y trizas, en menor cantidad presenta feldespatos, opacos y litoclastos de rocas volcánicas y metamórficas. En general, los sedimentos presentan mala selección y formas que van desde angulosas hasta redondeadas. La primera sección corresponde a una ingresión, con un nivel del mar relativamente alto, la segunda sección continúa siendo marina, con niveles bajos de nutrientes y correspondería a un episodio regresivo del mar. Continúa un nuevo ingreso marino representado en la tercera sección. En la cuarta sección aguas continentales (dulces y salobres) enriquecen el estuario permitiendo el desarrollo de abundante vegetación. La última sección representa una nueva ingresión marina de menor aporte, con mezcla de aguas continentales y marinas. Como conclusión la información del contenido micropaleontológico permite caracterizar, de manera preliminar, diferentes paleoambientes en la cuenca inferior del Arroyo Napostá Grande. Complementando el análisis sedimentológico, los ensambles de diatomeas indican distinto grado de influencia marina, partiendo de un momento inicial euhalino, la salinidad decrece hasta valores de agua salobre, con el aporte fluvial y aumento de la vegetación para volver a un ambiente de influencia marina. Este es un trabajo preliminar de un estudio más amplio que comprende la zona costera entre Bahía Blanca y Punta Alta, provincia de Buenos Aires.

De Francesco, F.D., 1970. Sedimentología y geomorfología del Cenozoico en el flanco sudoccidental de las Sierras de Curamalal. CONICET (inédito).

Farinati, E., Aliotta, S. y S. Ginsberg, 1992. Mass mortality of a Holocene *Tagelus plebeius* (Mollusca, Bivalvia) population in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 106: 301-308.

González, M., Panarello, H., Marino, H. y S. Valencio, 1983. Niveles marinos del Holoceno en el Estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. En: *Símpoio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicycle deglacial en la Argentina*. Mar del Plata. Actas: 48-68.

RASGOS CONTORNÍTICOS DEPOSITACIONALES Y EROSIVOS EN EL MARGEN CONTINENTAL DE URUGUAY

F.J. Hernández-Molina¹, M. Soto², A.R. Piola³, J. Tomasini², B. Preu⁴, P. Thompson⁵, G. Badalini⁵, A. Creaser¹, R.A. Violante³, E. Morales², C.M. Paterlini³ y H. De Santa Ana²

¹Dept. Earth Sciences, Royal Holloway Univ. London, Egham, Surrey,

javier.hernandez-molina@rhul.ac.uk, Adam.Creaser.2013@live.rhul.ac.uk

²ANCAP, Exploración y Producción, Montevideo, Uruguay msoto@ancap.com.uy, jtomasini@ancap.com.uy, ethelmor1@yahoo.com, hdesantaana@ancap.com.uy

³Servicio de Hidrografía Naval (SHN), Buenos Aires, Argentina apiola@hidro.gov.ar, rober.a.violante@gmail.com, cmpaterlini@yahoo.com.ar

⁴Chevron Upstream Europe, Chevron North Sea Limited, Chevron House, Aberdeen, UK, BPreu@chevron.com

⁵BG Group, Exploration (Uruguay), UK, Phil.Thompson@bg-group.com, Gianluca.Badalini@bg-group.com

El Sistema Depositacional Contornítico del Atlántico Suroccidental se extiende a lo largo de los márgenes continentales de Argentina y Uruguay, y continúa hacia el sur de Brasil. En el margen argentino fueron descriptos sus rasgos regionales (Hernández Molina *et al.*, 2009) y locales en su sector norte (Violante *et al.*, 2010, Preu *et al.*, 2012, 2013). Relevamientos sísmicos llevados a cabo en el margen de Uruguay permitieron definir por primera vez los cuerpos contorníticos y sus rasgos depositacionales y erosivos en ese ámbito, relacionarlos con sectores previamente estudiados del vecino sector argentino y evaluar la influencia de las corrientes de fondo en su generación (Hernández Molina *et al.*, 2016). Se utilizaron datos batimétricos y sísmica de reflexión 2D y 3D para reconstruir un mapa morfosedimentario con el fin de interpretar y decodificar los procesos sedimentarios y oceanográficos regionales. Esto permitió describir los sistemas contorníticos, los cuales están compuestos por un complejo arreglo de rasgos erosivos (escarpes, canales, superficies de abrasión), depositacionales (*drifts*) y mixtos (terrazas contorníticas), a su vez afectados por procesos gravitacionales generadores de deslizamientos, transporte en masa, turbiditas y cañones submarinos. Los rasgos contorníticos han sido principalmente generados por corrientes de fondo asociadas a las masas de agua de origen antártico y subantártico. A partir del límite Eoceno-Oligoceno hasta el presente, la influencia a largo plazo de las masas de agua de altas latitudes surpolares, en combinación con procesos gravitacionales, ejercieron un profundo control en la construcción de la morfología general del margen de Uruguay. La mayor parte de los rasgos morfosedimentarios identificados se formaron durante el Mioceno medio-tardío en respuesta a la variabilidad paleoceanográfica que incluyó el arribo de la masa de Agua Intermedia Antártica (AAIW) a la región, la cual, en combinación con el Agua de Fondo Antártica (AABW) fue fundamental en la evolución del margen. Por otra parte, las fluctuaciones en la posición de la Confluencia Brasil-Malvinas durante el Cuaternario, en combinación con cambios climáticos y eustáticos, también influenciaron el desarrollo de las secuencias contorníticas. Estos cambios paleoceanográficos controlaron los diseños de la arquitectura y estructuras sedimentarias así como la posición de niveles con reflectores sísmicos de gran amplitud que separan los diferentes *drifts*. Desde el punto de vista aplicado, estos depósitos, conformados por sedimentos esencialmente arenosos, indicarían posibles objetivos a estudiar como eventuales reservorios de hidrocarburos. El conocimiento adquirido hasta el momento debe sentar las bases de futuras investigaciones que permitirán mejorar la interpretación acerca de las variaciones en el Giro Subtropical de este sector del Océano Atlántico, con el objetivo de mejorar los modelos regionales de variaciones climáticas y circulación oceánica.

Hernández-Molina, F.J., C.M. Paterlini, R.A. Violante, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza y M. Rebescio, 2009. A contourite depositional system on the Argentine slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology* 37 (6):507-510.

Hernández-Molina, F.J., M. Soto, A.R. Piola, J. Tomasini, B. Preu, P. Thompson, G. Badalini, A. Creaser, R.A. Violante, E. Morales, C.M. Paterlini y H. De Santa Ana, 2016. A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: Sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 378: 333-349

Preu, B., T. Schwenk, F.J. Hernández-Molina, R.A. Violante, C.M. Paterlini, S. Krastel, J. Tomasini y V. Spiess, 2012. Sedimentary growth pattern on the northern Argentine slope: 1 the impact of North Atlantic Deep Water on southern hemisphere slope architecture. *Marine Geology* 329-331: 113-125.

Preu, B., F.J. Hernández-Molina, R.A. Violante, A.R. Piola, C.M. Paterlini, T. Schwenk, I. Voigt, I., S. Krastel y V. Spiess, 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: the interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep-Sea Research Part I Oceanographic Research Papers* 75: 157-174.

Violante, R.A., C.M. Paterlini, I.P. Costa, I.P., F.J. Hernández-Molina, L.M. Segovia, J.L. Cavallotto, S. Marcolini, G. Bozzano, C. Laprida, N. García Chapori, T. Bickert y V. Spiess, 2010. Sismoestratigrafía y evolución geomorfológica del talud continental adyacente al litoral del este bonaerense, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17: 33-62.

CENIZAS BASÁLTICAS GENERADAS POR FRAGMENTACIÓN FREATOMAGMÁTICA EN EL VOLCÁN MORADO, SUDESTE DE MENDOZA

G.A. Holgado¹ y G.W. Bertotto²

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa, La Pampa, gabrielholgado10@gmail.com

²INCITAP (CONICET-UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, gwbertotto@yahoo.com.ar

El volcán Morado se localiza en la zona de retroarco extrandino de la provincia de Mendoza (37° 26' 56" S - 68° 31' 47" O), en el sector sudoriental de Payenia. Se trata de un edificio volcánico de unos 40m de altura disectado por el río Colorado. Está compuesto por seis litofacies: 1) depósitos de brecha de bajo soldamiento, matriz soportada con bloques de basalto; 2) depósitos de ceniza con frecuente desarrollo de estratificación entrecruzada de bajo ángulo; 3) depósitos de aglomerados volcánicos de bajo soldamiento, subdividida en (3a) formada por depósitos de lapilli bien seleccionados intercalados y cubriendo a los depósitos de ceniza, y litofacies (3b) compuesta por depósitos mal seleccionados de piroclastos juveniles (bloques, bombas y lapilli) y líticos hasta un 40% (rodados similares a los del lecho actual del río Colorado y bloques de rocas sedimentarias con signos de metamorfismo térmico); 4) depósitos de aglomerados volcánicos de alto soldamiento-spatter (con y sin distinción de individuos) compuestos por piroclastos de tamaño bomba y formas fluidales mayormente fusiformes; 5) diques, intruyendo a aglomerados de alto soldamiento; 6) colada de lava basáltica. Sobre la ceniza de la litofacies 2 y de la matriz de la litofacies 1, se realizaron estudios petrográficos de detalle con el fin de testear la hipótesis de que estos depósitos fragmentarios finos fueron generados por interacción del magma con agua externa al sistema.

La morfología de las partículas se determinó a partir del análisis en dos dimensiones en microscopio petrográfico. Se contaron cincuenta granos siguiendo una trayectoria aproximadamente lineal en las secciones delgadas y se definió su forma comparando cualitativamente con imágenes de partículas obtenidas en experimentos análogos a freatomagmatismo (Morrisey *et al.*, 2000) y con formas asignadas a tefras naturales de erupciones basálticas freatomagmáticas (Orton, 1996). A partir del conteo y medición de 300 granos por muestra, se determinó que todos los niveles corresponden a cenizas vítreas. Las mismas están compuestas por 81,1% de vitroclastos, de los cuales el 66,8% corresponden a trizas y fragmentos de sideromelano con cristalinidad y vesicularidad variables, el 12,4% a fragmentos de taquilita levemente alterados en los bordes, con cristalinidad y vesicularidad variables y el 1,9% a fragmentos mixtos sideromelano-taquilita. El 13,4% de las cenizas corresponde a litoclastos no juveniles (líticos volcánicos) y el 5,6% a cristaloclastos (53,4% no juveniles y 46,6% juveniles). A partir del análisis de las partículas se determinaron cuatro categorías morfológicas diferentes: formas de bloque (47,9%), musgosas o irregulares (28,0%), formas de placa y cuspidas (20,9%) y esféricas o redondeadas (3,1%). La morfología, la vesicularidad y la granulometría de los fragmentos juveniles sugiere que la tefra estudiada fue generada mediante fragmentación en presencia de agua. Los contornos de las partículas están formados por remanentes de vesículas y por fracturas, rasgos atribuidos a fragmentación por expansión de volátiles y por interacción con agua externa, respectivamente (Carey *et al.*, 2000). A partir del análisis composicional de los fragmentos líticos no juveniles, se postula que la fragmentación del magma se produjo a profundidades someras muy probablemente por contacto con agua del río Colorado.

Carey, S., María, A. y H. Sigurdsson, 2000. Use of fractal analysis for discrimination of particles from primary and reworked jökulhlaup deposits in SE Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 104: 65-80.

Morrisey, M., B. Zimanowski, K. Wohletz y R. Buettner, 2000. Phreatomagmatic Fragmentation. En H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press: 431-445. San Diego.

Orton, G.J., 1996. Volcanic environments. En H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science: 485-567. Malden.

MEGABOULDER TRANSPORT IN FLASH FLOODS- CASE STUDIES IN THE JORDAN RIVER (ISRAEL) AND AMBATO RIVER (CATAMARCA, ARGENTINA)

M. Inbar¹, J. A. Costello² and J. Eremchuk²

¹*Department of Geography and Environmental Studies, University of Haifa, Israel, inbar@geo.haifa.ac.il*

²*Universidad Nacional de Catamarca, Argentina*

Megaboulders mantle the steep channels of mountainous rivers, and they moderate the incision rates by increasing the channel roughness. Because direct measurement of boulder transport in natural rivers is difficult, there are few field studies on the subject. Megaboulders transported in catastrophic floods in urban environments have destructive power rushing downslope.

Two case studies are analysed: The Jordan river channel is composed of gravel and boulders and therefore a high shear threshold is needed for bedload transport. The large boulders are 1500 mm b-axis and even reach 2000 mm among the biggest sizes known in fluvial bed material. Shear stress and stream power are maximized where the depth-slope product is maximized, hence in the narrower section there is no deposition of boulders. All sizes of material move with a recurrence interval of 1:10 years.

The Ambato river catastrophic flood of January 2014 caused victims and economic losses in the El Rodeo village in the province of Catamarca. The village developed on the alluvial river fan and the catastrophic flood caused victims, destroyed several houses, a bridge and carried vehicles caught by the flood. All sizes- including 2000 mm b-axis- of bed material were transported.

The assessment of boulder mobility is needed for the mitigation of flow hazards in mountainous urban areas.

ANATOMÍA INTERNA Y ANÁLISIS SECUENCIAL DE ALTA RESOLUCIÓN DE UNA PARASECUENCIA (MIEMBRO PILMATUÉ, FORMACIÓN AGRIO, NEUQUÉN, ARGENTINA)

M.F. Isla¹, E. Schwarz¹ y G.D. Veiga¹

¹*Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina,
misla@cig.museo.unlp.edu.ar, eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar*

La dinámica de evolución de medio término de los sistemas marinos someros es algo que aún no ha sido completamente comprendido. Debido a esto, los litosomas arenosos correspondientes a un ambiente de shoreface suelen ser considerados como de baja heterogeneidad interna. El presente trabajo tiene como objetivo la caracterización detallada desde el punto de vista facial, arquitectural y secuencial de una parasecuencia de la Cuenca Neuquina, generada en un ambiente marino somero, con el fin de comprender la dinámica interna y los factores que controlan este tipo de unidades.

La zona de estudio fue elegida por su excelente exposición y continuidad lateral de las sedimentitas asignadas al Miembro Pilmatué (Valanginiano tardío-Hauteriviano temprano) de la Formación Agrio. Para la realización de este trabajo se levantaron 19 perfiles sedimentarios a escala 1:50 separados regularmente cada 500 m a lo largo de 12 km en sentido N-S. Además, se mapearon en el campo las superficies claves identificadas que, junto con la información de perfiles, permitieron realizar una transecta orientada a favor de la pendiente deposicional del sistema. El análisis de facies realizado permitió definir 4 asociaciones de facies correspondientes a un sistema de shoreface-offshore dominado por olas y tormentas, cuya composición es predominantemente silicoclástica, aunque en algunos sectores acumulaba sedimentos mixtos. Estas asociaciones son: offshore, offshore transition, lower shoreface y upper shoreface.

La parasecuencia analizada se encuentra limitada por dos superficies transgresivas de escala regional que ponen facies de offshore sobre facies de shoreface. Esta parasecuencia no muestra un arreglo continuo de somerización clásico sino que presenta discontinuidades internas que limitan sucesiones de menor jerarquía dentro de la misma. Estas discontinuidades internas consisten en superficies transgresivas evidenciadas por el pasaje en la vertical de facies someras a relativamente más profundas (upper shoreface-offshore transition, upper shoreface-lower shoreface o lower shoreface-offshore transition). Si bien lateralmente la expresión de estas discontinuidades puede variar cuando nos movemos en un sentido proximal-distal, siempre se mantiene constante el grado de cambio. Estas superficies constituyen límites de intraparsecuencia que definen bedsets cuyo arreglo interno es somerizante. Los bedsets definidos no son idénticos entre sí, sino que varían en la proporción de facies, sentido y magnitud de progradación, y dominio de procesos de tormenta versus buen tiempo. Además asociado a ellas, se concentra material residual del shoreface de composición mixta (arena y grava silicoclástica junto con ooides y bioclastos) en niveles cuya continuidad lateral se mantiene durante toda la extensión de los afloramientos. Estos concentrados presentan un contacto erosivo con los depósitos subyacentes y concentran material gravoso que ya se encontraba en el shoreface. Por todo lo mencionado, se interpretaron las superficies de profundización asociadas a la base de estas facies, como superficies de ravinamiento por acción de olas. Este tipo de depósitos de lags transgresivos a escala interna de una parasecuencia no han sido tan frecuentemente mencionados hasta el momento en el estudio de unidades secuenciales de muy alta frecuencia. Se propone que dichas heterogeneidades no responderían a cambios relativos de alta frecuencia en el nivel del mar ni del aporte de sedimento, sino a variaciones en la configuración de las olas respecto a la costa (intensidad, dirección, frecuencia de tormentas) lo cual altera el equilibrio del shoreface generando la inundación relativa del mismo. Finalmente, la aplicabilidad de estos estudios a la caracterización de los depósitos marinos someros como reservorio de hidrocarburos resulta de suma importancia ya que en determinados casos, estas heterogeneidades de intraparsecuencia pueden tener influencia directa sobre manera de evaluar la calidad del mismo.

ESTUDIO GEOFÍSICO DE UN SECTOR DEL MARGEN CONTINENTAL PATAGÓNICO ARGENTINO. IMPLICANCIAS GEOMORFOLÓGICAS Y CARACTERÍSTICAS SEDIMENTARIAS DE FONDO OCEÁNICO

J.I. Isola¹, A.A. Tassone¹, R.A. Violante², M. Haller³ y G. St-Onge⁴

¹*Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGeBA), CONICET-Departamento de Ciencias
Geológicas Universidad de Buenos Aires, jose_isola@hotmail.com*

²*Servicio de Hidrografía Naval (SHN), Ministerio de Defensa*

³*Centro Nacional Patagónico (CENPAT), Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco*

⁴*Institut des Sciences de la Mer de Rimouski (ISMER), Université du Québec à Rimouski*

El Margen Continental Argentino Patagónico (MCAP) se define oceanográficamente como la porción del margen continental argentino ubicada al sur de la confluencia de las corrientes Malvinas y Brasil. Ésta zona del margen, se encuentra influenciada desde el límite Eoceno-Oligoceno por la circulación termohalina de las corrientes de agua profundas generadas en el sector antártico. Estas corrientes oceánicas dan origen a la formación de amplias terrazas y depósitos contorníticos. Los procesos gravitacionales perpendiculares a la pendiente también tienen un rol importante en el modelado actual del margen, generando remoción en masa en las zonas de alta pendiente, y extensos cañones submarinos que cortan transversalmente todo el talud continental.

Los datos obtenidos en la campaña MARGES 2014 (dragados de fondo oceánico, líneas sísmicas someras de alta resolución, perfiles sub-superficiales, batimetría multi-haz), junto con secciones sísmicas profundas de mediana resolución de exploraciones petrolíferas, permitieron caracterizar los procesos sedimentarios actuales y los que actuaron desde el Pleistoceno en adelante en las terrazas Nágera y Perito Moreno entre los paralelos 44°30' y 45°30'.

Dichas terrazas fueron formadas durante Mioceno medio-tardío, cuando la actividad de las corrientes oceánicas de origen antártico se intensificó. En el estudio, se determinó que la mayor parte de las terrazas se encuentra tapizada por depósitos contorníticos de granulometría tamaño arena, y que al menos la primer centena de metros del subsuelo de las terrazas en esta área, debe también su conformación a los procesos contorníticos y a la depositación asociada a los mismos. También fueron identificados depósitos de remoción en masa vinculados a las zonas de quiebre de talud y límite entre terrazas, pero debido a las pequeñas dimensiones de los mismos se determinó que los procesos asociados a las corrientes contorníticas son los que mayor control tienen sobre el modelado del margen y los procesos sedimentarios en la zona de estudio.

Se propone que la secuencia contornítica estudiada comenzó a depositarse en el Pleistoceno y yace sobre una superficie erosiva a la cual se le asignó, a partir de relaciones sismoestratigráficas, una edad cercana al límite Mioceno-Plioceno. Ésta superficie erosiva ya fue reconocida e interpretada por varios autores con el nombre de H2, sin embargo, la magnitud del proceso erosivo que la formó es aún tema de discusión. Los resultados preliminares indican que el mismo habría tenido una intensidad tal, que dejó expuestos depósitos de edad eocena en la Terraza Perito Moreno, los cuales fueron luego cubiertos por una capa de depósitos contorníticos cuaternarios.

ESTUDIO MICROPALAEONTOLÓGICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE UN TESTIGO DEL SECTOR INTERNO DEL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA (BUENOS AIRES, ARGENTINA): INTERPRETACIONES PALEOAMBIENTALES

R.G. Kihn¹, J. Carbonella² y E.A. Gómez^{2, 3}

¹Instituto de Cs. de la Tierra y Ambientales de La Pampa (INCITAP), Santa Rosa, La Pampa, 6300,
rgkihn@gmail.com

²Instituto Argentino de Oceanografía (IADO-CONICET/UNS), Bahía Blanca, Argentina, jcarbonella@iado-conicet.gob.ar

³UTN FRBB, Dpto. de Ingeniería Civil, Bahía Blanca, Argentina, gmgomez@criba.edu.ar

Se realizaron estudios sedimentológicos, micropaleontológicos y geocronológicos de un testigo de 485 cm de longitud obtenido mediante vibrocoreing en la zona intermareal del sector interno del estuario de Bahía Blanca, Argentina (38° 53'S - 62° 14'O). El testigo posee cuatro dataciones radiocarbónicas realizadas sobre fango orgánico (488 cm 5662/5907 cal. AP, 280 cm 5322/5583 cal. AP, 231 cm 4240/4808 cal. AP, y 71 cm 3176/3553 cal AP). El análisis de clúster sedimentológico arrojó dos zonas, la zona A con dos subzonas: **A1 (498-280 cm)**, esta caracterizada por un limo arenoso con laminaciones tipo flaser, indicando una llanura de marea media. La zona **A2 (280-100 cm)**, formada por depósitos de arena media a fina, sin estructuras visible. La zona **B (100-0 cm)**, compuesta por arena muy fina de coloración rojiza. Por su parte, el estudio de la ostracofauna permitió definir tres zonas: **ZI (498-322 cm)**, dominan las especies mixo-euhalinas *Neocytherideis ruidis*, *Loxocythere variassculpta* y *Callistocythere litoralensis*. Asociados a estos ostrácodos se hallan poblaciones de especies mixohalinas y eurihalinas *Cyprideis salebrosa hartmanni* y *Leptocythere darwini* y ostrácodos fitales - parafitales. Todas las especies mencionadas en este sector del testigo han sido encontradas en sedimentos actuales de marismas y planicies de marea (Martínez, 2005; Kihn, 2015). **ZII (322-166 cm)**, casi todas las muestras resultaron estériles para ostrácodos y presencia de caparzones de *Littoridina australis* (d'Orbigny). La marcada disminución de la ostracofauna y la presencia de gastrópodos indican un aumento de la energía ambiental. **ZIII (166-0 cm)**, se destaca la dominancia de *L. variassculpta*, *N. ruidis*, *C. s. hartmanni* y *C. litoralensis*. Asociadas a estas especies se hallan ostrácodos fitales. En este sector del testigo se registran las especies de origen continental *Cypridopsis vidua* y *Limnocythere* sp. La dominancia de especies mixo-euhalinas y la presencia de especies fitales y de aguas continentales permiten establecer un ambiente de marisma con marcada influencia continental. Finalmente, a partir de los 80 cm no se registran ostrácodos. El análisis de diatomeas determinó tres zonas: **AI (498-361 cm)** las especies predominantes son marinas plantónicas / ticoplantónicas como *Cymatosira belgica*, *Minidiscus chilensis*, *Paralia sulcata*. En la zona **AII (361-61 cm)** *C. belgica* continua siendo la especie mas abundante, al mismo tiempo comienzan a aparecer especies salobres / dulceacuicolas, especialmente del genero *Achnanthes*. Hacia el techo se encuentra la zona **AIII (61-0 cm)**, con un importante cambio en la salinidad, solamente dos especies marinas (*C. belgica* y *P. sulcata*) y comienzan a aparecer especies salobres/ dulces (*Cocconeis placentula* var. *lineata*, *Cymbella* sp. y *Cyclotella meneghiniana*) y especies bentónicas de agua dulce (*A. hauckiana* y *lanceolata*). Las especies marinas *C. belgica* y *P. sulcata* han estado presentes en toda la columna sedimentaria. Dicha asociación es indicadora de ambientes fuertemente influenciados por el mar (Vos y De Wolf, 1994). La misma ha sido encontrada en secuencias holocenas del sur de la provincia de Buenos Aires interpretadas como la colmatación de canales de mareas (Espinosa, 2008). En base a las diferentes asociaciones diatomológicas, se podría inferir un ambiente de planicie de marea (sub a intermareal). Teniendo en cuenta los resultados de los distintos proxies podemos concluir que en la base del testigo los sedimentos fueron depositados en un ambiente intermareal con influencia de canales de marea; en el tramo superior se pudo determinar un ambiente intermareal con marismas desarrolladas y aporte de aguas continentales que se hace más evidente en los últimos 60 cm.

Espinosa, M.A., 2008. Diatoms of Patagonia and Tierra del Fuego. En: J. Rabassa (ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, *Developments in Quaternary Sciences* 11: 383-392.

Kihn, R.G., 2015. Estudio de las asociaciones de ostrácodos (Arthropoda, Crustacea) en depósitos transicionales y marinos como indicadoras de paleoambientes del Holoceno. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 236 pp. (Inédito).

Martínez, D.E., 2005. Asociaciones de ostrácodos modernos del estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 42 (4): 669-684.

Vos, P.C. y H. De Wolf, 1994. Paleoenviromental research on diatoms in early and middle Holocene deposits in central north Holland (The Netherlands). *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28: 97-115.

TASAS SEDIMENTARIAS Y PEDOGENÉTICAS EN LA TRANSICIÓN PALEOCLIMÁTICA INVERNADERO-FRIGORÍFICO DEL EOCENO MEDIO DE PATAGONIA CENTRAL

J. M. Krause¹

¹CONICET-Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew, Argentina / Universidad Nacional de la Patagonia
San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, Argentina, mkrause@mef.org.ar

Se presenta un nuevo avance en el entendimiento de la dinámica sedimentaria y pedogenética registrada en la Formación Koluel-Kaike (Eoceno medio), en la localidad Las Flores, Patagonia Central, Argentina. Aquí esta unidad piroclástica, posee un espesor de 56 m, y alberga ~30 paleosuelos, algunos individuales y otros combinados en diversos tipos agradacionales. De base a techo se reconoce la siguiente sucesión de paleosuelos agradacionales: acumulativos (sección inferior –SI–) – complejos (sección inferior/media –SM–) – compuestos (sección media-superior –SS–). Esta tendencia ha sido interpretada como el producto del aumento en las tasas de sedimentación (T_s) hacia los términos más jóvenes de la unidad, en concordancia con el desmejoramiento climático (transición sistema invernadero-frigorífico), hacia condiciones menos cálidas y más secas que favorecieron un mayor transporte y acumulación eólica de cenizas finas. En esta contribución se presenta la cuantificación de las T_s , proveyendo conocimiento clave para la comprensión de los tiempos de desarrollo de los diversos paleosuelos agradacionales reconocidos.

Estudios geocronológicos recientes han permitido acotar el tiempo de depositación-edaificación de la Formación Koluel-Kaike a un intervalo de ~4.6 My, dentro del Eoceno medio, distribuidos en tres intervalos temporales: ~2,1 My (SI), ~1,7 My (SM), y ~0,7 My (SS). Para el cálculo de las T_s , se ha considerado la información geocronológica disponible, en combinación con los espesores involucrados. Para una estimación precisa, se ha procedido a la descompactación de los espesores medidos en el campo, mediante el cálculo del valor “compactación” por soterramiento para paleosuelos (C) (Sheldon y Retallack, 2001), y se han determinado T_s promedio.

Los valores C y espesores descompactados por sección son: 0,45 y 32 m (SI); 0,46 y 28 m (SM); y 0,47 y 22 m (SS). Los espesores recalculados definen un espesor original de la unidad de ~82 m, permitiendo definir una T_s promedio general de 0,02 mm/año. Las T_s promedio por secciones son: 0,015 (SI), 0,016 (SM), y 0,029 mm/año (SS).

Los valores obtenidos confirman las interpretaciones previas basadas sobre observaciones paleopedológicas-estratigráficas (Krause, 2012), y permiten efectuar algunas observaciones sobre las condiciones óptimas para el desarrollo de los diferentes tipos de paleosuelos agradacionales. Se observa que los paleosuelos acumulativos y complejos de las SI y SM se formaron en condición de reducida T_s menores a la T_s general promedio, mientras que los paleosuelos compuestos de la SS se desarrollaron con T_s mayores. El aumento en T_s hacia el techo de la unidad es congruente con un cambio climático desde condiciones húmedas y templadas a condiciones subhúmedas-semiáridas relativamente más frías, lo que sugiere que la pérdida de humedad del sistema resultó ser un factor de control importante sobre la tasa de pedogénesis (T_p). Otro factor importante es el material parental, en este caso piroclástico. Diversos estudios focalizados en la determinación, por diferentes métodos, de las T_p de suelos del mundo proponen valores de T_p promedio que oscilan entre 0,029 a 0,114 mm/año. Aun difiriendo en los métodos, y siendo aplicados en suelos cuyo material parental no es piroclástico, se puede observar que las T_p más bajas igualan o superan a la T_s calculadas para la Formación Koluel-Kaike. Además, es de esperar que siendo las cenizas volcánicas fácilmente meteorizables, y sujetas a condiciones subtropicales en la SI, las T_p sean aun mayores. En tal sentido, suelos desarrollados bajo condiciones cálidas y húmedas soportan T_p del orden de 0.05 mm/año o mayores.

Utilizando los menores valores de T_p promedio, y reuniendo la información obtenida, es posible definir las siguientes condiciones de formación de paleosuelos agradacionales de la Formación Koluel-Kaike. 1) Paleosuelos acumulativos: T_s 0,015 mm/año, $T_p \geq 0,029$ mm/año, clima húmedo-templado; 2) Paleosuelos complejos: T_s : 0,015-0,016 mm/año, $T_p \geq 0,029$ mm/año, clima húmedo-templado a subhúmedo; 3) Paleosuelos compuestos: T_s : 0,029 mm/año, $T_p \geq 0,029$ mm/año, clima subhúmedo-semiárido. Se define además una relación directa entre paleosuelos individuales de mayor desarrollo (paleo-Ultisoles) y paleosuelos acumulativos-complejos (SI-SM); y entre paleosuelos individuales de menor desarrollo (paleo-Andisoles) y paleosuelos compuestos (SS).

Krause, J.M., 2012. Relaciones entre paleosuelos agradacionales, tasas de sedimentación y paleoclima global. Un ejemplo del Paleógeno inferior de Patagonia Central, Argentina. *XII Reunión Argentina de Sedimentología*, Salta, Actas: 109-110.

Sheldon, N.D. y Retallack, G.J., 2001. Equation for compaction of paleosols due to burial. *Geology* 29: 247-250.

PALEOCLIMATE OF THE LOWER PINTURAS FORMATION, MIDDLE MIOCENE, SANTA CRUZ PROVINCE, ARGENTINA

J.M. Krause¹, M.S. Raigemborn², T.M. Bown³ y M.F. Tejedor⁴

¹CONICET-Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Trelew, Argentina / Universidad Nacional de la Patagonia
San Juan Bosco. Comodoro Rivadavia, Argentina, mkrause@mef.org.ar

²Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). La Plata, Argentina, msol@cig.museo.unlp.edu.ar

³Department of Anthropology, Colorado State University, Fort Collins, USA, kanprimate@aol.com

⁴CONICET- Centro Nacional Patagónico (CENPAT-CONICET), Puerto Madryn, Argentina,
tejedor@cenpat.edu.ar

The Pinturas Formation (middle Miocene) is a pyro-epiclastic unit cropping out in the NW Santa Cruz Province. Three sequences separated by unconformities were originally described by Bown and Larriestra (1990) as constituting this unit. Here we present the study of paleosols developed within the lower sequence of the Pinturas Formation from two localities (Sumich Norte –SN– and Estancia Ana María –AM–), providing both a reinterpretation of the original stratigraphic scheme, and new paleopedologic data for acquiring a reliable paleoclimatic scenario.

The First Sequence, up to 11 m-thick, is equivalent to the lowermost part of the lower sequence of Bown and Larriestra (1990), being characterized by “very mature paleosols”. It is composed of pyroclastic sandstones and mudstones, and intraformational conglomerates, over which pinkish brown paleosols developed. Paleosols represent a unique type of soil, herein referred as “pinkish paleosol” (color of the matrix 5Y8/4), which is composed of two horizons. The B horizon crops out as an indurated cornice, with beds showing tabular to lenticular geometry. It is constituted by either a tuffaceous sandstone or an intraformational conglomerate with subangular to subrounded clasts immersed within a tuffaceous sandy matrix. Tractive structures are absent, and a coarse stratification is occasionally recognized. Well-developed pedogenic features in the outcrops include: medium-scale cuneiform, blocky and granular peds; polygonal cracks to the top of the horizon; irregular pinkish mottles (5YR7/2); clay coatings; rhizoliths, and insect trace-fossils. Clay coatings and mottles are also present on microscopic scale. Geochemical analyses determined Al_2O_3 /bases ratios of 1.1–7.3, Ba/Sr ratios of 0.4–0.9, and CIA-K values of 57.4–91.9. The C horizon consists of a massive, tuffaceous, very fine- to fine-grained sandstone, locally with intraclasts of precedent B horizons at the base. Pedogenic features are mostly absent; however, the contact is transitional. The lowermost C horizon in the sequence coincides with the base of the Pinturas Formation at SN, and displays an irregular basal surface that has up to 7–9 m in relief.

The Second Sequence coincides with the “sandy yellow, green or pink bentonitic mudstone” of Bown and Larriestra (1990) recognized at SN. It is composed of fine- to medium-grained sandstone, yellowish grey (5Y8/2) in color. Tractive structures are not recognized. The base of the sequence is represented by an irregular surface, interpreted as a valley scour that has up to 15 m in relief. Within this new sequence, a second type of paleosol is recognized, herein referred as “yellowish paleosol”. The B horizon displays irregular, pinkish brown mottles (5YR7/2), frequent rhizoliths (1–2 mm in diameter), and occasionally poor-developed granular structure. *Coprinisphaera* and *Feoichnus* are common. Geochemical analyses determined Al_2O_3 /bases ratios of 1.16, Ba/Sr ratios of 1.4, and CIA-K values ~ 61. The C horizon is characterized by a massive sandstone with uncommon pinkish mottles near the contact with the B horizon.

The “lower sequence” of Bown and Larriestra (1990) is defined in more detail and divided in two unconformity-bounded sequences. The lowermost is characterized by moderate to strongly-developed paleosols formed under seasonal, temperate and humid/subhumid climates (MAT: 11–16°C; MAP: 680–1350 mm/year). The Second Sequence is characterized by weakly to moderately-developed paleosols, formed under seasonal, temperate and subhumid climates (MAT: ~11°C; MAP: 740 mm/year). Both stratigraphic order and features from the pinkish and yellowish paleosols suggest a paleoclimatic change toward relative drier conditions and an increase in the sedimentary rate. Higher MAP-MAT values recognized in the lower sequence, along with the age of these deposits, suggest a close relationship with the mid-Miocene climatic optimum, a period in which global temperatures were warmer at mid-high latitudes.

Contribution to PICT 2011-2520 (to MFT and JMK). TMB acknowledges field support from NSF and NGS grants to J.G. Fleagle.

Bown, T.M. y Larriestra, C.N., 1990. Sedimentary paleoenvironments of fossil platyrrhine localities, Miocene Pinturas Formation, Santa Cruz Province, Argentina. *Journal of Human Evolution* 19: 87-119.

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FM. PALO NEGRO (PLEISTOCENO TARDIO) APLICADO AL ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN CUATERNARIA EN PAMPA NORTE

D.M. Kröhling^{1,2}, E. Brunetto³ y J. Alcantara²

¹CONICET

²Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina

³CICyTTP-CONICET, Diamante, Entre Ríos, Argentina, dkrohling@santafe-conicet.gov.ar,
ernestobrunetto@cicytpp.org.ar

La Formación (Fm.) Palo Negro (Brunetto *et al.*, 2010) presenta evidencias estratigráficas y geomorfológicas de actividad neotectónica en la Pampa Norte, NE de la provincia de Córdoba, SE de Santiago del Estero y O de Santa Fe. La deformación activa durante el Cuaternario Superior está expresada por dos morfoestructuras regionales: la Depresión Tectónica de Mar Chiquita (60-105 msnm) y el Bloque Elevado de San Guillermo (90-125 msnm) limitados por el este y oeste, respectivamente, por el Sistema de Fallas Tostado-Selva (SFTS). Levantamientos topográficos y estratigráficos de detalle en perfiles situados a lo largo de la escarpa flexural del SFTS (*ca.* 35 m de desplazamiento vertical) permitieron reconstruir las secuencias sedimentarias representativas y contribuir al análisis de la evolución del paisaje. La Fm Palo Negro representa el relleno acrecionario de un humedal palustre (*wetland*); aflora en perfiles localizados en pendientes de mayor gradiente relativo a lo largo de la escarpa flexural del SFTS (eg. Palo Negro, Altos de Chipión y Tortugas), constituyendo un importante marcador geomorfológico. La unidad registra edades OSL y TL entre ~178 y ~67 ka. AP. Forma un depósito tabular diagenizado, constituido por limo arcilloso marrón claro, organizado en estratos horizontales medianos a gruesos, de límites difusos e internamente laminados (laminación discontinua, sub-horizontal y ondulada, resaltada por segregaciones de CaCO₃ en placas horizontales y abundantes pátinas férricas). Contiene rizoconcreciones y nódulos de CaCO₃, abundantes motas finas a medias de óxidos de Fe y Mn y pátinas de arcillas. Presenta agregados tamaño limo e intraclastos tamaño arena, de color marrón oscuro dispersos en la masa sedimentaria, abundantes macroporos muy finos, fisuras muy finas comunes resaltadas por CaCO₃ segregado y estructuras sub-verticales de bioturbación. El sedimento está estructurado pedogénicamente en bloques que rompen en agregados de tipo placa. Las características de la unidad permiten deducir un ambiente de lagunas y pantanos temporarios, con evidencias de hidromorfismo y aporte de material eólico en suspensión, asociado a una palaeotopografía deprimida a plana. La sucesión está cubierta en discordancia erosiva por una unidad loésica generada durante el Último Máximo Glacial. Las características sedimentológicas de la Fm Palo Negro permiten inferir una multiplicidad de procesos que intervinieron produciendo importantes cambios texturales y composicionales en el depósito. Procesos geomorfológicos, sedimentarios e hidrológicos de gran escala aportaron sedimentos finos intracuencales al humedal, por escurrimiento mantiforme y acción fluvial, y aporte de materiales finos de posible procedencia andina mediante contribución eólica. Los procesos diagenéticos físicos, biológicos y químicos de pequeña escala (e.g. precipitación de minerales como cementos intergranulares, cristales agregados, generación de pátinas, nódulos, disolución de fitolitos y espículas de esponjas) imprimieron rasgos particulares. Análisis granulométricos de muestras de la unidad mediante la aplicación de la técnica de difracción láser muestra distribuciones de frecuencias compuesta por 35 clases granulométricas (en el rango 0,5-300µm), con predominio de limo (65-86%) (63-4µm), arena fina a muy fina subordinada (10-34%) (63-250µm) y escasa arcilla (0,3-4,9%) (<4µm). La distribución de frecuencias es bimodal (Mo: 19µm, limo grueso y Mo: 49µm, limo muy grueso). La mediana (Md) y la media (Mz) se ubican en el intervalo 4,3-5,5φ (Md: 22-48µm; Mz: 32-57µm; limo grueso a muy grueso). Las distribuciones de frecuencias son en general asimétricas (-), con exceso de gruesos y de tipo mesocúrtica. La desviación estándar promedio (1φ) indica un sedimento pobremente seleccionado. Los análisis convencionales clasifican la unidad como un sedimento areno limoso, con 52-70% de arena muy fina (63-125µm), 27-37% de limo (63-4µm) y 2-10% de arcilla (<4µm); no obstante los análisis composicionales bajo lupa binocular indican que la mayor parte de la fracción arena corresponde a agregados de partículas que han resistido los tratamientos de dispersión química. La incorporación de materiales finos al ambiente de humedal por infiltración y bioturbación (e.g. materia orgánica, CaCO₃ y Si biogénicos, minerales de arcillas, pátinas de óxidos de Fe) ha favorecido la formación de agregados comparables a "muddy sands" dificultando el análisis granulométrico y el recuento mineralógico (grano suelto) por microscopía. DRXs sobre muestra total indican el predominio de cuarzo, plagioclasas, ortoclasa, microclino, con minerales autógenos como goethita y calcita. La fracción arcilla está representada por illita de baja cristalinidad y esmectitas, indicando múltiples fuentes de origen. El contenido de Fe (13,3 mg/g) y Mn (0,6 mg/g) extractables, y de cloruros (0,016 g/100g) y sulfatos (0,075g/100g) es alto en comparación con los obtenidos en el loess suprayacente. El Fe proviene de soluciones de meteorización y ha sido acumulado bajo condiciones oxidantes y/o alcalinas en un ambiente de baja energía y anegable periódicamente.

Brunetto, E., Iriondo, M., Zamboni, L. y Gottardi, M.G., 2010. Quaternary Deformation around the Palo Negro area, Pampa Norte, Argentina. *Journal de South American Earth Sciences* 29: 627-641.

ANÁLISIS DE ALTA RESOLUCIÓN DE LA DINÁMICA SEDIMENTARIA EN PLANICIES DE INUNDACIÓN: FLUJOS CONFINADOS VS. FLUJOS NO CONFINADOS

S. Lamarchina¹ y E. Beilinson²

¹*Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario- Instituto de Investigaciones Marina y Costeras (IIMyC),
Universidad Nacional de Mar del Plata, (CONICET- UNMDP), salvador.lamarchina@hotmail.com.ar*
²*Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar*

La aloformación Playa San Carlos (Plioceno tardío) aflora principalmente en la zona de acantilados marinos al sur de la ciudad de Mar del Plata (desde Playa San Carlos hasta Playa Los Lobos), aunque también puede encontrarse de manera saltuaria cerca de Estación Nágera y zonas aledañas, todas localidades de la provincia de Buenos Aires. Tiene una potencia máxima de 12 m. Hasta el momento, las sedimentitas de esta aloformación han sido descritas en el marco de trabajos de mayor escala, que abarcan todas las unidades del Neógeno y Cuaternario aflorantes en los acantilados. En ese contexto han sido interpretados a modo general como depósitos de crecidas en manto, asociados a planicie de inundación de sistemas efímeros, fundamentalmente en base a su geometría tabular y al desarrollo de paleosuelos en el tope de cada uno de sus alomientos. El presente trabajo tiene por finalidad efectuar un análisis de alta resolución de facies sedimentarias y arquitectura de los cuerpos sedimentarios con el propósito de distinguir entre sistemas efímeros canalizados y no canalizados mediante la caracterización de flujos confinados y no confinados. El análisis de facies sedimentarias identificadas (código de litofacies) permitió agruparlas en dos asociaciones de facies. La asociación de facies A1 está dominada por areniscas muy finas limosas y limolitas que constituyen cuerpos tabulares con techo y base plana y, amplia extensión lateral, masivos o con laminación relíctica (Sm), a menudo con moteado y abundante bioturbación de invertebrados (galerías tipo *Beaconites isp.*) y desarrollo de paleosuelos (Protosoles). Estos litosomas tienen espesores de entre 1 y 2 m y pueden verse interrumpidos por cuerpos lenticulares con arreglo interno heterolítico entre arenisca muy fina limosa y arcilita (Sl) o por cuerpos de areniscas muy finas limosas con intraclastos pelíticos y estratificación entrecruzada en artesa (St). Suelen observarse intercalados con los depósitos de Sm cuerpos tabulares de areniscas muy gruesas a gruesas, con gradación normal, en los cuales los clastos están conformados por agregados subangulares de arenisca muy fina limosa (Sg). La asociación de facies A2 tiene mayor participación de sedimentitas más gruesas, observándose areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesa (St) y entrecruzada planar (Sp), en cuerpos de base erosiva y cóncava, con espesores de entre 0,8 a 2 m y extensión lateral de decenas de metros. Las evidencias sedimentarias y los arreglos arquitecturales de la base de aloformación Playa San Carlos permiten interpretar un sistema depositacional fluvial dominado por alto espacio de acomodación, donde fue posible el desarrollo y preservación de depósitos de planicie de inundación. En éstas tuvieron lugar sucesivos episodios de crecidas e inundaciones, los que se manifestaron principalmente como flujos no confinados, mantiformes a pobremente canalizados (asociación de facies A1). La naturaleza episódica de estos procesos estaría reflejada por la presencia de varios niveles de paleosuelos, los cuales marcan periodos de estabilidad de la planicie. En este sistema depositacional se identificaron también depósitos asignables a flujos confinados dentro de canales fluviales (asociación de facies A2), pero su participación en el registro es minoritaria. Resulta interesante entonces la caracterización detallada acerca del tipo de flujo y la dinámica del sistema para luego dar lugar a la discusión acerca del origen y controles que dominaron la sedimentación de estos depósitos.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN LUMBRERA SUPERIOR: DISCUSIÓN SOBRE EL POSIBLE ORIGEN EÓLICO

A. Lapiana¹, C. del Papa¹ y D. Gaiero¹

¹CICTERRA, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina, a.lapiana@outlook.com, ceciliadelpapa@unc.edu.ar, diego.gaiero@unc.edu.ar

Las investigaciones realizadas en los depósitos de la Formación Lumbreira superior han aportado valiosos avances acerca de la edad de los sedimentos, el contenido paleontológico y el contexto geodinámico de la cuenca; sin embargo, se desconoce el origen de las espesas acumulaciones pelíticas que la integran. El objetivo de esta contribución es dar a conocer los primeros resultados del análisis sedimentológico que permite plantear la discusión sobre el posible origen eólico de los sedimentos y el escenario paleogeográfico que pudo haber contribuido a su formación. El estudio comprende los depósitos limolíticos basales de la Formación Lumbreira superior, pertenecientes al Grupo Salta (Turner, 1959); ubicados en la localidad de El Simbolar y Río Juramento, provincia de Salta - noroeste Argentino. La edad de esta formación se conoce a partir de las asociaciones de vertebrados que le confiere una edad Luteciense tardío – Bartonense, lo cual es concordante con la datación de 39,9 Ma U/Pb en circones de una toba localizada hacia el tope de la Formación Lumbreira superior (del Papa *et al.*, 2010) en El Simbolar.

La Formación Lumbreira superior está formada por espesas sucesiones de material limoso de color rojizo, distribución mantiforme, groseramente estratificada; en la cual se reconocieron cinco litofacies sedimentarias: Limolita bioturbada, limolita calcárea, arenisca fina blanca, heterolítica y ceniza volcánica. En todas las litofacies se reconocieron evidencias de formación de paleosuelos. Las características sedimentarias sugieren un paleoambiente de llanuras vegetadas con áreas topográficamente más bajas temporalmente inundadas. Los estudios granulométrico de la fracción fina, muestran que tiene una participación de más del 50% en la fracción limo y un patrón de distribución de tamaño de grano predominantemente bimodal, donde en la mayoría de las muestras analizadas la moda principal se encuentra en el rango de limo fino (7,8 a 15,6 μ m) y la moda secundaria es inferior a la fracción arena muy fina (63 a 125 μ m). La mediana de este conjunto de muestras está representada por la fracción limo medio (15,6 a 31 μ m) y limo fino (7,8 a 15,6 μ m). Estos resultados fueron comparados con los depósitos sedimentarios de indudable origen eólico como el loess pampeano cuaternario (e.g. Los Sargentos, Lozada y Villa Rivera Indarte) y polvo atmosférico actual recolectado en Marcos Juárez (Gaiero *et al.*, 2013). Ambos tipos de muestras tienen distribución de tamaño de granos muy similares indicando un mismo origen y/o mecanismo de depositación. Asimismo la mineralogía es homogénea y no presenta cambios sustanciales a lo largo de la columna analizada, reconociéndose dos grupos de minerales: detríticos (cuarzo, plagioclasa, illita/moscovita) y autigénicos (calcita, analcima, hematita). Las características sedimentológicas, que incluyen los rasgos macroscópicos y de afloramiento, concuerdan en interpretar a estos depósitos como paleoloess, siendo una posible fuente del detrítico, la formación contemporánea de los proto Andes; y el material volcánico procedente del arco volcánico activo para el Eoceno – Oligoceno en la región oriental de Chile (20°S - 25°S).

Del Papa, C.E., A. Kirschbaum, J. Powell, J.A. Brod, F.D. Hongn y M. Pimentel, 2010. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: A new approach for reconstructing an Eocene foreland basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 327-345.

Gaiero D.M., L. Simonella, S. Gassó, S. Gili, A.F. Stein, P. Sosa, R. Becchio, J. Arce y H. Marelli, 2013. Ground/satellite observations and atmospheric modeling of dust storms originating in the high Puna-Altiplano deserts (South America): Implications for the interpretation of paleo-climatic archives. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118: 1-15.

Turner, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.

CARACTERIZACIÓN DE FACIES DE LAS FORMACIONES CANDELEROS Y HUINCUL (GRUPO NEUQUÉN), EN EL CAÑADÓN ESCONDIDO, NEUQUÉN, ARGENTINA

D. López^{1, 2}, M.J. Pons^{2, 3, 4}, R. Gómez^{2, 5} y M. Tunik^{2, 3}

¹Universidad Nacional de San Juan

²Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro

³CONICET

⁴Grupo Patagónico de Estudios Metalogenéticos CIMAR, Universidad Nacional Comahue

⁵Museo de Historia Natural de San Rafael, Mendoza

danielalopezfernandez0@gmail.com, jpons@unrn.edu.ar, rgomez@unrn.edu.ar, mtunik@unrn.edu.ar

La zona de estudio se encuentra a 6,6 kilómetros al sur de la Villa El Chocón (39°14'50'' - 39°17'57'' LS; 68°52'26'' - 68°45'20'' LO), en el sector occidental del embalse Ezequiel Ramos Mexías, provincia de Neuquén, donde afloran las sedimentitas continentales cretácicas de la base del Grupo Neuquén (Cenomaniano inferior-Campaniano medio). Este Grupo representa los sedimentos de antepaís de la cuenca Neuquina producto de la deformación andina durante el Cretácico Superior y está conformado por tres Subgrupos: Subgrupo Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado (Garrido, 2011, y referencias allí citadas). En el sector de estudio se realizó un perfil de detalle que abarca 141 m de espesor de la Formación Candeleros y 30 m de espesor de la base de la Formación Huincul del Subgrupo Río Limay, a lo largo del Cañadón Escondido.

El objetivo de este trabajo es establecer las diferencias de facies entre las formaciones Candeleros y Huincul para poder delimitar el contacto entre ellas en este sector.

Se describieron seis asociaciones de facies según Miall, 2000, cuatro (I, II, III, IV) representadas en la Formación Candeleros caracterizadas por el predominio de facies más finas y dos (V, VI) para la base de la Formación Huincul caracterizadas por el predominio de facies más gruesas.

La base del perfil (27,5 m) está constituida por la siguiente asociación de facies (I): bancos tabulares (desde 70 cm a 2 m) de pelitas y areniscas finas laminadas, algunas con ondulitas (Fl), intercaladas con bancos de areniscas masivas (Sm) y areniscas con estratificación paralela fina (Sr) con gradación normal. El techo de los bancos pelíticos presenta comúnmente deformación convoluta. Hacia arriba a lo largo de 19 m continúan la asociación de facies II que se distingue de la anterior por una menor participación de las facies de areniscas (Sm, y Sr) y el desarrollo de bioturbaciones en las facies más finas (Fr), además de la presencia de lentes aisladas de areniscas medias a gruesas con base erosiva y estratificación entrecruzada en artesa (St). En la sección media del perfil (42 m) predomina la asociación de facies III compuesta por espesos (3 m) bancos de areniscas gruesas con entrecruzamiento en artesa (St) que en algunos niveles presentan nódulos carbonáticos diagenéticos (SP). Lentes aisladas de conglomerados finos matriz sostenidos (Gmm) se encuentran dentro de los bancos de areniscas. Estas facies más gruesas se intercalan con niveles de pelitas bioturbadas (Fr). Hacia el techo de la Formación Candeleros se expone la asociación de facies IV compuesta por escasos bancos tabulares de areniscas finas a medias (Sm, Sr, SP) intercalados con bancos de pelitas de hasta 10 m de espesor. La base de la Formación Huincul se desarrolla por encima de una superficie de erosión con continuidad lateral y está formada por la asociación de facies V que comienza con conglomerados polimícticos de gradación normal (Gmg), areniscas medias (St) y escasos bancos de pelitas (F). Por último la asociación de facies VI se diferencia de la anterior por el predominio de niveles lenticulares de areniscas medias a gruesas con base erosiva (Ss) y estratificación entrecruzada en artesa (St).

Las asociaciones de facies descripta sugieren un ambiente fluvial de tipo entrelazado de moderada a alta sinuosidad para la Formación Candeleros, donde se reconocen zonas de llanura de inundación representados por las facies más finas y bioturbación y la presencia de canales representadas por las facies más gruesas (St, Gmm; Miall, 2000). Esta asociación de facies para la Formación Candeleros implica una baja relación canal/planicie de inundación y contrasta fuertemente con las facies observadas en la Formación Huincul donde predominan los niveles de Gmg, St y Sm características de canales de tipo multi-episódicos (Miall, 2000).

Garrido, A. C., 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico tardío) en la cuenca neuquina. En H. A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danielli, J. M. Vallés (Eds.), *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 231- 244*

Miall A. D., 2000. En A. D. Miall (Ed.), *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 3rd. Springer, Ontario: 616pp.

INFLUENCIA DE LOS CONTROLES EXTRÍNSECOS EN LA EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS DE ANTEPAÍS, LA CUENCA DE COLLÓN CURÁ COMO CASO DE ESTUDIO

M. López, L. D' Elia, J.R. Franzese, J. Bucher y M. García

CIG - (UNLP-CONICET), La Plata, Buenos Aires, mlopez@cig.museo.unlp.edu.ar

El origen, relleno y evolución de las cuencas de antepaís son temáticas ampliamente abordadas en las últimas décadas. Sin embargo, el análisis en detalle revela que cuencas con características muy diferentes son reunidas bajo una misma denominación. Estas diferencias se deben a la configuración de los controles extrínsecos (tectónica, vulcanismo, eustacia y clima), los cuales marcan una impronta en los sistemas sedimentarios, que, a largo plazo, determinan el relleno. Es por esta razón que surge la necesidad de desarrollar estudios de mayor detalle en casos puntuales, que integren el análisis tectónico, sedimentológico y vulcanológico del relleno de las cuencas. En el presente trabajo se presentan los primeros avances en el análisis del relleno de una cuenca del Antepaís Norpatagónico: la Cuenca de Collón Curá. La Cuenca de Collón Curá es un depocentro neógeno localizado en la región sur del Neuquén, se encuentra limitado por fallas inversas que conforman una zona triangular constituida por el Orógeno Andino Patagónico al oeste y el alto de Sañicó al este. El límite norte y sur se circunscriben por el lineamiento del Río Malleo y el Alto del Río Limay, respectivamente. El relleno está conformado por vulcanitas y sedimentitas volcánicas y silicoclásticas continentales, denominadas de base a techo como Formación La Pava, Formación Collón Curá y Formación Calefú.

El análisis del relleno se efectuó mediante perfiles estratigráficos y sedimentológicos que posteriormente fueron correlacionados en paneles. El reconocimiento y correlación de superficies regionales (discordancias) permitió definir de forma tridimensional diferentes unidades de relleno. De esta manera se reconocieron cinco unidades (U) que rellenan la Cuenca de Collón Curá. La U1 (Formación La Pava) se compone de una sucesión de paleosuelos apilados de color castaño, poseen matriz vítrea muy fina en la que se presentan líticos, cristales y pómez de tamaño arena media. Esta unidad se presenta siempre en contacto con altos de basamento, inclinada solidariamente a los mismos entre 10° y 30°. La U2 (Formación Collón Curá) es una ignimbrita masiva, de color castaño a gris, con matriz vítrea y lapilli de pómez, líticos y cristales. Posee entre 30 y 50 m de espesor y se encuentra distribuida a lo largo de todo el depocentro. La U3 (sección inferior del Miembro Limay Chico, Formación Calefú) se compone de psamitas gruesas a sabulitas de color gris azulado, mal seleccionadas y con base cóncava erosiva. Estos bancos son masivos en la base y presentan estratificación entrecruzada en artesa hacia el techo. Intercalan niveles arenosos masivos con rasgos pedogénicos difusos y abundantes trazas de *coprinisphaera*. La distribución areal es amplia y se encuentra apoyando sobre la U1 o la U2 mediante una discordancia erosiva regional. La U4 (sección superior del Miembro Limay Chico, Formación Calefú) se compone de psamitas a sabulitas rojizas, mal seleccionadas y con estructura masiva. Presenta lentes gravosos polimícticos con clastos angulosos. Tanto las unidades arenosas como gravosas de U4 poseen rasgos pedogénicos abundantes. La distribución de esta unidad se limita al margen oriental de la cuenca. Por último, la U5 (Miembro Alicurá, Formación Calefú) se compone de niveles de conglomerados polimícticos, con base erosiva cóncava y gradación normal. Presenta clastos redondeados y selección moderada.

La U1 se interpreta como paleosuelos desarrollados sobre depósitos volcánicos producidos por actividad volcánica explosiva que se acumularon sintectónicamente con el levantamiento del basamento. La U2 representa flujos piroclásticos extendidos en la cuenca en un tiempo relativamente corto. La U3 manifiesta sistemas aluviales-fluviales proximales con alta tasa de aporte y acomodación. La U4 presenta sistemas aluviales proximales limitados al margen oriental, el elevado desarrollo de paleosuelos en toda esta unidad sugiere un mayor tiempo de exposición y por consecuencia, menor tasa de aporte en comparación con la U3. Finalmente, la U5 indica la instalación de sistemas fluviales dominados por depósitos de relleno de canal.

Del estudio del relleno de la Cuenca de Collón Curá se concluye que las discordancias representan discontinuidades espacio-tiempo que resultan clave en el análisis de la evolución de la cuenca. En estas discontinuidades se expresan los cambios en los controles extrínsecos. La configuración de estos controles es lo que determina las características de los sistemas de acumulación de las diferentes cuencas de antepaís. En el marco de estos estudios se profundizará en determinaciones cronológicas que permitan estimar tasas de acumulación y cuantificar las variaciones temporales de los controles extrínsecos (análisis dinámico). Además, se prevé parametrizar el relleno de la cuenca y determinar volúmenes de relleno que permitan realizar modelos evolutivos de mayor calidad que contemplen y precisen las variaciones en los controles extrínsecos.

ESTRATIGRAFÍA DE LAS IGNIMBRITAS DE LA FORMACIÓN MORRO GRANDE, PUNA NORTE

M.E. López¹, S. Guzmán² y R. Seggiaro^{2, 3}

¹INECOA, UNJu, CONICET e Instituto de Geología y Minería, San Salvador de Jujuy, Argentina, marylop24@gmail.com

²IBIGEO, UNSa, CONICET, Rosario de Lerma, Salta, Argentina, sguzman@conicet.gov.ar

³Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina, ruliseggiaro@yahoo.com.ar

El presente trabajo expone el análisis estratigráfico de la Formación Morro Grande (Gorustovich, 1988), ubicada en las inmediaciones de la Mina Loma Blanca (23°02'58" S, 66°26'09" O) en la Puna Norte. Esta unidad comprende depósitos volcánicos y volcanoclásticos que representarían el volcanismo previo a la caldera de Coranzulí (Seggiaro *et al.*, 2013). Estos depósitos apoyan por falla y discordancia sobre depósitos terciarios de la Formación Tiomayo (Seggiaro y Aniel, 1989), y son cubiertos mediante discordancia por depósitos volcano-sedimentarios de la Formación Loma Blanca de 6,99 Ma (Alonso, 1986).

Sobre la base de trabajo de campo y de laboratorio se caracterizaron los depósitos de la Formación Morro Grande, definiendo 3 miembros que, de base a techo, denominamos Miembro 1, Miembro 2 y Miembro 3. Tanto el Miembro 1 como el Miembro 2 involucran depósitos piroclásticos primarios, con intercalaciones silicoclásticas. El Miembro 1 está formado por una toba lapillítica gris, maciza, con contenido en pómez blancas (~3 a 60 % en vol.) y fragmentos líticos ordovícicos (10-20 % en vol.) de areniscas, pelitas y cuarcitas, lavas dacíticas, granitoides y areniscas calcáreas en orden decreciente. El material pumíceo posee bajo contenido en cristales (~7-10 % en vol.), mientras que la matriz está enriquecida en cristales (~24- 50% en vol.). El depósito está endurecido, no soldado a débilmente soldado, y se dispone en discordancia en algunos sectores y mediante falla en otros, sobre los depósitos de la Formación Tiomayo. Hacia la porción superior de la unidad se intercala una facies de 3 m de espesor de un conglomerado macizo, matriz soportado. El Miembro 1 tiene un espesor máximo medido de 40 m. El Miembro 2 es una toba lapillítica gris, maciza, con contenido en pómez blancas (~5 a 35 % en vol.) y fragmentos líticos (5-15 % en vol.) de lavas dacíticas y areniscas, pelitas y cuarcitas, en orden decreciente. El Miembro 2 presenta mayor contenido de cristales (~12 a 25 % en vol.) en la pómez que el Miembro 1, mientras que la matriz está enriquecida en cristales (~50 % en vol.). El depósito está endurecido, no soldado a débilmente soldado. En la base y techo de la unidad intercalan litofacies de arenisca y conglomerado macizo, matriz soportado de hasta 5 m de potencia. La unidad presenta en su base contactos netos y erosivos y alcanza un y en espesor máximo de 30,8 m.

Finalmente, el Miembro 3 es de base irregular y está formado por dos facies alternantes, una toba lapillítica gris, maciza, y una facies de brecha piroclástica maciza, matriz soportada, pobremente seleccionada. Tanto la matriz como los bloques de esta brecha contienen pómez blancas (~25 a 35 % en vol.) y fragmentos líticos (3-10 % en vol.), comagmáticos, de lavas dacíticas y sedimentarios. Los líticos comagmáticos son la característica principal que tipifica a este miembro ya que es el único que las contiene. Las pómez son blancas, ricas en cristales (20-30 % en vol.), mayormente subredondeadas, aunque se encontraron escasas fiamme en la facies de brecha matriz soportada. El depósito está consolidado, presenta una matriz de ceniza gruesa rica en cristales (50-65 % en vol.) El espesor de esta unidad alcanza 131 m.

Las tres unidades piroclásticas identificadas en la Formación Morro Grande son interpretadas como el producto de tres pulsos eruptivos, con interrupciones temporales claramente evidenciadas por la presencia de depósitos sedimentarios intercalados. A su vez, las características texturales (mala a moderada selección, ausencia de estructura interna, mayor cantidad de cristales en la matriz en relación a las pómez) sugieren que los depósitos se generaron por corrientes de densidad piroclásticas (CDP) no estacionarias, con una zona de límite de flujo dominada por escape de fluidos, o flujo granular modificado. Las brechas matriz soportadas estarían relacionadas a corrientes densas, capaces de transportar líticos de tamaño bloque.

Este trabajo fue financiado mediante el PICT 0419-2012.

Alonso, R.N., 1986. *Ocurrencia, Posición Estratigráfica y Génesis de los Depósitos de Boratos de la Puna Argentina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 196 pp (inédito).

Gorustovich, S., 1988. *Metalogénesis del uranio en el noroeste de la República Argentina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 198 pp (inédito).

Seggiaro, R.E. y Aniel, B., 1989. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo- Coranzulí, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 394-401.

Seggiaro, R., Guzmán, S., Martí, J., Montero, C. y E. López. 2013. Stratigraphy of the Coranzulí caldera. *1st International Congress on Stratigraphy-STRATI 2013*, Ciencia da Terra (UNL) N° especial VII, Lisboa.

PLEISTOCENO TARDÍO-Holoceno TEMPRANO DEL SECTOR AUSTRAL DE LA DEPRESIÓN DE CONLARA, SAN LUIS, ARGENTINA

N. Lucero¹, W. Coria², D. Pagano^{1, 2} y J. Chiesa¹

¹UNSL, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, San Luis, nalucero@gmail.com,
dpagano@hotmail.com.ar, chiesa@unsl.edu.ar

²UNSL-CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, waltercoria1982@gmail.com

Los registros paleontológicos para el Cuaternario de la provincia de San Luis han sido mayormente de carácter fragmentario, y generalmente constituidos por restos óseos desarticulados y molariformes. Sin embargo, los hallazgos producidos en la región que comprende la Depresión de Conlara resultaron más completos, lo que ha permitido identificar y clasificar diversos taxones y consecuentemente realizar interpretaciones de tipo paleoecológico. Esta información ha brindado importantes evidencias sobre la caracterización paleoambiental y sus posibles vinculaciones paleoclimáticas con las áreas aledañas. En la presente contribución se da a conocer un nuevo registro de fauna fósil, y se lo vincula con otros previamente reconocidos en la porción SE de la depresión tectónica. Se propone un orden cronoestratigráfico, en función de criterios paleoclimáticos y paleoambientales. El perfil Papagayos (32°40'52.5''S; 64°59'19.0''O) se ubica en la Planicie de Agradación Pedemontana, sobre el margen sur del río homónimo, en él se reconocen cuatro niveles sedimentarios que suman un espesor total de ~23 m. La sucesión está constituida por limos con gravas dispersas, intercalados con niveles de arenas gravosas y gravas medianas a gruesas, dispuestos en forma horizontal a subhorizontal y constituyendo depósitos de piedemonte. En los niveles limosos se realizó el hallazgo de osteodermos de gliptodonte asignados a *Glyptodon reticulatus*, especie perteneciente a la fauna de la Edad Mamífero Lujanense (Pleistoceno tardío- Holoceno temprano). El perfil El Carrizal (32°55'57.6''S; 65°0'9'38.6''O) se identifica en la Planicie Loessoide, presenta una potencia de ~3 m y constituye una sucesión de limos arenosos y arenas limosas, limpios o con gravas dispersas, caracterizando un ambiente interserrano con escorrentías superficiales esporádicas. En los sedimentos loessoides de la base del mismo se registró la presencia de un ejemplar completo de *Neosclerocalyptus paskoensis* (Chiesa *et al.*, 2005; Miño Boilini *et al.*, 2007), una especie adaptada a ambientes más áridos o semiáridos y fríos que se desarrollaron durante la mayor parte del Pleistoceno y que constituye un fósil guía de la Edad Mamífero Lujanense (Zurita *et al.*, 2007). El registro paleontológico evidenciado por los xenartros, se corresponde con biomas abiertos, subarborizados templados con pastizales y arbustos, asociados a sedimentación con aportes eólicos de sedimentos loessoides, junto con arenas y gravas aluviales provenientes de la zona serrana circundante y proximal. El desarrollo de esta biota estuvo favorecido por ambientes áridos-semiáridos, y condiciones climáticas frías de fines de la Última Glaciación pleistocena (Tonni *et al.*, 1999).

Chiesa, J., N.P. Lucero, y E. Strasser, 2005. Sclerocalyptinae en la Depresión de Conlara. San Luis, Argentina. *Ameghiniana*, Resumen: 65R. Buenos Aires.

González Díaz, E., 1981. Geomorfología. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis, Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino*: 193-236. Buenos Aires, Argentina.

Miño Boilini, A.R., J.O. Chiesa, N.P. Lucero, A.E. Zurita y A.A. Carlini, 2007. Los *Xenarthra* (Mammalia) del Pleistoceno tardío de la provincia de San Luis, Argentina. *Ameghiniana* Resumen: 82R. Buenos Aires.

Tonni, E.P., A.L. Cione y A.J. Figini., 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147: 257-281.

Zurita, A.E., G.M. Gasparini, E. Soibelzon, A., Alcaraz y A.R. Miño-Boilini, 2007. Mamíferos pleistocenos del oeste de la región Pampeana, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 22(1): 77-87.

QUARTZ GRAIN ASSESSMENT FOR RECONSTRUCTING THE COASTAL PALAEOENVIRONMENT

G.M.V. Machado¹, J. Albino², A.P. Leal² and A.C. Bastos²

¹*Department of Geography, Federal University of Espírito Santo, Vitória, ES, Brasil, giselimodolo@gmail.com*

²*Department of Oceanography and Ecology, Federal University of Espírito Santo, Vitória, ES, Brasil, albino.jacqueline@gmail.com; artleal@hotmail.com; alexcardosobastos@gmail.com*

This study proposes a combination of several sedimentological techniques as a tool to understand depositional palaeoenvironments in the Brazilian southeastern part (Espírito Santo State). They included grain size, mineralogy, compositional data, stratigraphic framework, degree of rounding, optical appearance and microtextures of quartz grains. The analyzed samples were obtained from four boreholes distributed along a transect from shallow marine to continental settings. Five palaeoenvironments were identified: fluvial (characterized by gravelly sand facies, it is composed predominantly of sub-angular and sub-rounded dirty quartz grains with microtextures caused by sudden impact and grain surfaces modified by chemical alteration, as well as other non-quartz terrigenous minerals); continental deposit with marine influence, such as an estuary (characterized by muddy sand facies, it is composed of immature grains with natural glow and non-abraded grains with a "fresh" clean surface, little to no chemical change, a few bioclastic fragments, carbonate nodules and grains embedded with carbonate); modern estuary (characterized by sandy mud facies, it is composed of mature and immature quartz grains, chemically frosted bioclastic fragments, carbonate nodules, and high organic matter content); bay (characterized by sandy mud and mud facies, it is composed predominantly of chemically frosted mature grains with microtextures clearly associated with post-depositional alteration, many bioclastic fragments, and organic matter); and beach (characterized by gravelly sand facies, it is composed predominantly of sub-rounded dirty grains, followed by shiny grains, with smooth edges, signs of former impact, little chemical dissolution on the quartz grain, and bioclastic fragments). The association between the degree of rounding, optical aspect and microtextures of quartz grains showed the proximity of refined indicators of provenance, energy conditions, transport type, mechanical and chemical processes, and post-depositional changes occurred along the history of the grains from source to sink. This was essential for the estimation of the extent and strength of seawater ingression in the Vitória sedimentation basin. The use of quartz as an indicator has brought credibility to palaeoenvironmental interpretations that are not always clearly identifiable using only statistical particle size distribution parameters and compositional data. The microtextures indicated that the grains analyzed in the Vitória sedimentation basin are predominantly related to fluvial systems and or gravity, transported short distances, little mobilized during sea-level changes and chemically affected after deposition in environments influenced by seawater and low-energy.

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE UNA PLANICIE COSTERA COLONIZADA POR MICROORGANISMOS

Maisano, L.^{1, 2}, Spagnuolo, J.O.^{1, 2} y Cuadrado, D.G.^{1, 2}

¹*Instituto Argentino de Oceanografía (IADO)-CONICET. Bahía Blanca, lmaisano@iado-conicet.gob.ar, jospa@criba.edu.ar, cuadrado@criba.edu.ar*

²*Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca*

En ambientes costeros inundados periódicamente por marea es posible el desarrollo de microorganismos en los sedimentos. Su presencia cambia las características físicas de los mismos, aumentando su cohesión y por consiguiente aumentando el umbral de erosión. Al mismo tiempo, esta asociación biosedimentológica permite el desarrollo de ciertas estructuras sedimentarias, las cuales por la actividad microbiana y procesos geoquímicos asociados, pueden preservarse y encontrarse en el registro fósil. En los últimos años se ha prestado especial atención al reconocimiento de matas microbianas en el ambiente actual para conocer los procesos que intervienen en la formación y deformación de estructuras sedimentarias y poder identificar estructuras análogas en el registro fósil. El objetivo de este trabajo es brindar una descripción sedimentológica detallada del área de Paso Seco, cuya planicie se encuentra colonizada por espesas matas microbianas.

La zona de estudio es una planicie costera silicoclástica, ubicada en Paso Seco (40°38'31''S – 62°12'54''O). Comprende una franja de 2,5 km x 30 m y se corresponde con un canal de marea antiguo que se encuentra parcialmente separado del mar por una barra costera con orientación NE. Esporádicamente, este canal se encuentra afectado por inundaciones de la marea en condiciones de tormentas. Se extrajeron testigos de la planicie (diámetro = 5 cm; longitud = 30 cm) para realizar diferentes análisis sedimentológicos. Además se caracterizó la geoquímica de los sedimentos midiendo pH, Eh, temperatura en la capa superficial y subsuperficial de los sedimentos. Se analizó la fábrica del sedimento mediante la descripción de cortes delgados bajo microscopio petrográfico; se identificaron minerales presentes por análisis de difracción de Rayos X; se determinó la relación de los microorganismos y minerales con la utilización del microscopio electrónico de barrido y lupa estereoscópica.

La superficie de la planicie, tapizada por matas microbianas, presenta una capa óxica con valores de Eh entre -362 y 235 mV. Por debajo se encuentra una capa anóxica debido a la actividad de microorganismos, caracterizada por valores de Eh entre -404 y 263 mV mayormente de valores negativos, como consecuencia de la disminución de oxígeno. Ello produce la reducción de SO_4^{2-} y Fe^{3+} , generando Fe^{2+} y H_2S , lo cual podría dar lugar a la formación de pirita (FeS). El pH medido en los sedimentos superficiales presentaron valores entre 5,07 y 8,43. Por otra parte, los testigos permitieron identificar una clara diferenciación entre la capa superior formada por matas microbianas (0-1,5 cm) y el resto del perfil. La granulometría de los sedimentos incluidos en la mata propiamente dicha corresponde a limo grueso (~30 μm , determinado con un analizador de partículas Malvern-Mastersizer 2000). El tamaño de grano en las capas inferiores varía entre arena muy fina (125- 62 μm) a arena fina (250- 125 μm , determinado con una tamizadora sónica). La fábrica sedimentaria presenta una alternancia de sedimentos finos (desarrollo de matas microbianas) y gruesos (sedimentación correspondiente a eventos de mayor energía), identificada como biolaminitas, que es característica de la presencia de microorganismos en los sedimentos. La identificación de esta fábrica (también en cortes delgados) permite la determinación de pulsos de diferente energía, que debido a la bioestabilización de los sedimentos se preservan en el registro sedimentario. El reconocimiento a grano suelto bajo la lupa estereoscópica y microscopio petrográfico permitió identificar cuarzo, feldespatos, piroxenos (hipersteno y augita) y opacos. Algunas capas formadas por arena se diferencian por su color caramelo y sus granos (mayormente minerales livianos) presentan un importante nivel de tinción debido a una pátina argilo-ferruginosa.

Por otro lado, las capas de sedimentos finos que se depositan en la planicie presentan carbonato en su composición en forma de finas láminas. Los análisis preliminares de Rayos X indican la presencia de algunos minerales evaporíticos como halita y yeso. Los resultados obtenidos con el microscopio electrónico de barrido permiten observar gran densidad de cianobacterias filamentosas formando una red con los granos de sedimentos y también se identifica la existencia de diatomeas bentónicas. Este análisis además permitió determinar la presencia de carbonatos como calcita y posiblemente dolomita. Esta gran densidad de microorganismos explica la alta cohesión que presentan las matas microbianas para formar pliegues, domos y doblez de mata. Estas estructuras sedimentarias de deformación fueron reconocidas sobre la planicie del área de estudio, las cuales han sido generadas por la acción de corrientes de agua.

MINERAIS PESADOS CRETÁCEOS DA BACIA CAMBAMBE-POXOREO

J.F.N. Marmello¹; J.D.S. Paz²; D.G.Q.R. Silva¹; R.A.S. Grillaud¹ e C.E.S. Kuhn¹

¹Universidade Federal de Mato Grosso

²Universidade Federal de Roraima. Brasil, jandimarmello@yahoo.com.br, jackdspaz@yahoo.com.br,
daniogrs@gmail.com, grillaud@gmail.com, caiubigeologia@hotmail.com

O trabalho, ora apresentado, está vinculado ao projeto de pesquisa: Petrografia e diagêneses dos depósitos cretáceos da Bacia Cambambe/Poxoréo desenvolvido pela Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) financiado pela Fundação de Amparo a Pesquisa de Mato Grosso (FAPEMAT). Tem como objetivo determinar a origem e a dispersão dos minerais pesados na bacia em foco contribuindo, dessa forma, para compreensão do seu ambiente deposicional e a história de soterramento de suas rochas. Apesar de ter se tornado muito importante no Brasil a compreensão sobre a evolução das bacias interiores que se desenvolveram sobre áreas cratônicas, ainda há poucos trabalhos que visam o estudo da história da deposição dessa bacia sedimentar cuja idade é de 84 Ma no Cretáceo Superior. Os seus depósitos se distribuem por cerca de 170.000 km² e sua característica porosa pode ser um indicativo de reservatórios de água por isso a importância de se investigar a história sedimentar bem como a área-fonte desses minerais no contexto evolutivo dessa bacia.

Foram coletadas 25 amostras em afloramentos localizados nos municípios: Poxoréo, Chapada dos Guimarães e Dom Aquino, Sudeste do estado de Mato Grosso. Foram então confeccionadas 50 seções-montadas de minerais pesados (25 na fração areia fina e 25 na areia muito fina). As rochas cretáceas dessa região são sedimentares detríticas e mistas. A bacia Cambambe-Poxoréo é parte de um sistema de rochas neocretáceas em Mato Grosso que estão instalados em grabêns e depressões 'tectônicas'. Tais grabêns tem um estilo tectônico diferente ao da Bacia do Paraná, com reativação sujeita à zona de falha do Lineamento Transbrasiliano. Os arenitos encontrados variam de muito finos a grossos, quartzosos, com mica e feldspato. A matriz, geralmente, é arenosa e o cimento é silicoso. Em laboratório, seguiu-se o procedimento de preparação que se constituiu em cominuir 100g de amostras, peneirá-las e lavá-las para a retirada das frações siltosas e argilosas; secá-las à temperatura de 60°C. Utilizou-se o bromofórmio para decantação dos minerais pesados nas amostras das frações areia fina e muito fina. Nas amostras já descritas, nas frações areia fina e muito fina, o conjunto de minerais consiste predominantemente de minerais opacos, turmalina e zircão. Como minerais acessórios, rutilo, estauroлита, cianita, silimanita, apatita, granada e grãos alterados. Os grãos se apresentam predominantemente subédricos e anédricos, sendo raros os euédricos; vão de bem arredondados a angulosos. Estão em diferentes níveis de alteração e corrosão, desde intensamente a moderadamente.

Sugere-se que tais sedimentos não foram oriundos de uma única fonte, pois há diferentes graus de arredondamento, esfericidade, corrosão numa mesma seção-montada para grãos de turmalina, zircão e rutilo. Estes grãos mais angulosos e pouco/nada corroídos podem indicar contribuição do escudo Brasil-Central, enquanto os minerais subarredondados a bem arredondados indicam que estes passaram por vários ciclos sedimentares e, quem sabe, a origem foi a partir do retrabalhamento das unidades paleozoicas da bacia Paraná.

As amostras já descritas ainda constituem um trabalho preliminar. Contudo, os resultados vão possibilitar a caracterização não só das áreas fontes, mas também um melhor esclarecimento sobre a Paleogeografia, clima e tectônica da bacia cretácea Cambambe-Poxoreo.

OBSERVACIONES SEDIMENTOLÓGICAS EN DEPÓSITOS GLACIGÉNICOS MIO-PLIOCENOS DE LA PAMPA DE CHALÍA, SUROESTE DEL CHUBUT

O.A. Martínez^{1, 2}, A. Reato², D.M. Cano³ y L. González Ruíz^{1, 2}

¹U.N.P.S.J.B., Sede Esquel, oscarm@unpata.edu.ar, gonzalezlaureano@yahoo.com.ar

²CIEMEP (CONICET – UNPSJB), agustinareato@comahue-conicet.gob.ar

³U.N.S., Departamento de Geología (CONICET), martinbahia@hotmail.com

En esta contribución se confirma la presencia de sedimentos glaciogénicos pre-Cuaternario en los sectores más altos y occidentales de la Pampa de Chaliá, sudoeste de la provincia de Chubut. Los mismos cubren un área de 300 km² y tienen un espesor aproximado de 30 m. La secuencia está constituida por un mínimo de tres unidades litoestratigráficas horizontales, de geometría tabular y contactos transicionales. La unidad inferior se apoya, mediante contacto erosivo, sobre sedimentitas de la Formación Río Mayo (Mioceno superior). Es un conglomerado grueso, grano sostén, con gravas y bloques inmersos en una matriz de arena gruesa poco abundante. Está groseramente estratificado, es poco consolidado y tiene un color gris dominante. Algunos horizontes presentan imbricación. Ocasionalmente, bloques de 2-3 m de diámetro se destacan en los perfiles expuestos. Hacia arriba continúa otra unidad con dominio de tonalidades marrones/ocres. Posee menor granulometría que la subyacente, con tendencia grano creciente. Está compuesta de horizontes de gravas y arenas conglomerádicas, textura grano sostén. La tercera unidad es un till en el cual se destacan bloques subangulos y angulosos que suelen superar los 3 m de diámetro, frecuentemente estriados, inmersos en una matriz de grava y arena gruesa. La secuencia está cubierta por un manto de sedimentos eólicos (aparentemente un loess primario, depositado durante el Pleistoceno; Reato *et al.* este volumen), estabilizado por un suelo y cobertura vegetal del tipo murtillar. Algunos centenares de metros hacia el este, estos sedimentos finos han sido erosionados parcialmente por acción eólica y fluvial, dejando expuesto el nivel de till. El conteo de tipos litológicos superficiales sobre este till indica una abundancia de riolitas y pórfiros riolíticos cercana al 40%, que duplica largamente a aquellas correspondientes a andesitas, granitos y basaltos. En una posición más central dentro de la Pampa de Chaliá, a unos 15-20 km al este de su borde occidental, se destaca un conjunto de lomadas suaves, subparalelas, en cuya superficie aparecen frecuentemente bloques de grandes dimensiones, de distintas litologías, características propias de un paisaje morénico. Estas formas glaciales se ponen en contacto con el till occidental descripto más arriba mediante una marcada discontinuidad geomorfológica y presentan un arreglo espacial, una morfología y una posición topográfica que permite correlacionarlas con las morenas de la Glaciación Chipanque, definidas por Malagnino (1995) en la vecina Meseta de Guenguel y en el valle del Lago Buenos Aires. Los depósitos glaciogénicos descriptos en este resumen se corresponderían, al menos parcialmente, con aquellos mencionados para el área por Lagabriele *et al.* (2010) y Scalabrino *et al.* (2011). Estos autores les asignan una edad Mio-Plioceno (7-3 Ma) y los incluyen dentro del sistema de morenas de la Glaciación Chipanque. Nuestras observaciones en la Pampa de Chaliá confirman la presencia de, al menos, dos unidades principales de drifts. Una occidental y más antigua (pre-Glaciación Chipanque), ubicada en los sectores más altos, constituyendo un depósito mantiforme sin morfología superficial definida. El otro drift, más moderno (Glaciación Chipanque), yace al naciente del anterior, a menor altitud y en él se reconocen crestas morénicas que indican la paleoposición del margen glacial.

Lagabriele, Y., B. Scalabrino, M. Suarez y J-F. Ritz, 2010. Mio-Pliocene glaciations of Central Patagonia: New evidence and tectonic implications. *Andean Geology* 37(2): 276-299.

Malagnino, E., 1995. The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9: 69-83.

Scalabrino, B., J-F. Ritz y Y. Lagabriele, 2011. Relief inversion triggered by subduction of an active spreading ridge: evidence from glacial morphology in Central Patagonia. *Terra Nova* 23: 3-69.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE DEPÓSITOS EÓLICOS ACTUALES, TRAMO AUSTRAL DE LA CUENCA DEL RIO TONCO, SALTA

O.E. Martínez¹, M.C. Sánchez¹ y D. Fracchia²

¹Instituto del Cenozoico (INCE), Universidad Nacional de Salta, Salta, exemartinez91@gmail.com y msanchez@unsa.edu.ar

²Comisión Nacional de Energía Atómica Regional Noroeste, Salta, fracchiadiego@yahoo.com.ar

El Cuaternario del valle del Tonco (Salta, Argentina) está representado por depósitos aluviales-fluviales, lacustres y eólicos. El valle del Tonco, de 4 km de ancho promedio y de 30 km de longitud, es la expresión morfológica de un sinclinal, de rumbo meridiano; en el centro de esta estructura, y específicamente en los tramos medio y sur, se reconocen acumulaciones eólicas caracterizadas por mantos de arenas, asignadas al Holoceno tardío en base al contexto geológico regional. Éstos generalmente suprayacen a unidades mesozoicas y cenozoicas de los Grupos Salta (Cretácico – Eoceno) y Payogastilla (Eoceno – Plioceno) en relación de discordancia angular, pero también se desarrollan directamente sobre superficies de erosión labrada sobre terrazas fluviales de probable edad pleistocena tardía (Fracchia, 2015).

El objetivo de esta contribución es describir los parámetros texturales de estas arenas y los factores que influyen en su acumulación y desarrollo para lo cual se analizan las características granulométricas y composicionales de siete muestras de arena, todas ellas tomadas a una profundidad de 5 cm del suelo. A fin de separar las fracciones granulométricas, las muestras fueron tamizadas en seco para lo cual se utilizó la escala de Udden-Wentworth; luego se procedió a determinar sus parámetros texturales estadísticos.

La moda general de los sedimentos eólicos estudiados es arena mediana-fina. En cuanto a la redondez, según escala de comparación visual de Powers (1953), los granos se los clasifica como angulosos, subangulosos, subredondeados y redondeados. La selección varía desde pobremente seleccionada a bien seleccionada. La asimetría es marcadamente positiva con una larga cola de finos correspondientes a limo y arcilla. La curtosis en cuatro de las muestras es platicúrtica, en otras dos, leptocúrtica y en una, mesocúrtica. Si bien los resultados de los análisis texturales de las arenas que actualmente el viento deposita en el valle del río Tonco no presentan características típicas de acumulaciones eólicas (muy buen grado de selección y redondez de los granos), se interpreta que es como consecuencia de la cercanía del área de aporte y de las características de los vientos que poseen baja velocidad y baja persistencia.

Para el análisis mineralógico se han utilizado cortes delgados preparados a partir de sedimentos sueltos los que también han sido observados bajo lupa binocular. El estudio mineralógico se realizó en la fracción arena media a fina estimando visualmente la abundancia porcentual de sus componentes. Las arenas se componen de: minerales livianos: cuarzo (50%) mono y policristalinos, feldespatos (40%) correspondientes a feldespatos potásicos y plagioclasas, algunos límpidos y otros alterados a sericita y caolín; el resto (9%) corresponde a fragmentos líticos sedimentarios e ígneos (metapelitas y plutonitas provenientes del basamento precámbrico-eocámbrico, Formación Puncoviscana), líticos sedimentarios carbonáticos (Formación Yacoraite?) y líticos volcánicos y piroclásticos (probablemente generados a partir de la actividad volcánica reciente). También se reconocen cantidades ínfimas de magnetita, calcita, granate, circón, biotita, muscovita y de turmalina tanto en granos como incluidos en granos de cuarzo. La principal área fuente de sedimento para la dinámica actual eólica del valle del Tonco son las rocas de los Grupos Salta y Payogastilla que se encuentran ampliamente expuestas, como así también los sedimentos de los depósitos cuaternarios previos y contemporáneos a los mantos eólicos (niveles de terrazas y lecho fluvial).

Este trabajo ha sido financiado por el subsidio del Proyecto CIUNSa N°2264.

Fracchia, D., 2015. *Geología de los depósitos cuaternarios del valle del Tonco, provincia de Salta*. CNEA, Subgerencia Regional Noroeste (inédito).

Powers, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23: 117-119.

DURICOSTRAS DEL SECTOR ESTE DEL MACIZO DE CHADILEUVÚ, SUR DE LA PAMPA; SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO

A. Mehl¹ y M. Zárate¹

¹INCITAP (CONICET - UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, adrianamehl@conicet.gov.ar,
mzarate@exactas.unlpam.edu.ar

El Bloque de Chadileuvú, en el sector sur de la provincia de La Pampa, exhibe un relieve peneplanizado (superficies de planación) elaborado en un sustrato pre-cenozoico; está parcialmente cubierto por depósitos continentales del Mioceno tardío (Formación Cerro Azul) y disectado por sistemas fluviales efímeros. Tanto las superficies de planación como la cubierta sedimentaria neógena están tapizadas por duricostras predominantemente calcáreas, de características morfológicas variables según el sector analizado. Esta contribución analiza afloramientos ubicados en la zona de la Estancia La Carreta (38°15'24,25"S y 64°24'5368"O), en el este del Bloque. Allí la duricostra, con un espesor variable entre 3 y 4 metros, se desarrolla sobre sedimentitas del Cretácico superior (*sensu* Casadío *et al.*, 2000 y 2002). La descripción y muestreo de la duricostra se llevó a cabo en un corte de camino sobre la ruta provincial N° 9 (perfil La Carreta 1), unos 800 metros al sur de las exposiciones cretácicas. La sección se inicia con areniscas limosas sin base expuesta y de coloración rojiza (~10R 5/4) que sugieren un avanzado estado de oxidación; contiene carbonato de calcio en la masa y rompe en bloques semi-redondeados; aflora en varios sitios a lo largo del camino. Este nivel se interpreta como un paleosuelo que evidencia la ocurrencia de un proceso de laterización incipiente. Está cubierto por un depósito de areniscas también limosas, de 0,45 m de espesor, silicificado, con rasgos de autobrechamiento y ocurrencia de nódulos y/o concreciones de núcleo carbonático y borde externo síliceo (calcedonia), de hasta 10 cm de longitud en su eje mayor; algunos de ellos exhiben pátinas de hierro y/o dendritas de manganeso. Por arriba, se desarrolla a través de un contacto ondulado, claro a abrupto; un depósito conglomerádico macizo, de 0,35 m de espesor, con abundantes clastos mayormente incorporados del depósito silicificado subyacente y matriz-soporte areno limosa. Pasa hacia arriba en forma abrupta a una duricostra con un espesor de alrededor de 3,20 m; la cual presenta una matriz de arenas finas a medias color castaño rojizo, cementada predominantemente por carbonato de calcio, y secundariamente por sílice; hay una marcada laminación con espesores progresivamente más finos hacia el sector superior. La parte inferior del depósito (2.55-3.65 m de profundidad), se caracteriza por la ocurrencia de estructuras de autobrechamiento y de concreciones que evidencian sucesivos episodios de carbonatación; en general, estas estructuras permiten inferir la depositación de carbonato en una zona vadosa. Hacia el sector superior, la concentración de nódulos/concreciones disminuye junto con el espesor de la laminación. El perfil remata en una cubierta eólica cuaternaria delgada (~0,40 m de espesor) de arenas finas sueltas y macizas.

De acuerdo con las relaciones estratigráficas y de campo observadas se infiere un rango temporal Cretácico tardío/ Paleógeno para la sección analizada. Así, el afloramiento del perfil La Carreta 1, puede ser interpretado como el resultado de condiciones de estabilidad del paisaje en el ámbito del Macizo de Chadileuvú, con mínimos aportes sedimentarios durante dicho lapso. Su desarrollo, coincidiría temporalmente con la formación de suelos lateríticos y paleosuperficies paleógenas en el ámbito del Cratón del Río de La Plata (parte de la denominada Superficie Sudamericana en Bellosi *et al.*, 2014) y en la región central de Patagonia (Krause *et al.*, 2010).

Bellosi, E.S., Genise, J.F., González, M.G. y Verde, M., 2014. Paleosuperficies y paisajes lateríticos Eocenos en el Cratón del Río de la Plata. *XIV Reunión Argentina de Sedimentología Actas en CD*: 44-45, Puerto Madryn.

Casadío, S., Manera, T., Parras, A., Montalvo, C.I. y Cornachione, G., 2000. Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la cuenca del Colorado, sureste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 129-133.

Casadío, S., Manera, T., Parras, A. y Montalvo, C.I., 2002. Huevos de dinosaurios (Faveoololithidae) del Cretácico Superior de la cuencadel Colorado, provincia de La Pampa, Argentina. *Ameghiniana* 39: 285-293.

Krause, J.M., Bellosi, E.S. y Raigemborn, M.S., 2010. Lateritized tephric paleosols from central Patagonia, Argentina: a southern high latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Sedimentology* 57: 1721-1749.

MODERN BIOGENIC STRUCTURES FROM A PARABOLIC DUNE, SOUTHWESTERN LA PAMPA, ARGENTINA

F.R. Mendoza Belmontes^{1, 2}, M.A. Tamame² and R.N. Melchor^{2, 3}

¹FONCyT doctoral scholar, fa.belmontes@hotmail.com

²Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa, La Pampa, Argentina,
matamame@yahoo.com.ar

³ INCITAP (CONICET-UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, rmelchor@exactas.unlpam.edu.ar

This contribution presents a preliminary neoichnological study in a parabolic dune located near the Gran Salitral saline lake from southwestern La Pampa province, which is developed under a semiarid and temperate climate. The study area was divided into three subenvironments with sparse shrubby vegetation: saline mudflat, dune and interdune. The saline mudflat exhibits halophyte plants with dominance of *Heterostachys ritteriana* (60% of plant coverage), the dune contains psammophyte vegetation especially *Salsola kali* and *Baccharis spartioides* (40% of plant coverage), whereas the interdune exhibits a greater species diversity and dominance of *Baccharis spartioides*, *Suaeda divaricata* and *Allenrolfea vaginata* (30-50% of plant coverage). This research was carried out mainly in the dune subenvironment, where root systems as well as invertebrate and vertebrate traces were observed. The more conspicuous root-like structure are long stems or roots arranged parallel to the ground surface with evenly spaced shoots, typically produced by *Prosopis strombulifera* and *Distichlis scoparia*. This kind of unidirectional growth is a response to sand mobility and wind stress. Recognized animal traces include trails, trackways and burrows of invertebrate and vertebrate origin. Invertebrate traces include trackways of scorpion, spider and insect (Tenebrionidae), two types of jumping traces of unknown arthropods, mole-cricket and stiletto fly larva burrows, and bee cells. Scorpion trackways (incipient *Paleohelcura*) are 2.80 cm wide and composed of sets of three circular to tapered (1 mm wide) imprints arranged as lines oblique to the midline with opposite symmetry. Average stride length is 2.56 cm. Spider trackways (incipient *Octopodichnus*) are 5.45 cm wide, with sets of four and three 0.27 cm wide imprints, arranged at different angles with the midline, with circular and tapered imprints sometimes leaving drag marks, two additional marks may be related to the pedipalps. Tenebrionidae trackways (incipient *Hexapodichnus*) are 2.22 cm wide and display alternate symmetry, with sets of three elongate imprints, two of them oriented parallel and the third oblique to the midline. Two different arthropod jumping traces were found. The first type of jumping trace comprises sets of four imprints measuring 2.84 cm in width and 2.49 in length, spaced 5.41 cm apart. These sets are composed of two tracks parallel and two oblique to the midline. The second type of jumping trace is smaller and consists of an oval depression (0.94 cm wide and 1.31 long) probably caused by the body, accompanied by two pairs of small appendage imprints in one tip of the depression, no discrete trackway was recognized. Invertebrate burrows include those assigned to mole crickets and stiletto fly larvae. Mole cricket burrows (incipient *Palaeophycus*) are 0.7 mm wide subcylindrical open burrow systems showing acute branching angles that are produced just under the sediment surface, and appears as 3 cm wide surface ridges. Similarly, sinusoidal shallow ridges (incipient *Cochlichnus*) with about 0.3 cm of amplitude are assigned to stiletto fly larvae (Therevidae). A single bee cell (incipient *Celliforma*) about 1.77 cm long and 0.69 cm wide was found *in situ* on a deflation surface. Bee cells may be connected with profuse inclined burrow openings seen on the dune surface. Vertebrate traces comprise trails assigned to snakes, several rodent and lizard trackways, and also lizard burrows. A sinusoidal trail with a wavelength of 20 cm and wave amplitude of 7.8 cm is tentatively assigned to snakes, probably of the genus *Phylodrias*. Several rodent trackways were identified, the small ones are attributed to *Ctenomys*, *Microcavia* and *Tympanoctomys*; whereas the largest are assigned to *Dolichotis patagonum*. Small tetradactyl rodent trackways are 3.5 cm wide and display a pace angulation of 160°, where the manus is placed in front of the pes, manus are 1.4 cm wide and 2.1 cm long, and pes are 1.7 cm wide and 2.4 cm long, the digits have claw marks. The trackway made by *Dolichotis patagonum* (incipient *Dolichotichnus*) is very distinctive and includes a tetradactyl manus 3.6 cm wide and 4.8 cm long, and a 3.4 cm wide and 7.2 cm long tridactyl pes, both with clear claw marks. The trackway of the small lizard *Liolaemus* consist of pentadactyl footprints showing a marked asymmetry in digit length and a medial tail drag impression, manus footprints are 0.98 cm wide and 1.22 cm long, and pes footprints are 1.33 cm wide and 1.22 cm long, the digits are strongly clawed. *Liolaemus* burrows have an overall flattened U-shape with two entrances on each branch, although only one was active. The main tunnel is 3.11-4.88 cm wide and 2.29-2.04 cm high, with a plano-convex cross-section and shows a widening near one of the entrances (5.14 cm wide and 3.56 cm high), as well as a blind tunnel of cylindrical cross section. The ceiling of the *Liolaemus* burrow is heavily ornamented with sets of four thin parallel scratch marks. The described biogenic structures display a high diversity (minimum 13) which contrasts with the low to moderate ichnodiversity seen in fossil counterparts. However, the typical components of trace fossil assemblages from eolian dunes were recorded, including mammal (rodent), as well as spider and scorpion trackways.

ESTIMACION DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO COMO CARGA DE FONDO A PARTIR DE LA VELOCIDAD DE MIGRACION DE DUNAS SUBACUEAS

M. Minor-Salvatierra^{1, 2}, S.S. Ginsberg^{1, 2, 3} y S. Aliotta^{1, 2}

¹ Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. CCT-Bahía Blanca, Argentina

² Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina

³ Depto. de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica Nacional, FRBB. Bahía Blanca, Argentina
mminor@iado-conicet.gob.ar, galiott@criba.edu.ar, ginsberg@criba.edu.ar

Un gran campo de dunas que adquieren diversas formas y tamaños se desarrolla en el sector de mayor profundidad del canal Principal del estuario de Bahía Blanca (sur de la provincia de Buenos Aires). El mismo posee una configuración elongada ONO-ESE, coincidente con la orientación del canal. Su longitud total es de aproximadamente 5,5 km, mientras que su ancho máximo es de 1,20 km. Ocupa una superficie aproximada de 4,7 km², localizándose entre 19 y 24 m de profundidad. Para el análisis morfológico y sedimentológico del fondo se utilizó un sistema batimétrico de alta precisión (sonda multihaz, 250 kHz) y un muestreador de fondo tipo shipek. El campo estudiado se compone de dunas de variadas dimensiones, las cuales desarrollan, en general, dos configuraciones morfológicas, diferenciadas en dunas sinuosas y barjanes. Las formas de fondo han sido clasificadas desde pequeñas, con altura (H) $\geq 0,10$ m y espaciamiento (L) = 10 m, a muy grandes, con H máxima de 5,3 m y con $L > 130$ m. Las crestas de las grandes dunas están dispuestas con una orientación perpendicular al eje del canal, siendo sus perfiles topográficos asimétricos según la corriente de refluo. Los sedimentos de fondo se caracterizan por el predominio de arena mediana con cantidades subordinadas de fango o grava. En tanto, hacia el límite este del campo, donde las dunas tienen generalmente menor altura, se presenta arena mediana a fina y arena mediana a gruesa (valor medio entre 1-1,6 phi), siendo, en general, moderadamente bien seleccionadas (selección menor a 1 phi).

Según el concepto enunciado por Simons *et al.* (1965), el transporte de sedimento como carga de fondo puede ser medido a partir de los datos del tamaño, la forma y la velocidad de migración de las dunas. El cálculo de transporte, a partir de estos parámetros es válido cuando se utiliza en los relevamientos batimétricos equipos de alta resolución que permiten determinar con precisión la configuración de fondo. Sobre la base de este concepto, el objetivo del presente trabajo fue realizar una estimación del transporte de sedimento como carga de fondo asociado al desarrollo de las dunas presentes en el canal Principal del estuario. Simons *et al.* (1965) encontraron que la cantidad de transporte de sedimentos como carga de fondo por metro (q_b) puede relacionarse con la migración de la duna a través de la fórmula $q_b [m^2 / s] = \beta c H$, donde β es el factor de forma, c es la velocidad de migración de las dunas y H es la altura de las dunas. En la práctica, β varía entre 0,48 y 0,6. Sin embargo, en la naturaleza el factor de forma se aleja del primer valor ya que este se considera para las formas de fondo triangulares idealizadas. En general, varios autores han hallado que el valor de β es alrededor de 0,6, lo cual fue considerado para el presente cálculo.

Los parámetros morfológicos relacionados con las dimensiones de las dunas y la velocidad de migración de las mismas en el área de estudio, fueron definidos a partir de dos relevamientos llevados a cabo en los años 2010 y 2011. La ubicación de la cresta fue definida como el punto más alto a lo largo de la duna. La longitud de onda (L) de las dunas fue registrada como la distancia horizontal entre dos senos consecutivos, considerando como punto de medición el punto más bajo del talud de la duna, el cual señala el frente de avance de la geoforma. La altura (H) fue reconocida como la distancia vertical entre la cresta de la duna y el seno adyacente del lado de talud. La velocidad de migración de las geoformas se determinó midiendo el desplazamiento que sufrieron las mismas entre ambas campañas. Las mediciones fueron realizadas a lo largo de 6 perfiles longitudinales al canal. Los valores extremos de H fueron de 0,4 m a 5,3 m. El desplazamiento que experimentan las geoformas entre ambos relevamientos indica una velocidad de migración promedio de 43 m/año. De tal manera, las estimaciones del transporte de sedimento como carga de fondo (q_b), deducido a partir de la migración y dimensiones de las dunas presentes en el área de estudio, da un valor medio de 80,50 m²/año, encontrándose el máximo valor de transporte (124 m²/año) en el sector central del campo de dunas. La estimación realizada corrobora la importante cantidad de material sedimentario que es exportado desde el interior del estuario, contribuyendo a la formación de los grandes bancos arenosos presentes sobre la Plataforma Continental.

Simons, D.B., E.V. Richardson y C.F. Jr. Nordin, 1965. Bedload equation for ripples and dunes. *US Geological Survey Professional Paper*, 462-H, p. 9.

CARACTERIZACIÓN DE ABANICOS ALUVIALES DOMINADOS POR LÓBULOS DE TAMIZ EN EL FLANCO OCCIDENTAL DE LA SIERRA CHICA DE ZONDA, PROVINCIA DE SAN JUAN, CENTRO-OESTE DE LA REPÚBLICA ARGENTINA

J.L. Montaña¹

¹Universidad Nacional de San Juan, Dpto. de Rivadavia, Provincia de San Juan, jorgeluism.sanjuan@gmail.com

En el presente estudio se analizan algunos depósitos aluviales del piedemonte occidental en el extremo norte de la sierra Chica de Zonda, con el fin de caracterizarlos por estar dominados por lóbulos de tamiz (*sieve lobes*). El término depósito o lóbulos de tamiz fue considerado, desde principios del siglo XX por ser uno de los tres principales procesos intervinientes en la formación de abanicos aluviales, pero luego cayó en desuso ya que algunos autores (cf. Blair y McPherson, 1994a) llegaron a reinterpretarlos como depósitos resultantes de debris flows que sufrieron una suerte de eluviación, o lavado, del material fino por parte del viento o inundaciones en manto, negando la existencia natural de este proceso. Esta posición fue justificada por que el proceso no se observó en condiciones naturales. Sin embargo, más recientemente, nuevos estudios (Milana, 2010) demostraron la presencia de procesos activos de *sieving* en ambientes aluviales reales, permitiendo incluir nuevamente a los lóbulos de tamiz como procesos integrantes en la formación de abanicos aluviales.

Teniendo en cuenta lo anterior, se encaró el estudio textural de los lóbulos de tamiz con el objetivo de investigar si en la población clásica, existía alguna característica definitoria o identificadora de los procesos depositacionales actuantes en estos depósitos de tamiz. Para ello se efectuó el análisis geomorfológico de dos abanicos aluviales seleccionados por sus depósitos recientes de tamiz (Abanico Grande y Chico, denominados en este trabajo como AG y ACh respectivamente) debido a que recientemente hubo elementos de juicio para determinar un evento de transporte en los meses estivales de 2014. La geomorfología se estableció con análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas y observaciones de campo. El análisis textural y granulométrico se efectuó con conteos, y medición del eje “b”, de clastos tanto en depósitos de tamiz como de canal, comparando entre dos ambientes depositacionales de características morfológicas diferentes, y por último se relacionó este tipo de procesos con las máximas precipitaciones registradas en las últimas décadas, para la provincia de San Juan.

Los resultados indican que existe una débil, pero clara, diferenciación entre los depósitos de tamiz y de canal, debido a que los primeros no presentan carga de saltación, mientras que en los canales hay una “cola de finos” que se interpreta como tal. Estos finos son lo que impermeabilizan el canal de alimentación del lóbulo y permiten que éste prograda, hasta que la situación se estabiliza, y el lóbulo es reposicionado. En cambio, en el lóbulo *s. s.*, el proceso es solo tractivo, dado que el pelo de agua de transporte es muy somero como para permitir suspensión o saltación en manera significativa. Como resultado, la curva de acumulación de los lóbulos de tamiz está conformada exclusivamente por los clastos transportados por tracción, lo que la hace fuertemente unimodal y bien seleccionada.

En los depósitos de abanicos aluviales analizados dominan los procesos formadores de lóbulos de tamiz, favorecidos por el clima árido reinante en la zona de estudio, por las altas pendientes y litologías altamente diaclasadas y fracturadas, que sirven de alimentación a dichos procesos; y la escasa producción de material fino (arenas finas y pelitas), debido a la composición predominantemente calcárea de la sierra.

Por otra parte, aún con las fuertes lluvias del mes de febrero de 2014, que generaron conocidas inundaciones en San Juan con numerosas consecuencias y habitantes afectados, la movilidad de grava en estos abanicos fue mínima. Ello indica que podrían existir lluvias mucho más intensas que las citadas, ya que los depósitos de tamiz distales no manifestaron ninguna movilidad, y su análisis indica que son activos.

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*, A64: 450-489.

Milana, J.P., 2010. The sieve lobe paradigm: observations of active deposition. *Geological Society of America*: 38(3), 207-210.

TRAVERTINOS Y TUFAS DE LA TERMA LOS HORNOS, PUNA DE CATAMARCA, ARGENTINA: PRINCIPALES CONTROLES EN EL DESARROLLO DE TEXTURAS Y FÁBRICAS

R.A. Mors¹, F.J. Gomez¹ y R.A. Astini¹

¹Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina, ramors@cicterra-conicet.gov.ar, figomez@unc.edu.ar, ricardo.astini@unc.edu.ar

Los travertinos y tufas han sido tradicionalmente reconocidos por sus propiedades como rocas ornamentales, así como importantes archivos paleoclimáticos (Andrews y Brasier, 2005). Esto, sumado al reciente hallazgo de sistemas microbialíticos y travertinos con inusuales propiedades petrofísicas (porosidades y permeabilidades extremas) como importantes yacimientos de hidrocarburos en el Pre-Sal de las cuencas *off-shore* de Brasil y el Congo (Carminatti *et al.*, 2008; Beasley *et al.*, 2010) acentúan la necesidad de tener una comprensión más profunda y a distintas escalas de los procesos que controlan su formación y distribución. Por ello, esta investigación se focaliza en realizar un estudio detallado y de alta resolución desde el punto de vista sedimentológico, petrográfico y geoquímico del sistema hidrotermal activo, así como de las tufas y travertinos asociados, denominado Terma Los Hornos, ubicado en el sector oriental de la Cordillera de San Buenaventura, Puna de Catamarca, Argentina (26°52'59.84"S y 67°45'59.52"O y 3500 m.s.n.m). Aquí, el basamento está representado por metasedimentitas y ortogneisses deformados e intruidos por granitos del Paleozoico inferior, sobre el cual se apoyan en no concordancia series rojas sinorogénicas (Eoceno Superior-Mioceno). En discordancia se observan ignimbritas del Mioceno superior y Pleistoceno (ca. 7-2,4 Ma) y los depósitos travertínicos aquí mencionados.

En estudios de campo recientes documentamos que la Terma Los Hornos presenta numerosos conductos de ascenso de fluidos o *vents*, con desarrollo de piletas o *pools*, terrazas y microterrazas, acumulaciones pisolíticas, cascadas y travertinos fluviales escalonados. Estos depósitos se encuentran colonizados por diferentes grupos de microbios extremófilos, foto y quimiótrofos, que en ocasiones se encuentran mineralizados. Su distribución está controlada por variaciones de pH, temperatura, caudal e hidroquímica. A estos se asocian precipitados minerales carbonáticos, diferentes sales y óxidos de hierro. Este sistema de *vents* hidrotermales cambia lateralmente de manera gradual a tufas fluviales donde la influencia hidrotermal se atenúa. Los estudios hidroquímicos realizados con sondas tipo *Hach* en muestras de fluidos hidrotermales de la Terma Los Hornos indican que la química del agua cercana a los *vents* corresponde a un sistema ligeramente ácido a neutral (pH 6,24-6,67), con temperaturas que alcanzan los 66,5°C, y alcalinidades relativamente altas (855mg/L). Por otra parte, el río Los Hornos, donde se desarrollan las tufas fluviales, muestra aguas neutras a ligeramente básicas (pH 7,65-8,3), menor alcalinidad (701,1mg/L), y temperaturas más bajas (hasta 23,7°C), sugiriendo procesos de desgasificación de CO₂ y mezcla. Como puede verse en la literatura, travertinos y tufas usualmente presentan un variado espectro de fábricas y texturas, que van desde cristalinas a micríticas grumulosas. Su composición mineral también puede ser variable, aunque predominantemente está representada por Calcita y/o Aragonita. Usualmente estas diferencias texturales, químicas y mineralógicas son atribuidas a una combinación de procesos fisicoquímicos y biológicos. Los estudios petrográficos y de difracción de rayos X en las tufas y travertinos de Los Hornos, indican que la Calcita es el mineral predominante, a excepción de los alrededores de los *vents* en donde aparecen diversos tipos de sales, Sílice y Aragonita. Se distinguieron diversas texturas, comúnmente observadas en este tipo de sistemas (Gandin y Capezzuoli, 2014), tales como cristales radiales (*shrubs*, *fan/raycrystals*, *feather-likecrystals*), placas de Calcita (*calcite rafts*), texturas esferulíticas/pisolíticas y texturas porosas o esponjosas producto de calcificación de burbujas (*foam rock*), típicamente de origen químico. Asimismo se documentaron texturas con mayor influencia biológica, tales como texturas grumulosas arborescentes, costras micríticas-estromatolíticas y estructuras filamentosas calcificadas, entre otras. Los estudios futuros se centrarán en una caracterización detallada de las comunidades microbianas presentes que influyen los procesos de precipitación de minerales carbonáticos y los procesos biogeoquímicos, utilizando técnicas de geomicrobiología y geoquímica isotópica. Esto permitirá discriminar mejor los controles fisicoquímicos de aquellos microbiológicos.

Andrews, J.E. y A.T. Brasier, 2005. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science* 20(5): 411-421.

Beasley, C.J., J.C. Fiduk, E. Bize, A. Boyd, M. Frydman, A. Zerilli, J.R. Dribus, J.L.P. Moreira y A.C. Capeleiro Pinto, 2010. El play pre-salino de Brasil. *Oil Field Review* 22(3): 28-39.

Carminatti, M., B. Wolff y L. Gamboa, 2008. New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress, Forum 01: New frontier exploration, Madrid, España.

Gandin, A. y E. Capezzuoli, 2014. Travertine: Distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems. *Sedimentology* 61: 264-290.

ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO DE LOS DEPÓSITOS DEL MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO INFERIOR EN EL ALTO DE PATAO, CUENCA DE CARUPANO, VENEZUELA

A. Mota¹, G. Musial² y L. Buatois³

¹Edificio PDVSA Guaraguao, Venezuela, motaas@pdvsa.com

²Cedex, Francia, geoffray.musial@beicip.com

³University of Saskatchewan, Department of Geological Sciences, Canada, luis.buatois@usask.ca

Los depósitos de la Formación Cubagua correspondientes al Mioceno superior y Plioceno inferior del alto de Patao, son reservorios de gas probados, descubiertos en costa afuera, en los campos Dragón, Patao, Mejillones y Río Caribe ubicados en la cuenca de Carúpano, al noreste de Venezuela. El estudio consistió en la descripción macroscópica de 2100 pies de núcleos, correspondientes a siete pozos distribuidos a todo lo largo del alto de Patao, el análisis petrográfico de 17 secciones delgadas y la integración de los mapas de anomalías de amplitud RMS (*Root Mean Square*), obteniéndose la variación de los paleoambientes en el área para el Mioceno superior-Plioceno inferior.

Los paleoambientes a lo largo del alto de Patao se distribuyen de la siguiente manera: deltaico, donde canales y lóbulos de frente deltaico hasta prodelta se encuentran presentes en los campos Dragón y Patao, variando lateralmente a paleoambientes más profundos, de tipo complejo turbidítico hacia los campos Mejillones y Río Caribe; y al tope de los depósitos progradantes, se ubican los sedimentos lutíticos de plataforma a cuenca.

Las facies deltaicas se desarrollaron por un proceso fluvial predominantemente, que favoreció el desarrollo de las turbiditas. El aporte fluvial es interpretado de las siguientes observaciones: a) Restos carbonosos sumamente abundante, incluso en las facies turbidíticas. b) Escasas estructuras sedimentarias de oleaje o de marea; los paquetes arenosos se presentan generalmente en forma masivas, o con estructuras unidireccionales y bioturbación escasa. c) La bioturbación presente es poco diversificada y de pequeño tamaño, lo cual implica la existencia de un ambiente estresado. El sistema deltaico fue ahogado por un ascenso relativo del nivel del mar. La denudación de las facies proximales, expuso los sustratos semiconsolidados y permitió el desarrollo de discontinuidades erosivas marcadas por la icnofacies *Glossifungites*. Un catálogo de 16 facies macroscópicas reportan las facies encontradas.

A partir del análisis composicional mineralógico, características texturales de las rocas y la distribución de las modas detríticas empleando los diagramas ternarios QtFLi y QmFLt propuestos por Dickinson, las areniscas proceden de mezclas entre bloque continental transicional, arco disectado y orógeno reciclado transicional, indicando múltiples áreas de aporte, siendo coherente el resultado con el ambiente tectónico de la región estudiada durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano.

Los resultados sedimentológicos integrados al estudio de estratigrafía secuencial, que fue llevado a cabo simultáneamente (Laya, A., Patiño, E., Valencia, Y., Catuneanu, O., 2013), indican que los reservorios se hallan tanto en el sistema encadenado de regresión forzada – FSST (*Falling Stage Systems Tract*) como en el sistema encadenado de nivel bajo – LST (*Lowstand Systems Tract*), siendo el paleoambiente hacia los campos Dragón y Patao, delta de plataforma media (Porębski y Steel 2003) evidenciado por la ausencia de facies de llanura deltaica y la presencia de un superficie de ravinamiento, visualizada a escala regional en la sísmica e interpretada como el horizonte designado *discordancia SU-3*, donde las terminaciones sísmicas se truncan en dicho horizonte; mientras que hacia los campos Mejillones y Río Caribe profundizan a paleoambientes turbidíticos. A estos sistemas progradantes le suprayacen los depósitos lutíticos de plataforma a cuenca correspondientes al sistema encadenado transgresivo (*Transgressive Systems Tract*) que conforman el sello de los reservorios.

Se logró un marco estratigráfico-sedimentológico regional robusto del alto de Patao, que integrado a otras disciplinas de la geociencias, empleadas para el desarrollo de los campos, permitirá mejorar los esquemas de producción del gas contenido en el área.

Laya, A., Patiño, E., Valencia, Y., y Catuneanu, O., 2013. Predicción de Reservorios Turbidíticos en el Alto Estructural de Patao, Cuenca de Carúpano, Costa Afuera, Venezuela. *Society of Petroleum Engineers*, Abstracts, SPE-WVS-176.

Steel, R., y Porębski, S., 2006. Deltas and Sea-Level Change. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, 0–0. Research Article. DOI: 10.2110/jsr.2006.034.

ANÁLISIS DE FACIES, COMPOSICIÓN Y PROCEDENCIA DE PSAMITAS DE LA FORMACIÓN LA ANITA (CRETÁCICO TARDÍO) EN EL CERRO CALAFATE, SANTA CRUZ

D. Moyano Paz¹, C. Tettamanti¹ y D.G. Poiré¹

¹*Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina,
dmoyanopaz@cig.museo.unlp.edu.ar*

La Formación La Anita se encuentra bien representada en el sudoeste de la provincia de Santa Cruz, al sur de la ciudad de El Calafate donde expone sus afloramientos en las barrancas de las estancias La Anita – Alta Vista (considerada su localidad “tipo”), los cuales se extienden en una dirección sudoeste-noreste hasta desaparecer en la base del Cerro Calafate. Al norte del Lago Argentino presenta afloramientos en ambas márgenes del arroyo Turbio y en las cercanías de la localidad de Tres Lagos. Los depósitos de La Formación La Anita forman parte del relleno de la Cuenca Austral en la etapa de antepaís para el Cretácico tardío; se encuentran en concordancia sobre las pelitas marinas de la Formación Alta Vista y le suprayacen, mediante una discordancia erosiva, los depósitos continentales de la Formación La Irene. Feruglio (1949), inicialmente describió a los depósitos de la Formación La Anita como paquetes de areniscas y conglomerados con estructuras entrecruzadas separados por niveles de pelitas poco compactadas, los cuales fueron interpretados como sistemas deltaicos.

En el presente trabajo se muestran los primeros avances del análisis de detalle de las facies sedimentarias de la Formación La Anita en la sección Cerro Calafate (CC), junto con el estudio composicional de las psamitas mediante difracción de Rayos X (DRX), tanto en roca total como en las fracciones finas, y un análisis petrográfico, con su consecuente estudio de procedencia mediante diagramas triangulares. Para realizarlo, se relevó un perfil sedimentológico a escala 1:50 de la sección antes mencionada, haciendo principal énfasis en las litofacies, la geometría de los cuerpos, tipos de contactos, y unidades sedimentarias (asociaciones de facies), lo que permitió reconocer tres asociaciones diferentes: i) AF-1; dominio de areniscas muy finas a finas, bioturbadas con presencia de *Ophiomorpha* isp., que a veces presenta incipiente laminación. ii) AF-2; areniscas finas a medianas agrupadas en *sets* con espesores menores a 1 metro, con arreglos granocrecientes donde se observa un claro predominio de las estructuras con estratificaciones entrecruzadas en artesa, tangencial a la base y óndulas asimétricas en el techo de los *sets*. iii) AF-3; areniscas gruesas macizas con desarrollo de clinoformas progradacionales desarrollada en los términos superiores de la sección estudiada.

Los análisis de DRX en roca total evidencian que más del 90% de cada muestra se constituye de cuarzo, y en menores proporciones feldespatos potásicos, plagioclasas, calcita y minerales del grupo de las arcillas. Como minerales minoritarios se encontraron yeso, siderita, epsomita, pirita, y probables jarosita y tridimita. Los análisis de fracciones finas de las muestras, menores a 20 micrones, resaltan una predominancia de caolinita por sobre illita, I/S y clorita. El análisis petrográfico coincide en gran parte con el de DRX y permitió clasificar a las areniscas como litoarenitas y litoarenitas feldespáticas, pudiendo diferenciar entre vaques líticos y arenitas líticas según la abundancia de matriz, la cual disminuye de base a techo del perfil. Asimismo se evidencia un aumento en la cantidad de cemento, el cual es de composición carbonática. Los resultados composicionales también fueron utilizados para realizar un análisis de procedencia mediante diagramas triangulares los cuales mostraron una fuente de orógeno reciclado transicional.

Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Tomos I, II, III. Inf. Inéd., Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

AMBIENTES DEPOSITACIONALES Y CONDICIONES PALEOCLIMÁTICAS EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA CENTINELA, EOCENO MEDIO-PLIOCENO, DESIERTO DE ATACAMA, NORTE DE CHILE

S. Muñoz¹, R. Riquelme¹, R. González¹, E. Campos¹, A. Fernandez-Mort¹ y H. Pizarro¹

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile,
smf002@alumnos.ucn.cl, rriquelme@ucn.cl, rgonzalez@ucn.cl, edcampos@ucn.cl, afdezmort@alumnos.ucn.cl,
h.pizarro.08@gmail.com

El Desierto de Atacama, norte de Chile, es considerado el desierto más árido del mundo, alcanzando condiciones hiperáridas con precipitaciones inferiores a los 5mm/año. Diversos autores han intentado determinar mediante variados *proxies* (e.g., estratigrafía, paleosuelos, isótopos cosmogénicos y alteraciones supergénicas) en qué momento el clima del desierto experimentó la transición de condiciones áridas a hiperáridas. Actualmente se acepta que dicha transición ocurrió en el lapso 19–13 Ma. Algunos autores postulan, además, que el Desierto de Atacama sufrió condiciones climáticas que oscilaron de aridez a semiaridez al menos desde el Eoceno Superior, debido a que el continente Sudamericano se ha mantenido constante en la misma latitud desde entonces. Así, el registro sedimentario de las cuencas cenozoicas (Eoceno medio–Reciente) del Desierto de Atacama, debería reflejar los cambios paleoclimáticos que ha experimentado esta región durante su evolución. Estas cuencas deberían además, registrar las fases tectónicas de la evolución andina durante el Cenozoico, particularmente, la fase tectónica Incaica (Eoceno superior – Oligoceno inferior).

En el presente trabajo se ha estudiado la cuenca Centinela, ubicada en el corazón hiperárido del Desierto de Atacama, en el flanco oeste de la Precordillera (Región de Antofagasta). Se ha registrado que alcanza hasta 700 m de relleno sedimentario con un rango de edad Eoceno–Plioceno. Consiste principalmente en depósitos de gravas y arenas con abundantes paleosuelos interestratificados, y algunos depósitos de cobre exótico sinsedimentario, de interés económico. La cuenca se asocia a movimientos transcurrentes del Sistema de Falla de Domeyko. Esta se originó como una cuenca de *pull-apart*, en el Eoceno, y luego fue una cuenca transpresiva en el Oligoceno-Mioceno (?). Se han definido cinco sucesiones estratigráficas: los Estratos de Esperanza (Eoceno medio), los Estratos de Atravesado (Eoceno superior–Oligoceno inferior?), los Estratos del Tesoro (Oligoceno), los Estratos de Arrieros (Mioceno inferior–Mioceno medio) y los Estratos de los Ratones (Mioceno superior–Plioceno). Este trabajo presenta un detallado análisis de facies en los estratos de Atravesado, de Arrieros, y de los Ratones. El análisis sedimentológico y la interpretación de ambiente depositacional se basan en columnas estratigráficas a escala 1:100 y 1:50, que incluyen descripción de facies sedimentarias y de textura y composición de paleosuelos. Si bien la unidad Estratos de Esperanza no fue analizada en este estudio, cabe mencionar que trabajos previos interpretan de esta un ambiente depositacional de planicie aluvial *braided* distal con intercalaciones de tobas volcánicas. Los Estratos de Atravesado suprayacen en discordancia de erosión a los Estratos de Esperanza, constituyendo una sucesión retrogradante compuesta de tres asociaciones de facies. Las asociaciones de facies A1 y A2 representan un ambiente de abanico aluvial medio a distal, respectivamente; la asociación de facies A3 refleja un ambiente de planicie fluvio-aluvial *braided* de gravas con canales profundos. Los Estratos del Tesoro suprayacen en discordancia angular a los Estratos de Atravesado, sin embargo, estos se restringen espacialmente a la mina El Tesoro y sectores aledaños, no encontrándose en otras localidades de la cuenca, sugiriendo condiciones tectónicas y/o climáticas localizadas durante su depositación. Estudios previos interpretan en los Estratos del Tesoro un sistema depositacional fluvial de alta energía y facies lacustres en llanuras de inundación. Los Estratos de Arrieros se encuentran en leve discordancia angular sobre los Estratos del Tesoro, y en ellos se reconocieron las asociaciones de facies A4 y A5, las que representan un ambiente de planicie aluvial *braided* de canales someros, proximal y distal, respectivamente. Las características sedimentológicas de los Estratos de Arrieros reflejan un ambiente depositacional de menor energía que el reflejado por los estratos de Atravesado y del Tesoro, que puede ser asociado a una mayor distalidad del sistema depositacional, producto del retroceso del frente de montaña. Por otra parte, el contenido de paleosuelos en los estratos de Atravesado y Arrieros corresponde siempre a Calcisoles, indicando condiciones climáticas de semiaridez a aridez. Sin embargo, superpuesto al límite superior de los Estratos de Arrieros, se encuentra un Gypsisol de ~1.5 m de potencia. Este paleosuelo infrayace un depósito de gravas sincrónico a los Estratos de los Ratones, que tiene intercalado un nivel de cenizas datado en 9.28 ± 0.05 Ma. Lo anterior indica que el paso de condiciones de semiaridez-aridez a hiperaridez ocurre previo al depósito de esta ceniza, y posterior a la depositación de los Estratos de Arrieros. Finalmente, en los Estratos de Los Ratones se reconoce la asociación de facies A6, con facies de limos y arcillas, margas, yeso y niveles de carbón orgánico con restos de raíces, que indican un ambiente de humedal que se asocia a niveles someros de los acuíferos producto de pulsos climáticos más húmedos en algún momento del Mioceno Superior–Plioceno.

SEDIMENTACIÓN CLÁSTICO-EVAPORÍTICA DE LA FORMACIÓN RÍO SALÍ EN LA PROVINCIA DE TUCUMÁN

C.M. Muruaga¹, P.J. Ocaranza¹, M.E. Vides¹ y C. Bazán²

¹Instituto de Sedimentología, Fundación Miguel Lillo, Tucumán

²Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán

clomuruaga@gmail.com, laloocaranza@yahoo.com.ar, mariuvideos@yahoo.com.ar, cabazan2@yahoo.com.ar

Las unidades cenozoicas aflorantes en el sector norte de la provincia de Tucumán han sido objeto de numerosos trabajos sedimentológicos, estratigráficos y de minería desde principios del siglo 20. En particular, la Formación Río Salí (Ruiz Huidobro, 1960; Bossi, 1969) es la unidad sedimentaria neógena de mayor exposición areal, con afloramientos meridionales al este de Cumbres Calchaquies en el Valle de Tapia-Trancas, alrededores de las Sierras de Medina-Nogalito-La Ramada-del Campo y a lo largo del Valle de la Sala al oeste de las Cumbres de Taficillo y de San Javier. Se realizaron estudios de detalle en el sector sur de la cuenca Tapia-Trancas, la cual forma parte del depocentro cretácico-cenozoico, limitado por bloques de basamento metamórfico que conforman los núcleos de las Cumbres Calchaquies al oeste y la sierra de Medina al este (fisiográficamente correspondientes a Sierras Pampeanas y Cordillera Oriental). La densa cobertura vegetal que caracteriza a la región, sumado a la presencia de una gran variedad de estructuras de fallas y pliegues hace dificultoso el estudio de los afloramientos con fines estratigráficos y una correlación cronoestratigráfica sencilla. La Formación Río Salí, de edad aproximada de 12 Ma (Gavriloff y Bossi, 1992), se presenta en sucesiones compuestas por facies predominantemente evaporíticas y otras totalmente clásticas, según su posición estratigráfica y dentro de la cuenca. Las sucesiones evaporíticas yesíferas son más conspicuas hacia el centro-oeste de la cuenca, en los alrededores del lago El Cadillal, sobre las cuales se asienta el dique Celestino Gelsi. Las sucesiones clásticas-carbonáticas predominan en el sector norte y noroeste (norte de valle de Tapia, valle de Chorrillos y alrededores de la Sierra del Campo) y las evaporíticas halíticas hacia el suroeste (zona del Timbó). En la presente contribución se muestran dos perfiles de detalle: uno cercano a la localidad de Tapia (perfil Tapia) y otro en la margen norte del río Vipos (perfil Vipos), distantes unos 19 km entre sí. Ambos presentan seis niveles de tobas retransportadas inferiores a 20 cm de espesor individual. En el perfil Tapia, la Formación Río Salí expone en su miembro medio un espesor real total de 45 m a lo largo de unos 450 m con cortes aflorantes a ambos lados del camino. Presenta una alternancia de limolitas rojizas en estratos con espesores de 30 cm a 1,5 m, laminadas con abundantes concreciones yesíferas, frecuentemente cementadas por yeso, y bancos verdosos claros, grises amarillentos y rosados de conglomerados de yeso nodular con matriz arcillosa verde (estructura “chickenwire”), nodorudititas, bochas de yeso mamelonar y yeso macizo. El yeso secundario se presenta como venillas de yeso espático (fibroso) paralelas, subparalelas y diagonales a la estratificación original o como yeso alabastro. El perfil Vipos muestra areniscas medias y gruesas, con una estratificación milimétrica a centimétrica, con óndulas y laminación ondulítica, interestratificadas con limolitas y areniscas finas a muy finas con laminación paralela. Se intercalan estratos de areniscas gruesas a sabulíticas y conglomerados con estratificación cruzada en artesas. Las asociaciones de argilominerales en ambos perfiles incluyen esmectitas en todas las muestras, illita, caolinita, analcima y clinoptilolita en la mayoría e interestratificados sólo en algunas secciones. Los minerales asociados incluyen cuarzo, feldespatos, yeso y dolomita. La presencia de yeso indica la precipitación a partir de las aguas porales en sedimentos de la zona vadosa y freática superior (nódulos), y también en sedimentos expuestos por fluctuaciones de las aguas subterráneas hacia la superficie por evaporación y capilaridad (bochas mamelonares), en un clima árido a semiárido con lluvias ocasionales. Los primeros son intrasedimentarios (primarios) y las segundas, de origen perigenético. Desde el punto de vista paleoambiental, el inicio de la Formación Río Salí fue interpretada como depósitos lacustres costeros y de lago abierto efímero relacionados a la Ingresión Marina Paranaense (perfil Vipos), que evolucionó en su parte media a un sabka continental yesífero (perfil Tapia) para culminar con barreales en su miembro superior (Gavriloff y Bossi, 1992).

Bossi, G. E., 1969. Geología y estratigrafía del sector sur del Valle de Choromoro. Parte I: Texto, Parte II: Atlas. *Acta Geológica Lilloana*, 10(2): 17-64.

Gavriloff, I. J. C. y G. E. Bossi, 1992. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), provincias de Catamarca, Tucumán y Salta (República Argentina). *Acta Geológica Lilloana* 17(2): 6-43.

Ruiz Huidobro, O. J., 1960. El Horizonte Calcáreo-Dolomítico en la Provincia de Tucumán. *Acta Geológica Lilloana* 3: 147-171.

CARACTERIZACION PALEOAMBIENTAL Y EVOLUCIÓN LATERAL DE UN SISTEMA ALUVIAL EFÍMERO CON INTERACCIÓN EÓLICA: FORMACIONES LOS RISCOS - EL JUME (APTIANO), SIERRA DE LAS QUIJADAS, SAN LUIS, ARGENTINA

M. Nalin Moyano¹, G. Veiga² y D. Rivarola³

¹*Departamento de Geología Universidad Nacional de San Luis-CONICET. San Luis, magdalena.nalin@gmail.com*

²*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata-CONICET, La Plata, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar*

³*Departamento de Geología Universidad Nacional de San Luis, San Luis, rivarola@unsl.edu.ar*

Durante el Mesozoico en el sector centro oeste y norte de Argentina, se generaron cuencas del tipo rift abortados que tuvieron actividad subsidente en varios pulsos asociados al régimen distensivo producto de la ruptura del último Gondwana. En ese marco se formó la Cuenca de San Luis con tres depocentros, rellenos por el Grupo El Gigante; el cual está conformado por más de 1500 m de sedimentitas silicoclásticas continentales, intercaladas con delgados niveles de evaporitas, tobas y basaltos de intraplaca. En Sierra de las Quijadas la sedimentación tuvo lugar en un hemigraben asimétrico con borde activo al oeste a expensas del cual se habrían depositado uno o más abanicos aluviales asociados a depósitos de crecidas no encauzadas que hacia los sectores depocentrales de la cuenca gradaban a un sistema fluvial efímero en íntima asociación con un extenso sistema de barreal con acción eólica (Rivarola y Spalletti, 2006).

Este trabajo tiene por objeto dar a conocer los primeros resultados de una investigación desarrollada en el marco de la tesis doctoral de la primera autora en el Potrero de la Aguada (PdA) en dichas sierras. Esto se llevó a cabo a partir del análisis de facies y sus asociaciones (AF) a fin de caracterizar la evolución paleoambiental de alta resolución de las unidades basales del Grupo el Gigante, Formaciones Los Riscos y El Jume. Se relevaron 1200 m de sedimentitas distribuidas en nueve secciones estratigráficas. Se reconocieron 26 facies donde la letra mayúscula indica granulometría y la/s minúsculas indican la estructura y característica dominante.

En los sectores más occidentales del PdA se observó una pila sedimentaria de orden decámetrico donde domina AFI (Gm, Gh, Gp y SGM), interpretada como un sistema fluvial con depósitos residuales de canales y barras. Hacia el este y sudeste, esta asociación engrana con las AFII y III donde AFII (Sp, St, Sl, Sr, Src, Sh, Sm y SGM) es interpretada como un sistema fluvial canalizado; en tanto que AFIII (Gfm, Gem y Sfm) representaría depósitos de crecidas no encauzadas gravosas. Por su parte, hacia el este se observa que AFII pierde expresión y engrana con bancos de espesores decimétricos a métricos constituidos por AFIV (Sh, Sl, Sr, Src, Fm y raramente SGM), interpretada como lóbulos de crecidas no encauzadas arenosas; AFV (Fsr, Fh y Fm) que corresponde a depósitos lacustres efímeros/barreal; y AFVI (Shg, Shm, Slg, Slm, Stg, Stm, Ser, Spe y Spr) correspondiente a depósitos eólicos, donde se reconocen mantos de arena y dunas. En el sector central del PdA, la AFVI (eólica) presenta carácter dominante en los tramos inferiores conformando intervalos de decenas de metros de potencia; en la cual sólo se intercalan reducidos bancos de AFIV (lóbulos de crecidas). En las laderas este y sur del PdA se observa un claro dominio de AFV, (depósitos de barreal) con espesores del orden decamétrico, que por sectores intercalan escasos y delgados bancos de AFIV, propia de lóbulos de crecida no encauzadas y AFVI, correspondiente a depósitos eólicos.

Las secuencias descritas conforman un complejo mosaico de ambientes en los que se refleja claramente el pasaje de facies proximales a distales el que permite reconstruir un sistema aluvial efímero con interacción eólica.

Rivarola, D. y Spalletti, L., 2006. Modelo de sedimentación continental para el rift cretácico de la Argentina central: Ejemplo de la sierra de las Quijadas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 63-80.

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS GLACIALES ASOCIADOS A LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO EN LA CORDILLERA PRINCIPAL DE LA REGIÓN DEL LIBERTADOR BERNARDO O'HIGGINS, CHILE

A. Navarro

Departamento de Ingeniería, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile, arielnavarro@ucsc.cl

Se estudian los depósitos glaciales asociados a la Pequeña edad de hielo del Glaciar Cipreses, localizado en la Cordillera Principal de la región del Libertador Bernardo O'higgins, Chile. Se analizan las propiedades texturales, composicionales y macrofábrica de clastos hospedados en morrenas laterales y de fondo, integrando además, las superficies paleoglaciares como evidencia del retroceso de aproximadamente 5 kilómetros valle arriba del frente glaciar, con el objetivo de caracterizar los depósitos acumulados y reconstruir el flujo a través del valle fluvio-glaciar rejuvenecido durante el periodo Cuaternario. Los resultados obtenidos permiten indicar variaciones en el mecanismo de depositación asociado a los depósitos diamícticos, los cuales estarían intensamente controlados por la topografía. Además, se identificaron al menos 6 paleosuperficies glaciares en la formación de las morrenas, las cuales se correlacionaron con el registro histórico existente. Estos resultados permiten aumentar el escaso conocimiento existente en torno al registro geológico relacionado a la fluctuación glaciar de la Pequeña edad de hielo, en la Cordillera Andina de Chile Central.

EXPRESIÓN SEDIMENTOLÓGICA, MORFOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE UN LÍMITE DE SECUENCIA COMPLEJO EN SU MARGEN DEPOSICIONAL VALANGINIANO, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

M.S. Olivo¹, E. Schwarz¹ y G.D. Veiga¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Buenos Aires, Argentina,
molivo@cig.museo.unlp.edu.ar, eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar

Conceptualmente, un límite de secuencia (LS) puede ser definido desde el interior hacia los márgenes de una cuenca, y comprende una discontinuidad subaérea, una superficie regresiva de erosión marina y una correlativa conformidad. Sin embargo, pocos estudios han explorado la complejidad que un LS puede mostrar hacia los márgenes de la cuenca, donde predominan procesos de erosión y no acumulación durante el labrado de la discontinuidad, y de esta manera su identificación puede resultar dificultosa.

Con la finalidad de contribuir a dicha problemática, se presenta una caracterización sedimentológica, morfológica y estratigráfica de un límite de secuencia de bajo orden en un sector marginal de la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano (centro-sur de Neuquén). Mediante un estudio sedimentológico de detalle integrando información de afloramientos y subsuelo en un área de 2250 km², se reconstruyeron distintos estadios de evolución paleoambiental y se identificaron superficies clave, para comprender la historia evolutiva de los sistemas de acumulación vinculados estratigráficamente con dicho LS. En los sectores centrales de la cuenca, este límite de secuencia corresponde a una superficie denominada como Discontinuidad Intravalanginiana. No obstante, este estudio permitió definir que hacia un margen de cuenca, el LS se presenta en forma compleja y comprende dos superficies de discontinuidad subaérea (DS1 y DS2) de carácter regional.

La superficie DS1 está representada por una superficie erosiva que delimita valles incisos de hasta 35 m de profundidad. Los valles truncan depósitos deltaicos previos y se encuentran rellenos por depósitos fluviales y fluvio-eólicos. Estos depósitos muestran una relación canal vs. planicie de inundación (C/PI) alta a moderada. El relleno de los valles es cubierto por depósitos eólicos y fluvio-eólicos que muestran un arreglo agradacional y mayor extensión areal. Por su parte, la superficie DS2 se trata de una superficie con bajo gradiente, cuyo grado de erosión aumenta progresivamente hacia el norte del área de estudio. Así, esta superficie en dicha dirección trunca progresivamente los depósitos post-DS1, y luego a la superficie DS1 y los depósitos deltaicos previos. La superficie DS2 es cubierta por depósitos fluviales, los cuales muestran verticalmente una disminución en la proporción C/PI, asociada a un arreglo retrogradacional. Estos depósitos fluviales definen una geometría cuneiforme y se adelgazan en forma notoria hacia el sur y este del área de estudio. La diferente expresión morfológica de las superficies de discontinuidad habría sido producto de la influencia de distintos controles durante los eventos de caída del nivel de base. En este contexto, el desarrollo de valles incisos (DS1) podría haber estado favorecido por un gradiente de la planicie aluvial menor respecto al gradiente del lecho marino expuesto, o bien, por un rápido descenso del nivel de base. Por su parte, el labrado de la superficie de bajo gradiente (DS2) podría ser asociado con una caída lenta del nivel de base.

La caracterización sedimentológica, morfológica y estratigráfica del LS en los sectores marginales de la cuenca tiene implicancias en la comprensión regional de la arquitectura de esta cuña de mar bajo. En los sectores centrales de cuenca el LS corresponde a una superficie de discontinuidad representada por una superficie erosiva de bajo gradiente, la cual pone en contacto depósitos marinos pre-DS1 abajo y los depósitos fluviales post-DS2 arriba. Por su parte, en los sectores marginales su expresión podía haber sido limitada. No obstante, este estudio demuestra que en uno de los márgenes de cuenca, el LS muestra una expresión compleja conformada por diferentes superficies de discontinuidad (DS1 y DS2). En este contexto, las superficies DS1 y DS2 representarían un primer y segundo pulso de caída del nivel de base respectivamente, vinculados a un evento mayor de brusco descenso del relativo nivel del mar ocurrido durante el Valanginiano. En forma adicional, en este sector se encuentra registrado gran parte del estadio evolutivo inmediatamente previo a los eventos de caída del nivel de base, y en sentido los márgenes de cuenca podrían constituir lugares excepcionales para el entendimiento y la reconstrucción de LS complejos. Por otro lado, la comprensión de la arquitectura interna de las cuñas de mar bajo tiene implicancias en la identificación y caracterización de compartimientos de unidades reservorios, y en consecuencia en la evaluación de su impacto sobre el volumen de hidrocarburos potencialmente extraíble. Estudios de escala regional como los aquí presentados pueden a su vez proveer de esqueletos estratigráficos para una mejor interpretación de geometrías sísmicas asociadas a este tipo de cuñas.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y MICROMORFOLÓGICO DEL SITIO ARQUEOLÓGICO CUEVA DE LA VIEJA, REGIÓN DE AISÉN, CHILE

I.L. Ozán¹, A. Tripaldi¹ y C. Méndez²

¹IGEBA-CONICET, Dto. Cs. Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Argentina, ivanalozan@gmail.com, alfo@gl.fcen.uba.ar

²Departamento de Antropología, Universidad de Chile, Santiago, cmendezm@uchile.cl

El sitio arqueológico Cueva de la Vieja (BN15) se ubica en el valle del río Ñirehuao, Región de Aisén (45°16'28.15"S; 71°32'23.84"O, ~700 msnm). El valle se extiende sobre depósitos cuaternarios en los que predominan geoformas de origen glacial re trabajadas fundamentalmente por acción fluvio lacustre. El área registra un débil desarrollo edáfico, con un perfil de suelo de tipo A-AC-C, A-C o sectores sin desarrollo de suelo. La baja pedogénesis responde mayormente a un clima semiárido frío que define la provincia fitogeográfica de la Estepa Patagónica. BN15 se encuentra en una cueva localizada en uno de los afloramientos del campo volcánico de Baño Nuevo.

En este trabajo se presentan los resultados sedimentológicos y micromorfológicos de un perfil de 103cm de profundidad a fin de discutir el origen de los sedimentos, los mecanismos de transporte y la posible existencia de discordancias erosivas. Macroscópicamente se observan seis unidades estratigráficas de espesor lateral variable que se distinguen por su coloración, grado de compactación y textura al tacto. No se observa ningún desarrollo pedogenético a lo largo del perfil. En cada capa se tomaron muestras no estructuradas para análisis granulométricos y geoquímicos (N = 11), y estructuradas para estudios micromorfológicos (N= 10). Las edades radiocarbónicas ofrecen un marco cronológico que abarca los últimos ~12.000 años cal AP (Méndez *et al.*, 2016).

El nivel inferior de la cueva -unidad estratigráfica 6-, en contacto con el sustrato rocoso, se distingue un depósito de arena muy bien seleccionada, escasa presencia de grava, con expresión lateral discontinua y en forma de lentes finas. Hacia arriba, en contacto neto, la unidad estratigráfica 5 se caracteriza por una elevada frecuencia de material fangoso y abundantes revestimientos de arcilla límpida, orientada y rellenando poros. En contacto gradual con la capa subyacente, la unidad estratigráfica 4 muestra un acentuado aumento de la fracción grava, producto de la meteorización de la roca de las paredes y techo de la cueva. Si bien los cambios sedimentológicos entre la unidad estratigráfica 4 y 3 no son acentuados, a nivel microscópico se observa en la segunda micro-restos de tejido vegetal, aislados, altamente meteorizados. El color rojizo por oxidación de óxidos de hierro de la capa podría indicar ciclos de humedad y desecamiento. Las características micromorfológicas sugieren que a partir de la unidad estratigráfica 3 gran parte de la población de arena es consecuencia de la meteorización de la grava.

De apariencia macroscópica homogénea, la unidad estratigráfica 2 presenta ciertas diferencias internas en la frecuencia de grava, arena y finos. Sin embargo, a nivel micromorfológico, sólo se registra un leve aumento hacia el techo de la unidad estratigráfica 2 de la presencia de revestimientos de material fino mezclado con material humificado, alrededor de las partículas minerales y fragmentos de huesos. Este tipo de revestimientos se podría asociar con la acción coluvial (rodamiento) o ciclos alternantes de congelamiento y descongelamiento. Finalmente, la unidad estratigráfica 1 presenta un aumento acentuado del material fino y ausencia de la fracción grava. El piso de la cueva presenta una costra de excremento de oveja, compacta y de estructura laminar por debajo de la cual se registra un sedimento rojizo de aspecto vítreo en contacto neto con una capa gris oscura compuesta por carbón y cenizas vegetales, producto de la combustión parcial del excremento de oveja en toda la extensión de la cueva. Esta capa sella los niveles arqueológicos previos al siglo XX, fecha de la introducción de la oveja al valle.

La integración de los datos sedimentológicos cuantitativos y las observaciones micromorfológicas cualitativas ofrecen una visión integral y compleja del caso de BN15, donde se registran cambios acentuados a lo largo del Holoceno, incluyendo posibles eventos de inundación. La fracción grava señala cambios en el ritmo de meteorización de la roca de la cueva y la formación de arenas producto de la meteorización de estas partículas de mayor tamaño (a excepción de las arenas finas basales, cuya mineralogía y selección sugieren el ingreso por transporte lacustre y/o eólico). El material fino habría ingresado por suspensión, aunque probablemente parte del mismo también sea producto de la meteorización *in situ*.

Méndez, C., A. Nuevo Delaunay, O. Reyes, I.L. Ozán y C. Belmar, 2016. The initial peopling of continental Aisén: new data from Cueva de la Vieja. 81th SAA Annual Meeting, Orlando, FL.

Stoops, G., 2003. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*, first ed. Soil Science Society of America Inc., Madison, 184 pp.

GEOMETRÍA Y ARQUITECTURA DE LAS FACIES DE LA FORMACIÓN LA MANGA (CALOVIANO MEDIO-OXFORDIANO MEDIO) SUR DE MENDOZA

R.M. Palma^{1, 2}, J. López Gómez⁴, G.S. Bressan^{1, 2}, D.A. Kietzmann^{1, 2} y J. Martin-Chivelet³

¹*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires, palma@gl.fcen.uba.ar, gbressan@gl.fcen.uba.ar, diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar*

²*IDEAN-CONICET*

³*Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España, j.m.chivelet@geo.ucm.es*

⁴*Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), Madrid, España, jlopez@geo.ucm.es*

La reconstrucción de la geometría depositacional de la rampa de la Formación la Manga (Caloviano medio-Oxfordiano medio) desde la sierra Azul hasta El Sosneado, se ha realizado teniendo en cuenta el patrón interno de facies con la integración de nuevos datos sedimentológicos, paleontológicos y la combinación de aquellos petrográficos, catodoluminiscencia, materia orgánica y geoquímicos. Se han reconocido cuatro estadios diferentes cuyos límites están indicados por superficies de erosión o abruptos cambios de facies. La etapa inicial, por encima de un límite de secuencia, que la separa de los depósitos fluviales subyacentes, está caracterizada por packstones-grainstones bioclásticos, wackestones peloidales y wackestones bioclásticos con frecuentes concentraciones de grifeidos. Se reconocen ambientes desde rampa media superior a rampa externa. Corresponde a una etapa retrogradacional. Una superficie de discontinuidad separa por encima a una asociación de facies compuestas por areniscas calcáreas y carbonatos con notable participación clástica, que evidencian un notable cambio en los espesores y generando una típica “coarsening-upward sequence”, que se habría acumulado en posiciones fluctuantes entre la rampa interna y rampa media. Estos depósitos corresponden a una etapa progradacional. Un nuevo estadio, en la evolución de la rampa, responde a una mayor tasa de producción que el espacio de acomodación, donde se observa una etapa agradacional inicial seguida de otra fuertemente progradacional y que coincide con el desarrollo de facies arrecifales. La presencia de una superficie paleokárstica afecta estas facies y es común el desarrollo de epikarst en áreas distantes afectando los depósitos de rampa interna de bajo gradiente. Por encima de esta superficie de exposición subaérea se reconocen facies que representan la instauración de condiciones de sedimentación en un ambiente de rampa interna, que muestran sucesiones de somerización (progradación). Episodios de subsidencia local, hacia el norte (depocentro Atuel) favorecen el desarrollo de un suave talud (rampa distalmente profundizada) con mudstones y wackestones hemipelágicos que alternan rítmicamente con lutitas negras. Este episodio, relacionado con el incremento de la subsidencia, es acompañado por cambios en el nivel trófico de la rampa.

CONTROLES ALOGÉNICOS DURANTE LA DEPOSITACIÓN DE LA FORMACIÓN MONTE LEÓN Y BASE DE LA FORMACIÓN SANTA CRUZ, MIOCENO TEMPRANO DE CUENCA AUSTRAL

A. Parras¹, G.R. Guerstein², C. Nández³, J.P. Pérez Panera^{4, 5}, G. Cusminsky⁶ y M. Griffin⁴

¹INCITAP (CONICET-UNLPam), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, La Pampa, Argentina, aparras@exactas.unlpam.edu.ar

²INGEOSUR – CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina, raquel.guerstein@uns.edu.ar

³SEGEMAR-CONICET, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina, carolina.nanez@yahoo.com

⁴CONICET, División Paleontología Invertebrados, Museo de La Plata, La Plata, Argentina, miguelgriffin@aol.com

⁵CONICET, Laboratorio de Bioestratigrafía, Gerencia I+D Geociencias, YPF Tecnología SA, Ensenada, Buenos Aires, Argentina, juan.p.panera@ypftecnologia.com

⁶CRUB UNC-INBIOMA CONICET, Departamento de Ecología, San Carlos de Bariloche, Argentina, gabriela.cusminsky@crub.uncoma.edu.ar

La sedimentitas de la Formación Monte León y del sector basal de la Formación Santa Cruz, depositadas durante el Mioceno temprano en el ámbito de la cuenca Austral, registran los cambios tectónicos, oceanográficos y climáticos acaecidos en el extremo sur de América del Sur a comienzos del Neógeno. El estudio sedimentológico y paleontológico integrado de varias secciones expuestas a lo largo de la costa de la provincia de Santa Cruz, identificó condiciones depositacionales que oscilan entre un ambiente de plataforma marina interna-media a ambientes marino-marginales. Mediante el análisis de facies y del patrón de apilamiento estratal, la obtención de edades Sr, y la identificación de la biota asociada (polen, esporas, dinoflagelados, silicoflagelados, foraminíferos, ostrácodos, nanofósiles y macroinvertebrados) se estableció un esquema estratigráfico para estas sedimentitas que permite evaluar el rol de controles eustáticos y tectónicos durante su depositación.

El contacto entre la Formación Monte León y la subyacente Formación San Julián, expuesto en el área de Puerto San Julián, corresponde a un límite de secuencia que puede ser correlacionado con el descenso eustático que comenzó a los ~22,6 Ma. Por el contrario, no hay coincidencia entre la progresiva profundización evidenciada por las sedimentitas de plataforma interna a media de la base de la Formación Monte León depositadas durante el Aquitaniano temprano y la continuación del decrecimiento global en el nivel del mar durante este período. El tramo superior de la formación, bien expuesto en la desembocadura del río Santa Cruz y en el Parque Nacional Monte León, está representado por limolitas y areniscas finas con abundante material piroclástico y concentraciones de invertebrados que se correlacionan con un período de estabilidad del nivel eustático ocurrido entre los ~19 y 18 Ma. Las secciones de este tramo exhiben un intervalo transgresivo basal caracterizado por abundantes macroinvertebrados, dinoflagelados, foraminíferos, ostrácodos y nanofósiles que, en conjunto con el análisis de facies, sugieren un ambiente de plataforma interna. La caída eustática acaecida en el Burdigaliano medio (~18 Ma) pudo ser la responsable, en parte, del marcado desplazamiento en la línea de costa hacia el interior de la cuenca, evidenciado por un patrón de apilamiento estratal marcadamente progradacional. Esta etapa culminó con la depositación de facies intermareales en el techo de la unidad y la formación de un nuevo límite de secuencia, representado por los cuerpos canalizados de bases erosivas, que marcan el contacto entre la Formación Monte León y el Miembro Monte Observación de la suprayacente Formación Santa Cruz. El Miembro Monte Observación, de ambiente marino-marginal, se caracteriza por una disminución en la riqueza y abundancia de macroinvertebrados, dinoflagelados, nanofósiles y microfósiles calcáreos, como así también por su retrabajo. En particular, la presencia de foraminíferos retrabajados del Cretácico Tardío sugiere el levantamiento y exposición a la erosión de sedimentitas de esa edad en la región andina.

La comparación de los patrones locales de sedimentación con los cambios globales del nivel del mar, sugiere una juxtaposición de variaciones eustáticas y controles tectónicos locales, durante la depositación de las sedimentitas de la Formación Monte León y del sector inferior de la Formación Santa Cruz. Los controles tectónicos en esta cuenca de antepaís estarían relacionados al desarrollo de la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos ubicada al oeste. Los resultados obtenidos contribuyen a mejorar las correlaciones regionales y globales, como así también amplían el conocimiento acerca de los cambios tectónicos y paleoceanográficos acaecidos a comienzos del Neógeno en latitudes altas del Hemisferio Sur.

ANÁLISIS TECTÓNICO DE PROCEDENCIA MEDIANTE PETROGRAFÍA DE ARENISCAS EN LA SECUENCIA DE ANTEPAÍS BASAL DE LA CUENCA AUSTRAL (FORMACIÓN RÍO BELGRANO)

E.A. Pereyra Fernández¹, A. Parras² y M. Ghiglione³

¹IADO, CONICET, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina, elianapf@iado-conicet.gob.ar

²INCITAP (CONICET-UNLPam), FCEyN, Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, La Pampa, Argentina, aparras@exactas.unlpam.edu.ar

³IDEAN, CONICET, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Capital Federal, Buenos Aires, Argentina, matias@gl.fcen.uba.ar

Los Andes Patagónicos Australes presentan una inversión tectono-estratigráfica mesozoica-cenozoica, con una etapa de *rift* y *sag* durante el Jurásico Medio al Cretácico Temprano, seguida de compresión durante el Cretácico Tardío-Cenozoico. Los depósitos del Cretácico Inferior a nivel regional están representados por las sedimentitas marinas de la Formación Río Mayer, producto de una ingresión proveniente del Pacífico. Posteriormente, se produjo una regresión marina que avanzó de norte a sur, depositando sedimentitas marino-costeras a deltaicas, reconocidas como las primeras secuencias de antepaís correspondientes a la fase andina. En el área de estudio dicha regresión está representada por la Formación Río Belgrano (Hauteriviano-Aptiano), aunque su conexión con la fase compresiva no está claramente establecida. Para algunos autores la proveniencia de la Formación Río Belgrano corresponde a bloques andinos al oeste, mientras que para otros coexistirían bloques elevados de basamento al ENE. Para contribuir a esclarecer esta discusión, se realizó un estudio petrográfico sobre muestras representativas de los tipos litológicos presentes en dicha unidad en su localidad tipo, determinándose la procedencia sedimentaria. La sección medida tiene un espesor de 116 m. Los sectores basal y medio se caracterizan por presentar areniscas finas a medianas, macizas o con estratificación paralela, entrecruzada (planar, en artesa, sigmoidal y tangencial) y laminación ondulítica. Son comunes las concreciones calcáreas y la presencia de delgados estratos carbonosos y con óxidos de hierro. El sector superior de la sección está formado por areniscas gruesas a conglomerádicas, macizas o con estratificación paralela. Las muestras fueron analizadas a través de secciones delgadas con microscopio de polarización y lupa binocular. Se determinó la textura, el contacto entre los granos, el porcentaje de la fracción clástica, su composición, y los porcentajes de la matriz, de la porosidad y del cemento, así como su tipo. Se procedió al análisis modal de estas areniscas con contador de partículas. Se determinó cuantitativamente la cantidad de cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y líticos (Lt) para establecer los tipos litológicos presentes y los campos QFL de discriminación tectónica. Las areniscas son principalmente litoarenitas y litoarenitas feldespáticas, sin una distribución preferencial dentro del perfil, probablemente debido a la alternancia de ambientes sedimentarios dentro de la unidad, o a los diferentes mecanismos y distancias de transporte durante su depositación. La mayor participación de glauconita en la base y de óxidos de hierro hacia el techo, sugieren una continentalización progresiva de la Formación Río Belgrano. El análisis modal estableció un aporte principal de orógeno reciclado cuarzo-lítico hacia una transición de arco disectado a transicional. Los resultados obtenidos indican que durante el Aptiano, coexistirían bloques exhumados correspondiente al basamento de la Patagonia Exrandina como podrían ser el Macizo del Deseado ubicado al ENE de la zona de estudio, junto con bloques del Paleozoico-Jurásico (Formación Río Lácteo y Complejo El Quemado) levantados al O.

HUELLAS DE VERTEBRADOS PRESERVADAS EN DEPÓSITOS ASOCIADOS CON FACIES DE DUNA EÓLICA EN LA FORMACIÓN RÍO NEGRO, PROVINCIA HOMÓNIMA, ARGENTINA

M. Perez¹, A.M. Umazano^{1, 2} y R.N. Melchor^{1, 2}

¹Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (CONICET-Universidad Nacional de La Pampa), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, perezmariano784@yahoo.com, amumazano@exactas.unlpam.edu.ar, rmelchor@exactas.unlpam.edu.ar

²Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, La Pampa, Argentina

En la Formación Río Negro, de edad Mioceno tardío-Plioceno temprano, se han identificado huellas de tetrápodos tanto en depósitos marinos someros del miembro medio, como en depósitos continentales de los miembros inferior y superior. El principal objetivo de esta contribución es la descripción de las huellas de vertebrados en depósitos asociados a facies de duna eólica, y la comparación de las asociaciones de trazas fósiles con modelos de icnofacies de vertebrados establecidos. En este sentido, se midieron cuatro secciones estratigráficas parciales, de las cuales tres incluyen depósitos del miembro superior, y una incluye parte del miembro medio y parte del miembro superior. Las secciones se obtuvieron en los acantilados costeros entre las zonas de El Faro y Playa Bonita, cerca de la localidad de El Cóndor, al norte de la provincia de Río Negro. Fue posible identificar cinco tipos de depósitos: duna eólica, planicie mareal, e interdunas seca, húmeda y *damp*. Tanto los depósitos de duna eólica como de interduna seca carecen de contenido icnológico. Los primeros se componen de areniscas finas con estratificaciones entrecruzadas tabular-planar, tabular-tangencial y en artesa, así como escasos intervalos con laminación plana-paralela; mientras que las facies de interduna seca están dominadas por areniscas finas con laminación plana-paralela. Los depósitos de planicie mareal están formados de areniscas finas a muy finas y pelitas, con laminación fláser y lenticular y frecuentes grietas de desecación. Los depósitos de interduna húmeda están formados por pelitas macizas o laminadas, y areniscas de grano muy fino con entrecruzamientos y óndulas escalantes. Finalmente, hay areniscas finas a muy finas macizas y laminadas, con niveles cementados por carbonato de espesor milimétrico y estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (MISS), que conforman los depósitos de interduna *damp*. Las facies portadoras de trazas fósiles más productivas son limolitas macizas y laminadas pertenecientes a los depósitos lacustres de interduna húmeda. En éstas se han identificado tres huellas profundas preservadas en epirelieve negativo asignadas al icnogénero *Phoenicopterichnum*, probablemente producidas por flamencos. La longitud y el ancho de las huellas varían entre 6,85 y 8,4 cm, y 5,4 y 7,7 cm, respectivamente. En el mismo nivel se halló una pisada asignable a *Myodontidichnum* isp., de 21 cm de ancho y 32 cm de longitud, y una pisada subredondeada indeterminada de 16 cm de ancho y 22 cm de longitud. Por otra parte, también en depósitos de interduna húmeda pero en facies de areniscas muy finas, se hallaron estructuras de equilibrio-escape asignadas a bivalvos uniónidos. En depósitos de interduna *damp* se hallaron pisadas redondeadas preservadas como subtrazas en hiporelieve positivo, asignadas a ungulados indeterminados. Las más grandes tienen un diámetro cercano a los 20 cm, mientras que las más chicas presentan un diámetro de alrededor de 14 cm. Las mismas pisadas se hallaron también en sección transversal. A su vez, en areniscas macizas pertenecientes a estos depósitos, se identificaron excavaciones meniscadas asignadas a *Nagtuichnus meuleni* y rizolitos calcáreos principalmente verticales. Finalmente, al tope de las facies de planicie mareal se reconocieron tres huellas avianas anisodáctilas asignadas al icnogénero *Ardeipeda* (cuyo posible productor son garzas), y en una de las cuales se identificaron cuatro dígitos. El ancho de las pisadas varía entre 14,9 cm y 15,2 cm, mientras que la longitud de la huella incluyendo el dígito I, es de 16,9 cm. Por su parte, se obtuvieron ángulos de divaricación de entre 125 y 130°, medidos entre los dígitos II y IV.

La asociación de trazas fósiles de interduna *damp* (huellas de ungulados, *N. meuleni* y rizolitos calcáreos) no tiene comparación sencilla en el esquema de icnofacies de vertebrados actualmente propuesto. La asociación de trazas fósiles de interduna húmeda (*Phoenicopterichnum*, *Myodontidichnum* y trazas de bivalvos) y planicie de mareas (*Ardeipeda*) puede compararse con la icnofacies de aves playeras (*shorebird ichnofacies*), si se considera la presencia de las huellas avianas. Las huellas asociadas de perezosos (*Myodontidichnum*) pueden considerarse como un elemento adicional no distintivo.

ANÁLISIS EVOLUTIVO DE LA FORMACIÓN SAN LUIS, (PROTEROZOICO SUPERIOR – PALEOZOICO INFERIOR), PROVINCIA DE SAN LUIS, ARGENTINA

J. M. Peron Orrillo y D. Rivarola

Dpto. Geología, UNSL, San Luis, jperon@unsl.edu.ar

Esta contribución es continuación de otro trabajo donde se sintetizan las características generales de los depósitos de la Formación San Luis (FSL) desde el punto de vista litofacial y paleoambiental (Perón Orrillo y Rivarola, este congreso). Aquí se dan a conocer los resultados finales del análisis genético de la FSL, sobre la base de la evolución de sus sistemas depositacionales; y a su vez se analiza el rol que jugaron los factores de control de la sedimentación durante el relleno de la cuenca. De acuerdo con los nuevos resultados, se abandona la primera propuesta evolutiva presentada por los autores (Perón Orrillo *et al.*, 2012); dado que no existen elementos concluyentes que permitan correlacionar los depósitos de ambas fajas. Asimismo, se considera que el criterio del “bajo grado metamórfico” utilizado para agrupar ambas fajas bajo el rango de Formación (Prozzi y Ramos, 1988), conlleva una sobresimplificación en el análisis integral del conjunto. Este análisis está basado en el relevamiento de 7900 m de metasedimentitas en seis secciones estratigráficas integradas, distribuidas en ambas fajas; el cual ha permitido reconocer once litofacies y diez asociaciones de facies (AF) (Perón Orrillo y Rivarola, este congreso).

La **faja Occidental** comienza sin base visible, con la acumulación de 600 m de AFV y VI conformando lóbulos arenosos de la zona de depositación media a distal del sistema de talud y llanura abisal; este sistema queda inactivo y es cubierto por 50 m de fangolitas pelágicas de AFIX. Posteriormente, se reactiva el sistema de talud; con la instalación de, al menos, dos canales de la zona de depositación proximal, rellenos por un espesor máximo de 300 m de AFIV y separados por AFIX. Luego se depositan hasta 130 m de AFVII, VIII y IX; que corresponden a diamictitas glaciáricas de máximo proglacial, conectadas lateralmente por depósitos pelágicos. Finalmente, se reactiva el sistema de talud, depositando 700 m de AFV en lóbulos arenosos y relleno de canales de la zona de depositación media. Este último intervalo se reconoce claramente en el centro y norte de la faja; mientras que en el sector sur no se puede separar de los depósitos similares del intervalo basal (AFV y VI), debido a la ausencia de todas las otras AF. La presencia de diamictitas glaciáricas (AFVII y VIII) permite dividir la faja en dos secuencias depositacionales. El límite entre ambas responde a un control del tipo glaciostático. Asimismo, la depositación de la secuencia superior sería la respuesta a la generación de nuevo espacio de acomodación, debido al ascenso eustático asociado a la finalización del evento glaciario.

Por su parte, la **faja Oriental** inicia sin base visible con la depositación de unos 200 m de fangolitas pelágicas de AFIX y continua con la acumulación de unos 600 m de AFV y VI, formando lóbulos arenosos de la zona de depositación media a distal del sistema de talud y llanura abisal; el cual posteriormente queda inactivo y es cubierto por 100 m de AFIX. El sistema de talud se reactiva con la depositación sucesiva de AFI, IV, II y III, relleno de canales de las zonas de transferencia y depositación proximal, con 400 m de espesor máximo. Este sistema vuelve a quedar inactivo, siendo cubierto por 1300 m de AFIX. Luego ocurre una nueva reactivación del sistema de talud, depositándose 200 m de AFIV, V y VI en canales y albardones de la zona de depositación media, separados lateralmente por fangolitas de AFIX. Finalmente, el sistema de talud vuelve a quedar inactivo y es cubierto por un máximo de 200 m de fangolitas y fangolitas carbonosas de las AFIX y X. Este patrón evolutivo no permite diferenciar secuencias depositacionales y tampoco presenta una clara correlación con ninguna de las secuencias reconocidas en la faja Occidental; sin embargo es de destacar la extensa pausa entre la segunda y tercer etapa de talud, que permitió la acumulación de 1300 m de fangolitas (AFIX). Este arreglo cicloestratigráfico podría estar relacionado a un ascenso eustático debido a condiciones climáticas de desglaciación; o bien a la disminución de los aportes desde el continente por causas tectónicas y/o climáticas.

Perón Orrillo, J.M., D. Rivarola, A. Ortiz Suárez, D. Olsen, G. Fuentes, C. Grasso, M. Icazatti y P. Perocco, 2012. Análisis paleoambiental y evolutivo de la Formación San Luis (Proterozoico superior - Paleozoico inferior) Provincia de San Luis, Argentina. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología* Actas: 167-168, Salta.

Perón Orrillo, J.M. y D. Rivarola, 2016. Litofacies y sistemas depositacionales de la Formación San Luis (Proterozoico superior - Paleozoico inferior), Provincia de San Luis, Argentina. *XV Reunión Argentina de Sedimentología* Actas: 134, Santa Rosa, La Pampa.

Prozzi, C. y G. Ramos, 1988. La Formación San Luis. *1º Jornadas de trabajo de las Sierras Pampeanas*, 1p. San Luis.

LITOFACIES Y SISTEMAS DEPOSITACIONALES DE LA FORMACIÓN SAN LUIS (PROTEROZOICO SUPERIOR - PALEOZOICO INFERIOR) PROVINCIA DE SAN LUIS, ARGENTINA

J.M. Perón Orrillo y D. Rivarola

Dpto. Geología, UNSL, San Luis, jmperon@unsl.edu.ar

La Sierra de San Luis (SSL) es parte de la región más austral de las Sierras Pampeanas y se conforma de un basamento ígneo-metamórfico, generado mayormente durante la orogenia Famatiniana. Sus unidades metamórficas se distribuyen en complejos de grado metamórfico variable, desde facies de esquistos verdes hasta granulitas. Las metamorfitas de menor grado han sido asignadas a la Formación San Luis (FSL), cuya descripción y análisis es objeto de esta comunicación. La FSL aflora en el sector centro-sur de la SSL en dos fajas denominadas Occidental y Oriental, cuya extensión alcanza los 40 a 50 km en sentido NNE-SSO. Está en contacto con esquistos mediante cizallas dúctiles o bien en transición y sus afloramientos acaban adelgazándose y acunándose hacia el norte, mientras que hacia el sur se pierden bajo la cubierta cuaternaria. Las litologías presentes son meta(m-)fangolitas, m-psamitas, m-conglomerados y m-volcanitas ácidas. Su macroestructura corresponde a un plegamiento cilíndrico volcado de orden kilométrico, lo cual dificulta la medición de la potencia original, estimada en 3500 m sin descomprimir. Su protolito se habría depositado en una cuenca marina del margen occidental de Gondwana que ha sido correlacionada con la cuenca Punconviscana. Si bien la edad de FSL es discutida, los datos disponibles para la faja Oriental permiten acotarla entre 590 y 510 Ma. A partir del esclarecimiento de la estratigrafía de la FSL (Perón Orrillo y Rivarola, 2016), se ha iniciado el trabajo de datación mediante circones detríticos; para cada faja por separado. Con esto se pretende sumar datos de correlación entre ambas fajas y corroborar la existencia de dos secuencias depositacionales diferentes, limitadas por depósitos asociados a la glaciación global Gaskier (580 Ma).

Se han relevado 7900 m de m-sedimentitas en un total de seis secciones estratigráficas distribuidas en ambas fajas. Se han reconocido once litofacies: **Cfm**: Paraconglomerado con matriz fangosa masivo; **Caa**: Paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica abierta; **Cac**: Paraconglomerado con matriz areno-fangosa y fábrica cerrada; **Sg**: Sabulita con gradación normal; **Vg**: Vaque gruesa; **Vf**: Vaque fina; **Fgl**: Fangolita guijarrosa laminada; **Fsl**: Fangolita sabulítica laminada; **Fm**: Fangolita masiva; **Fl**: Fangolita laminada; y **Fcl**: Fangolita carbonosa laminada. Estas han sido agrupadas en diez asociaciones de facies: **AFI** (Cfm-Fm) de espesor decimétrico y geometría tabular, depositada por flujos de detritos cohesivos con flujos turbidíticos remanentes de baja densidad. **AFII** (Caa-Vf-Fl) de espesor deci- a métrico y geometría tabular, depositada por congelamiento friccional de flujos hiperconcentrados no cohesivos, con flujos turbidíticos remanentes de baja densidad. **AFIII** (Cac-Vf-Fl) de espesor deci- a métrico y geometría irregular, formada a partir de la segregación por dilución de flujos hiperconcentrados no cohesivos, con flujos turbidíticos remanentes de baja densidad. **AFIV** (Sg-Vg-Vf) de espesor decimétrico y geometría lenticular, depositada por flujos turbidíticos gravoarenosos, desacelerantes de densidad decreciente. **AFV** (Vg-Vf-Fl) de espesor decimétrico y geometría lenticular; formada a partir de flujos turbidíticos arenosos, desacelerantes, de baja densidad y gran volumen. **AFVI** (Vf-Fl) de espesor centi- a decimétrico y geometría tabular a irregular, depositada a partir de flujos turbidíticos fangoarenosos, desacelerantes, de baja densidad y gran volumen. **AFVII** (Fl-Fgl) de espesor métrico y **AFVIII** (Fl-Fsl) de espesor deci- a métrico, ambas en cuerpos tabulares; depositadas por decantación continua de material suspendido en plumas de baja densidad, asociado a decantación de material transportado por icebergs y capas de hielo marino. **AFIX** (Fl) de espesor hecto- a kilométrico en cuerpos tabulares y **AFX** (Fl-Fcl) de espesor mili- a centimétrico y geometría laminar; depositadas a partir de la decantación continua de material suspendido en plumas de baja densidad, ya sea durante periodos sin actividad biológica (**AFIX**) o bien, con intensa productividad orgánica (**AFX**).

Las **AFI** a **VI** han sido depositadas en un sistema de talud – llanura abisal; donde AFI es el relleno de cañones de su zona de transferencia; **AFII**, **III** y **IV** representan el relleno de cañones distales y canales de la zona de depositación proximal; **AFV** conforma lóbulos y canales de la zona de depositación media; y **AFVI** forma lóbulos y albardones de la zona de depositación media a distal. Por su parte, **AFVII** y **VIII** corresponden a la zona de máximo proglacial de un sistema glacimarino. Finalmente, **AFIX** y **X** forman parte de lóbulos distales y albardones externos de la zona de depositación distal del sistema de talud – llanura abisal; además de cubrir dicho sistema durante las interrupciones en la sedimentación del mismo.

Perón Orrillo, J.M. y D. Rivarola, 2016. Análisis evolutivo de la Formación San Luis (Proterozoico superior – Paleozoico inferior), Provincia de San Luis, Argentina. *VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología* Actas: 133, Santa Rosa, La Pampa.

ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO-CUATERNARIO INTRASERRANO DE LAS SIERRAS BAYAS, SISTEMA DE TANDILIA, ARGENTINA

D.G. Poiré¹, M. de los Reyes², M.J. Arrouy¹ y J.M. Canalicchio³

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina, poire@cig.museo.unlp.edu.ar,
jarrouy@cig.museo.unlp.edu.ar

²División Paleontología Vertebrados, FCNyM, La Plata, Argentina, delosreyes@yahoo.com.ar;

³Cementos Avellaneda SA, Olavarría, Argentina, jmc@ol.cavellaneda.com.ar

En las últimas dos décadas y gracias al destape de varias canteras, se han llevado adelante diversos estudios en la cobertura Terciaria-Cuaternaria de las áreas serranas de las Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, que han permitido elaborar un cuadro estratigráfico de sus unidades, fuertemente soportadas en edades surgidas de una muy abundante fauna de vertebrados. El objetivo de este trabajo es poner a consideración el cuadro estratigráfico del Neógeno-Cuaternario que se ha elaborado para el sector intraserrano de las Sierras Bayas, a fin de discutir sus probables correlaciones con otras áreas serranas del Sistema de Tandilia y áreas de llanura circundantes. Cabe destacar que la variación litológica, psefitas a pelitas, en esta cubierta sedimentaria, y la gran cantidad de fósiles colectados en relación a otras áreas serranas de Tandilia, implicó un microambiente particular, dentro de áreas aluviales, con buen desarrollo de cuerpos lóticos en sus valles. Las unidades sedimentarias definidas y que apoyan sobre las sedimentitas precámbricas, son de base a techo: i) Formación La Alcancía (3 m), que aflora en la cantera homónima, constituida por conglomerados clasto y matriz sostén, con sedimentitas limo-arenosas rosadas subordinadas, eventualmente con bioturbaciones en galería, y niveles de calcretes intercalados, de color fuertemente blanquecino brillante. Hasta el momento no se han registrado restos paleontológicos en la unidad; ii) Formación El Polvorín (7 m), conformada por un potente paquete basal de brechas y conglomerados, seguida de areniscas finas masivas y entrecruzadas, fangolitas loésicas con intercalaciones de lentes psefiticas y facies heterolíticas; es portadora de abundante fauna pliocena superior de Edad/Piso Chapadmalalense-Marplatense (*Paedotherium typicum*, Toxodontidae, *Thylacosmilus atrox*, Argyrolagidae, *Plohophorus figuratus*, *Eosclerocalyptus lineatus*, *Nopachtus coagmentatus*, Mylodontidae, *Eumysops*, *Platygonus*, *Macroeuphractus moreni*, *Microtragulus reigi*, entre otros). Asimismo, presenta edades paleomagnéticas asignadas al cron Gauss (2,59-3,55 Ma); iii) Formación La Esperanza (12 m), representada por un conglomerado basal depositado sobre una superficie erosiva, seguidas por sedimentitas limoarenosas con cemento calcáreo, de color castaño amarillentas, con niveles horizontales de fuerte entoscamiento, con cárcavas y paleocuevas, y abundantes restos fósiles de fauna pleistocénica medio-superior, de Edad/Piso Bonaerense-Lujanense (*Megatherium*, *Glossotherium*, *Lestodon*, *Glyptodon*, Dasypodidae, *Lama guanicoe*, *Hippidion*, *Lagostomus*, *Equus (Amerhippus) neogeus*, entre otros); iv) Formación El Búho (5 m), constituida por areniscas muy finas castañas, loésicas, en parte friables, de buena selección, masivas, también con fauna del Pleistoceno superior, de Edad/Piso Lujanense (*Vicugna vicugna*, *Neosclerocalyptus*, *Equus (Amerhippus) neogeus*, *Liolaemus sp.*, *Lestodelphys halli*, *Chaetophractus vellerosus*, *Glyptodon reticulatus*, *Megatherium americanum*, *Puma concolor*, *Lama gracilis*; *Reithrodon auritus*, *Dolichotis patagonum*, *Ctenomys sp.* entre otros). Es importante resaltar que estas unidades están fuertemente afectadas por movimientos tectónicos, por reactivación de fallas preexistentes durante el Ciclo Ándico, con la consecuente generación de relieve y súbita producción de materiales gravosos gruesos de fábrica caótica. En el mismo sentido, se observan importantes discordancias erosivas en la base de las formaciones La Esperanza y El Búho.

SEDIMENTOLOGÍA E ICNOLOGÍA DEL TRAMO BASAL DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA: IMPLICANCIAS EN EL ANÁLISIS DE LA TRANSGRESIÓN DEL TITHONIANO

J.J. Ponce¹, N. Carmona¹, A. Wetzel² y M. Paz³

¹CONICET-Universidad Nacional de Río Negro, jponce@unrn.edu.ar; ncarmona@unrn.edu.ar

²Universidad de Basel, Suiza, andreas.wetzel@unibas.ch

³Universidad de Saskatchewan, Saskatoon, Canadá, maximanupaz@yahoo.com.ar

El objetivo de este trabajo fue evaluar las características depositacionales ocurridas durante la transgresión del Tithoniano Inferior en la Formación Vaca Muerta, para lo cual se realizó un análisis sedimentológico e icnológico de los primeros 20 m de la formación en las localidades de Puente Picún Leufú, Quebrada del Sapo, Yesera del Tromen y Puerta Curaco de la Cuenca Neuquina. En cada una de estas localidades se midió una sección sedimentológica detallada, describiendo las principales características de los cuerpos de roca, tales como litología, estructuras sedimentarias, geometría, vectores de paleocorrientes y contenido fosilífero, a fin de posibilitar un minucioso análisis de facies e icnofacies. En la descripción sedimentológica realizada en la zona de Picún Leufú, la Formación Vaca Muerta comienza con depósitos de areniscas con estructuras sedimentarias vinculadas a procesos de oleaje (normal y de tormenta) y trazas fósiles asignadas principalmente a *Thalassinoides*. En la localidad de la Quebrada del Sapo, las areniscas correlacionadas con el mismo intervalo estratigráfico, muestran hacia el techo delgados niveles con desarrollo de tapetes microbiales. Estos depósitos son sucedidos por heterolitas fangosas laminadas, que pasan en transición hacia heterolitas arenosas/margosas con óndulas simétricas, con alta concentración de amonites y trazas fósiles asignadas a *Thalassinoides* y *Teichichnus*, culminando con fangolitas laminadas que alternan delgados niveles arenosos con megaóndulas. En las localidades de la Yesera del Tromen y Puerta Curaco, los depósitos de la Formación Vaca Muerta muestran una sección basal integrada por heterolitas fangosas que pasan en transición hacia heterolitas arenosas con óndulas de corriente y simétricas, con desarrollo de tapetes microbiales hacia el techo, y abundante contenido de moldes de amonites. Estos depósitos son sucedidos en transición por niveles de areniscas calcáreas completamente bioturbadas por *Thalassinoides* y *Teichichnus*, que pasan en transición hacia pelitas y margas finamente laminadas con eventos de tormenta asociados. Las evidencias sedimentológicas e icnológicas y el arreglo que presenta la sección basal de la formación Vaca Muerta permite asignar para las localidades de Picún Leufú un ambiente de *shoreface* afectado por tormenta que pasa, en transición, a depósitos de bahía con desarrollo de planicies fangosas y mixtas, culminando con depósitos de *offshore*. En las localidades de la Yesera del Tromen y Puerta Curaco, la Formación Vaca Muerta representa depósitos de bahía con facies de planicie fangosa, mixta y arenosa que culmina con depósitos de *offshore* afectados por eventos de tormenta. De acuerdo con estas interpretaciones las características que muestran los ambientes desarrollados durante la transgresión del Tithoniano inferior habrían estado fuertemente controlados por la morfología de la costa, dando lugar al desarrollo de amplias bahías donde se acumularon depósitos finos con gran concentración de amonites y desarrollo de tapetes microbiales. El desarrollo de estructuras microbiales sugiere una reducción en la actividad bentónica en estos depósitos (coincidente con la baja diversidad y abundancia de trazas fósiles), lo que indica la existencia de algún factor de estrés a nivel paleoecológico, posiblemente oxigenación y turbidez, que inhibió el desarrollo de una comunidad endobentónica estable. Estas interpretaciones indican que la transgresión Tithoniana no habría ocurrido de manera abrupta como tradicionalmente ha sido considerada, sino que habría sido gradual.

Financiado por PIP417, PICT 2011-1373 y PICTO-UNRN 0199

ORIGIN OF BLEACHING ZONES IN THE REDBEDS MUDSTONES OF PORTEZUELO FORMATION, NEUQUÉN BASIN, ARGENTINA

J.M. Pons^{1,2}, M. Franchini^{1,2}, D. Beaufort³, P. Patrier³, A. Impiccini⁴, A.L. Rainoldi^{2,5}

¹Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Universidad Nacional de Río Negro, Instituto de Investigación en Paleobiología, Roca, Río Negro, josefina.pons074@gmail.com, mfranchini@speedy.com.ar

²CONICET

³Université de Poitiers, IC2MP, CNRS-UMR 7285, Hydras, Poitiers Cedex, Francia, daniel.beaufort@univ-poitiers.fr, patricia.patrier@univ-poitiers.fr

⁴Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, aimpicc@gmail.com

⁵Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, analaaurarl@hotmail.com

Portezuelo Formation (upper Turonian-lower Coniacian) belongs to the Cretaceous fluvial red-bed deposits of the Neuquén Group. This group was extensively studied in the stratigraphic point of view by its fossil content (Garrido, 2010 and reference there in) and by the widespread alteration of sandstone and conglomerate layers caused by hydrocarbon and copper-rich fluid circulation (Pons *et al.*, 2015; Rainoldi *et al.*, 2014, 2015). At the contact with the most permeable bleached sandstones, mudstones of the Portezuelo Formation are also discolored, turning from reddish brown to gray or white (Pons *et al.*, 2015). Such bleaching has been studied in detail for the most permeable sandstones (Rainoldi *et al.*, 2014, 2015; Pons *et al.*, 2015), which had been acted as carrier beds for hydrocarbon reservoir. In this contribution, we present a detailed study on the nature of the discoloration of mudstone at the contact with the bleached sandstones in Barreales and La Cuprosa areas, located just above the Giant Loma La Lata and Aguada Baguales oil and gas fields.

Portezuelo Formation consists in a fining-upward succession of medium- to coarse-grained sandstones and conglomerates interbedded with mudstones that have been exposed to shallow burial conditions (~ 700 m depth). Sandstones are composed mainly by K-feldspar and quartz grains, with subordinate mica, tourmaline, Ti-Fe oxides and zircon. Conglomerates are monolithic and rich in mudchips. Mudstones are mostly formed by the same detritus grains of sandstones and are pervasively cemented by iron oxides and hydroxide and clay minerals, which give the red color to this facies. Close to the contact (15 to 20 cm) with the pervasively bleached sandstone layers, the mudstones show a zone of white to gray colored lenses and spots (2-10 % of total volume). Some spots show sub-circular shapes, mimicking the coalescence of two or more drops. Whole rock analyses (EDS) show a strong decrease in total FeO from the red to the white mudstones, indicating leaching of iron oxides. XRD analyses permitted to identify clays in both mudstones, which consist in smectite and traces of chlorite, the latter recorded only in the white mudstones. Chemical analyses of smectite coating indicate a decrease in Fe, Ca, Na, K, and Si and increase in Mg from the red to the white mudstones.

Taken into account that iron is more mobile under reducing conditions (Brown, 2005) and that the upward strata are entirely bleached due to hydrocarbon circulation, the white spots present in the studied mudstones result from dissolution of iron oxide cements by the circulation of hydrocarbon and associated reducing fluids. The organic acids formed by hydrocarbon redox within the redbeds might have leached the most mobile elements from interlayer sites of clays. Upward migration of hydrocarbons and associated fluids into the shallow rocks could increase the temperature and create the reducing conditions require for the subsequent transformation of smectite to chlorite. The morphology and distribution of reduced spots in the studied redbed mudstones could be used as a natural model for hydrocarbon migration in non-conventional reservoir rocks.

Brown, A.C., 2005. Refinements for footwall red-bed diagenesis in the sediment hosted stratiform copper deposits model. *Economic Geology* 100: 765-771.

Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12:121-177.

Pons, M.J., Rainoldi, A.L., Franchini, M., Giusiano, A., Beaufort, D., Cessarti, N., Patrier, P. y Impiccini, A., 2015. Relationship between diagenetic processes, alterations, and hydrocarbons migration in the Portezuelo Formation, Huincul Ridge, Neuquén basin. *AAPG Bulletin* 99:1-16. doi:10.1306/08131413170.

Rainoldi, A.L., Franchini, M., Beaufort, D., Impiccini, A., Giusiano, A., Pons, M.J. y P. Patrier, 2014. Large scale bleaching of red beds related to upward migration of hydrocarbons: Los Chihuidos High, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 84: 373-393. doi:10.2110/jsr.2014.31.

Rainoldi, A.L., Franchini, M., Beaufort, D., Mozley, P., Giusiano, A., Cesaretti, N., Patrier, P., Pons, M.J., 2015. Mineral reaction associated with hydrocarbons paleomigrations in the Huincul High, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 127: 1711-1729.

CARBONATOS PEDOGENÉTICOS MIOCENOS Y SU IMPLICANCIA PALEOAMBIENTAL A PARTIR DEL USO DE ISÓTOPOS ESTABLES: UN EJEMPLO DE PATAGONIA AUSTRAL, ARGENTINA

M.S. Raigemborn¹, L. Gómez Peral¹, E. Beilinson¹, L. Zapata¹, A.F. Zucol² y V. Krapovickas³

¹CIG, CONICET-UNLP, msol@cig.museo.unlp.edu.ar, lperal@cig.museo.unlp.edu.ar,
beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar, lzapata@cig.museo.unlp.edu.ar

²CICyTTP-CONICET, Laboratorio de Paleobotánica, cidzucol@gmail.com

³IDEAN-CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, UBA, vkrapovickas@gl.fcen.uba.ar

La Formación Santa Cruz (Mioceno inferior-medio), principalmente de origen continental, aflora en el litoral sur de la provincia de Santa Cruz. En la parte media de esta unidad (~17.5 Ma) son frecuentes los paleosuelos desarrollados en depósitos de planicies aluviales cuya característica más notoria es la presencia de carbonato de calcio como nódulos y rizolitos. Considerando que estos materiales carbonáticos no fueron modificados diagenéticamente, se analizó la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ambos expresados en ‰VPDB) del carbonato de los rizolitos y de los nódulos a través de la sucesión pedo-sedimentaria (~ 10 metros de potencia) y de microtransectas intra-rizolitos e intra-nódulos (desde el centro hacia la periferia, ~ 2–6 cm de radio). El objetivo de este análisis isotópico de alta resolución es el de aproximar las condiciones paleoambientales bajo las cuales se formaron los carbonatos pedogenéticos de la parte media de la Formación Santa Cruz y comprobar si estas inferencias se vinculan con las del Óptimo Climático del Mioceno Medio (OCMM).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los rizolitos varían en un rango de –14,93‰ a –7,77‰ (promedio –11,79‰); mientras que los de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre –13,15‰ y –9,21‰ (promedio –11,48‰). La correlación entre C y O (covarianza) La covarianza es moderada a baja ($R^2=0,28$). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ en las microtransectas muestran tendencias positivas y negativas con aumento y empobrecimiento, respectivamente, de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y/o del $\delta^{18}\text{O}$ hacia la periferia del rizolito.

En los nódulos los valores del $\delta^{13}\text{C}$ varían entre –15,76‰ y –9,55‰ (promedio –12,28‰); mientras que los del $\delta^{18}\text{O}$ varían entre –13,36‰ y –8,86‰ (promedio –11,75‰). La covarianza es moderada ($R^2=0,31$). En las microtransectas se observa una tendencia general negativa de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ hacia el margen externo.

Si bien a lo largo del perfil se observa una sutil tendencia general positiva del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, la misma se caracteriza por un patrón zigzagueante.

Los valores isotópicos de C y O de las muestras analizadas se corresponden con firmas propias de carbonatos pedogenéticos. Los bajos valores de $\delta^{13}\text{C}$ registrados son comparables con los de ecosistemas integrados por plantas de tipo C_3 , típicas de clima relativamente húmedo y templado con señal isotópica de C promedio entre –12‰ y –10‰. Sin embargo, la presencia de valores cercanos a –8‰ podría vincularse con condiciones más extremas donde las plantas C_3 se desarrollan bajo estrés hídrico, o con ecosistemas mixtos $\text{C}_3\text{-C}_4$. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ indican circulación de aguas meteóricas. Las variaciones isotópicas del O sugieren que las soluciones del suelo fueron controladas por fluctuaciones en la temperatura y en las precipitaciones. La sutil tendencia general al enriquecimiento de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de base a techo podría asociarse con un aumento en la aridez. Sin embargo, la distribución isotópica fluctuante en el intervalo analizado permite reconocer cierta ciclicidad, interpretada en términos de estacionalidad a escala posiblemente milenial. Así, las condiciones habrían fluctuado, en términos relativos, entre períodos más templado-fríos y húmedos con predominio de plantas tipo C_3 , y períodos más cálidos y secos con desarrollo de plantas C_3 o con mezcla de $\text{C}_3\text{-C}_4$. Los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ levemente diferentes entre los rizolitos (–11,79 y –11,48 ‰) y los nódulos (–12,28 y –11,75‰), se relacionarían con diferentes mecanismos de formación. Los cambios isotópicos intra-rizolitos e intra-nódulos evidenciarían variaciones temporales estacionales a microescala, posiblemente relacionadas a intervalos de tiempo con estacionalidad anual.

Estos resultados permiten interpretar que para el inicio del OCMM a altas latitudes del Hemisferio Sur los ecosistemas eran dominados por vegetación principalmente de tipo C_3 que se desarrollaba bajo condiciones estacionales que variaban entre períodos más templados y húmedos, y períodos más cálidos y secos. Estas variaciones de alta frecuencia habrían tenido lugar en un contexto más general con tendencia temporal hacia condiciones con menor disponibilidad hídrica, congruente con las reconstrucciones isotópicas del Mioceno inferior-medio de Patagonia.

APROXIMACIONES FAUNÍSTICAS Y MICROFACIALES SOBRE CALIZAS DEL CENOZOICO MEDIO EN EL SUR DE LA CUENCA SAN JORGE, PATAGONIA, ARGENTINA

M.S. Raigemborn¹, L. Gómez Peral¹, A. Borya¹, M.B. Santelli², C. del Río², L.M. Perez³ y S. Matheos¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas, msol@cig.museo.unlp.edu.ar, lperal@cig.museo.unlp.edu.ar, aborya@cig.museo.unlp.edu.ar, smatheos@cig.museo.unlp.edu.ar

²Div. Paleoinvertebrados, MACN, mbsantelli@gmail.com, claudiajdelrio@gmail.com

³Div. Paleozoología Invertebrados, UNLP, pilosaperez@gmail.com

Si bien la estratigrafía cenozoica de la cuenca San Jorge (Patagonia central, Argentina) es bien conocida en el Flanco Norte, en el Flanco Sur se encuentra aun en desarrollo. Particularmente para el Cenozoico Medio se reconocen en el sur de la cuenca tres transgresiones atlánticas: 1- Eoceno–Oligoceno (EOT) — descripta recientemente sólo en subsuelo (Formación El Huemul) —, 2- Mioceno temprano (Formación San Julián), y 3- Mioceno temprano–medio (Formación Chenque).

En este trabajo se menciona por primera vez la ocurrencia de calizas aflorantes en el borde sur de la cuenca (~48°LS, Santa Cruz, Argentina) dispuestas entre la Formación Koluel Kaike (Eoceno temprano–medio) y niveles fosilíferos *Deseadenses* (~23–22 Ma, Oligoceno tardío–Mioceno temprano) de la Formación Sarmiento, o apoyadas directamente sobre el basamento volcánico jurásico de la cuenca. Con el fin de aproximar la edad de estas calizas y establecer sus condiciones paleoambientales, se las caracteriza desde el punto de vista faunístico y petrográfico.

Las calizas aquí estudiadas alcanzan ~2 a 16 metros de potencia y se encuentran integradas por calizas esqueléticas de granulometría variable desde grava media a arena media, coloración amarillenta a marrón rojiza, dispuestas en bancos tabulares masivos o con estratificación entrecruzada, con abundantes restos de macroinvertebrados como briozoarios incrustantes y erectos (*Membraniporidae* *indet.* y *Cellariidae* *indet.*) y bivalvos incluyendo pectínidos (*Zygochlamys jorgensis* y *Jorgechlamys* sp.), ostras (*Ostreidae* *indet.*) y fragmentos de bivalvos indeterminados. Petrográficamente se reconocen componentes alotígenos: fragmentos de ostras (Os), pectínidos (Pc), bivalvos *indet.* (Bi), espinas y placas de equinodermos (Eq), briozoarios (Br), algas (Al), foraminíferos (Fo) y matriz micrítica. Los terrígenos presentes son: cuarzo, feldespatos, líticos volcánicos y glauconita. Considerando abundancia, variabilidad y distribución de los componentes principales, fundamentalmente de los bioclastos, se reconocen 4 microfacies (M1–M4):

- M1: *Grainstones* con fragmentos de Bi retrabajados con bordes muy redondeados y moderada selección (~500 µm), los que en sectores se orientan paralelamente entre sí. En menor proporción se observan Eq, Al, Fo y granos de glauconita. La microfacies presenta muy alta porosidad y muy escaso cemento en halo, ocasional esparita interparticular, y muy escaso cemento microesparítico en menisco.

- M2: *Rudstones* con moderados a abundantes fragmentos de Br y Eq, y menos abundantes fragmentos de Al y Bi, con formas angulosas a subredondeadas y selección moderada a pobre. La porosidad varía de alta a moderada. Presenta cementos de calcita drusiforme o granular, y dolomita como reemplazo de la matriz.

- M3: *Rudstones–packstones* con alta diversidad de bioclastos: Eq, Br, Pc y Bi, con bordes angulosos a subangulosos. Son frecuentes los cementos de tipo fibroso radiado, drusiforme y en mosaico. La porosidad es moderada–escasa. En sectores se observa escasa matriz micrítica, en partes reemplazada por dolomicroesparita.

- M4: *Floatstones–wackestones* con alta diversidad de fragmentos bioclásticos: Eq, Br, Bi, Os y Al que presentan formas subredondeadas y selección moderada–pobre. Se destaca la presencia de abundante micrita.

Los cementos son de calcita fibrosa en halo y microesparítico.

Las microfacies descriptas y su fauna asociada se relacionan a un ambiente marino somero, preliminarmente asignado a ambiente de intermarea de alta energía hasta *shoreface*, de aguas frías a templado–frías. Si bien la posición estratigráfica de las calizas descriptas sugeriría una edad ~Eoceno medio–Oligoceno tardío/Mioceno temprano, la presencia del pectínido endémico *Zygochlamys jorgensis* (Ihering, 1907), un taxón de ambientes someros dominante en los afloramientos de la Formación San Julián en el litoral del Flanco Sur de la cuenca, e integrante de la Biozona *Jorgechlamys centralis–Reticulochlamys borjasensis*, sugeriría una edad Mioceno temprana.

Así, el evento marino somero de aguas frías a templado–frías, desarrollado en altas paleolatitudes (~53°LS) y reconocido sobre la base de los atributos microfaciales y faunísticos de las calizas aflorantes en el margen sur de la cuenca San Jorge, podría vincularse con la caída eustática global registrada a partir del EOT asociada a la expansión de los hielos antárticos y a las condiciones globales de *ice-house*. Estudios futuros de mayor detalle permitirán definir la edad de las calizas descriptas para el sur del Flanco Sur de la cuenca San Jorge.

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA SECUENCIA CARBONÁTICA OLIGO-MIOCENO DE LA FORMACIÓN SAN LUIS, FLANCO SUR SIERRA DE SAN LUIS, CUENCA DE FALCÓN. VENEZUELA

M.D. Rangel¹, L.A. Camposano¹, M.A. Cañizares¹, O.E. Betancourt¹, I.C. Durán¹, J.A. Duque¹,
W.J. Ochoa¹, L. Pomar² y G.M. Vincent²

¹PDVSA-Intevep, Los Teques, Venezuela, rangelmdh@pdvsa.com, camposanol@pdvsa.com,
canizaresm@pdvsa.com, betancourtot@pdvsa.com, durani@pdvsa.com, duquej@pdvsa.com,
ochoawj@pdvsa.com

²Universidad de las Islas Baleares (UIB) Departamento de Ciencias de la Tierra, Palma de Mallorca, España,
luis.pomar@uib.es, guillem.mateu@uib.es

Recientemente, el estudio de las secuencias carbonáticas oligo-miocenas de la Cuenca de Falcón, surge a raíz de los descubrimientos en el Golfo de Venezuela de los yacimientos gasíferos, que corresponden a secuencias carbonáticas de la misma edad y a la necesidad actual en el país de la explotación de crudos livianos, presentes en la cuenca de Falcón. Sin embargo, los estudios y yacimientos de secuencias carbonáticas mejor conocidos en Venezuela, lo constituyen secuencias de edad Cretácica, depositadas en un margen pasivo, muy diferente a las secuencias carbonáticas del Oligo-Mioceno, enmarcadas en un margen activo e inversión de cuenca, dichos factores juegan un rol fundamental en la condiciones paleoambientales y paleogeográficas en el área de estudio y en consecuencia en los esquemas y metodologías de trabajo para el análisis sedimentológico.

Bajo este contexto, el objetivo de este estudio es definir un modelo sedimentológico-estratigráfico coherente en el área, mediante estudios de geología de superficie, levantamiento de nueve (9) secciones estratigráficas, ubicadas en dirección Oeste-Este en la Sierra de San Luis. Se tomaron y analizaron 310 muestras a nivel petrográfico, definiéndose un total de diez y seis (16) microfacies que caracterizan a la Formación San Luis, así como once (11) asociaciones de facies, producto de la integración de los resultados sedimentológicos (macroscópicos-microscópicos) y bioestratigráficos de alta resolución. Para nanoplancton calcáreo se utilizó la zona NN1, para foraminíferos planctónicos P22; N4 y foraminíferos bentónicos grandes SBZ23. Para efectos interpretativos, se utilizaron las zonas: eufótica, mesofótica y oligofótica, que integradas con la cronoestratigrafía obtenida, se estableció un esquema deposicional en bloques y reconstrucción paleoambiental en el área de estudio, a través de cuatro (4) líneas de tiempo: 28.4 Ma Oligoceno (tope del Rupeliense), 28 Ma (Oligoceno:Chattienense), superficie de máxima inundación (MFS) a escala regional, 23 Ma limite Oligoceno – Mioceno y 18.5 Ma Mioceno (Aquitaniense-Burdigaliense sin diferenciar).

En general las condiciones bajo las cuales se depositaron los sedimentos carbonáticos de la Formación San Luis en el área de estudio fueron meso-oligofóticas, enmarcadas en un paleoambiente de rampa carbonática internamedia (15 a 100 metros) con asociaciones de facies coraforalgal, equinoforalgal y foralgal con episodios de mayor profundización (parte central) pero que no sobrepasa los 130 metros de profundidad, evidenciado por la presencia de asociaciones de facies de planctónicos como Globigerinoides y equinoforalgal, así como, episodios de condiciones eufóticas y/o más someras hacia el sector occidental del área, evidenciado por el dominio de asociación de facies coralinas, coralgal y algal, presencia de algas verdes, aporte de materia orgánica de origen continental y esporas de hongos. La reconstrucción paleoambiental contribuirá a entender la evolución de los sistemas carbonáticos oligo-miocenos en el Caribe, predecir nuevas oportunidades exploratorias, identificar nuevos yacimientos de hidrocarburo, reducir riesgos y mejorar las estrategias y esquemas de producción de los mismos. Este estudio aporta nuevas evidencias y metodologías de trabajo a las tradicionalmente usadas para los estudios sedimentológicos realizados en el área de estudio, en función a la riqueza de componentes bióticos: corales, algas rojas, equinodermos, foraminíferos bentónicos, macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos, particularmente a cierta homogeneidad observada en las diferentes muestras analizadas, interacción e integración sedimentológica/bioestratigráfica y factores geológicos imperantes en el área de estudio, como la tectónica.

DEPÓSITOS DE LOESS Y LAGOS ORIENTADOS EN LA PAMPA DE CHALÍA, SUROESTE DEL CHUBUT

A. Reato¹, O.A. Martínez^{1, 2} y D.M. Cano²

¹CIEMEP (CONICET-UNPSJB), agustinareato@comahue-conicet.gob.ar

²U.N.P.S.J.B., Sede Esquel, oscarm@unpata.edu.ar

³U.N.S., Departamento de Geología (CONICET), martinbahia@hotmail.com

Se reporta la presencia de un continuo y extenso (> 35 km²) nivel de loess en el sector occidental y más elevado de la Pampa de Chaliá, meseta que alcanza 1.200 m s.n.m., en el suroeste de la provincia del Chubut. El depósito se halla estabilizado por el desarrollo de un suelo y vegetación tipo murtilar (*Empetrum rubrum* dominante), tiene un espesor mínimo promedio de 1,5 m y se apoya sobre un till o sobre gravas de aparente origen glaci-fluvial, ambos de edad pre-Cuaternario (Martínez *et al.*, este volumen). El mencionado loess es internamente masivo, con muy buena selección granulométrica en tamaño arena muy fina-limo. El grado de consolidación es bueno (se mantiene estable en cortes verticales) aunque se desagrega fácilmente con las manos. Su color es castaño amarillento, que no varía con la profundidad ni lateralmente. La superficie de esta unidad sedimentaria es muy irregular debido a la presencia de crestas que se extienden centenares de metros en sentido N-S (independientemente de las variaciones topográficas), con una altura de 0,4 m promedio, 0,8-1,2 m de ancho y separadas entre sí por distancias inferiores al metro. Sobre este paisaje rugoso y vegetado aparecen frecuentemente depresiones con forma de elipse (o de “gota de agua” o de “D”), orientadas también en sentido N-S. Tienen extensiones promedio de 50 m (eje N-S), un ancho promedio de 25 m (eje O-E) y 1,5 m de profundidad máxima. Se han contabilizado en el área más de 200 de estos pequeños bajos endorreicos orientados. La mayoría son lagunas inundadas todo el año y suelen presentar un perfil transversal asimétrico con un margen oriental escarpado y un margen occidental de pendiente muy suave. Los depósitos de loess descriptos se interpretan como producto de acumulación eólica bajo condiciones periglaciales o, al menos, sensiblemente más frías y secas que las actuales. Se los correlaciona, preliminarmente, con el lapso correspondiente al Máximo de la Última Glaciación, cuando la meseta se hallaba delimitada por lóbulos de descarga glacial provenientes de la cordillera. Se identifica como área de aporte de los sedimentos finos a: 1) los afloramientos de sedimentitas miocenas (Fm. Río Mayo) occidentales a la meseta, que emergían por encima de la superficie superior de los glaciares, y 2) estas mismas rocas y a los niveles glaciogénicos aflorantes en las bardas que limitan la meseta. La coincidente orientación N-S de las lagunas y del sistema de crestas que caracterizan la superficie del loess sugiere una relación genética entre ambos rasgos geomorfológicos. Esta interpretación se ve fortalecida por el hecho de que en determinados sectores de la meseta se observa como el espaciamiento entre las crestas aumenta gradualmente hasta finalizar en los bajos someros endorreicos descriptos. En concordancia con otros autores (Carson y Hussey, 1962; French, 2007) se acepta como génesis más probable para estas formas, perpendiculares a la dirección dominante del viento (marcadamente O-E en el área de estudio): a) un primer estadio de erosión eólica durante el cual se genera la proto-depresión en un ambiente de fusión parcial de un permafrost y b) un segundo estadio de expansión lateral y modificación del perfil original por actividad de oleaje en las lagunas formadas en los bajos. De confirmarse este origen correspondería asumir que el primer estadio es coetáneo con la depositación del loess, mientras que el desarrollo principal de las depresiones por el oleaje se inició en tiempos post-glaciales (durante el Holoceno) y continúa, en algunos casos, en el presente. Las acumulaciones de loess de altura fosilizados y el agrupamiento de lagunas orientadas, brevemente descriptos en el presente resumen, componen un paisaje singular que no había sido mencionado para la región. El mismo constituye un elemento novedoso y relevante para el conocimiento de la evolución paleoclimática y paleoambiental del Cuaternario tardío en áreas de Patagonia, y la comprensión de su significado genético exige la realización de estudios detallados de su sedimentología, mineralogía, geomorfología y la eventual obtención de fechados absolutos.

Carson, C. E., y K.M. Hussey, 1962. The oriented lakes of Arctic Alaska. *Journal of Geology* 70:417-439.

French, H.M., 2007. *The Periglacial Environment*. JohnWiley and Sons, Ltd., Chichester, UK.

RELACIÓN APOORTE/PRODUCTIVIDAD CARBONÁTICA EN DEPÓSITOS *OFFSHORE* DEL MIEMBRO PILMATUÉ, FORMACIÓN AGRIO, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

M. Remírez¹ y L.A. Spalletti¹

¹*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata-CONICET, La Plata, Argentina,*
mremirez@cig.museo.unlp.edu.ar, spalle@cig.museo.unlp.edu.ar

El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Cuenca Neuquina) es una unidad mayormente constituida por sedimentitas marinas ampliamente distribuidas, depositadas durante el estadio de post-rift de la cuenca, en contexto de trasarco. Dada la gran exposición de afloramientos, ha sido motivo de numerosos estudios paleontológicos sobre fauna de amonites que han permitido acotar su edad entre el Valanginiano tardío y el Hauteriviano temprano. Desde el punto de vista sedimentológico se han descripto espesas sucesiones de sedimentitas de grano fino, aunque también se registran importantes intercalaciones de carbonatos biogénicos y de areniscas. La presente contribución está referida al estudio de los depósitos de grano fino acumulados esencialmente en ambientes de *offshore*.

El área de estudio está comprendida entre las latitudes 36° 31' S y 37° 12' S, a lo largo del Anticlinal del Tromen (noroeste de la provincia de Neuquén). Se relevaron tres perfiles de detalle, en escala 1:100, con toma de muestras en forma sistemática, aproximadamente cada 10 metros, densificando en sectores en los que se aprecian cambios litológicos significativos. Sobre esas muestras se realizaron análisis por difracción de rayos X y se determinó en forma semicuantitativa el contenido mineralógico sobre roca total. Asimismo, los tenores de carbonatos fueron establecidos por los métodos RAI (residuo ácido insoluble) y LOI (*loss on ignition*).

Aun cuando los depósitos sedimentarios acumulados en ambiente marino de plataforma distal han sido habitualmente descriptos como lutitas, la sucesión sedimentaria en las tres localidades relevadas presenta reacción moderada a alta al HCl (5%), incluso en las capas que aparentan ser más silicoclásticas, hecho que también se comprueba en los estudios de laboratorio. Asimismo, los resultados obtenidos de los análisis composicionales, muestran elevados contenidos de carbonato (principalmente calcita) en las secciones más septentrionales del área de estudio (Área 300 y Puerta de Curacó), en tanto que la sección más austral (Escuela de Curacó) el tenor de carbonato disminuye. Estas tendencias se relacionan con los niveles de aporte terrígeno/productividad y se asume que reflejan cambios paleogeográficos, en particular paleobatimétricos. Así, el sector austral, más rico en componentes silicoclásticos, representa a una región más próxima a la paleocosta del mar epicontinental cretácico, donde el aporte terrígeno sería más eficiente, con consecuente dilución de la producción carbonática. Por otra parte, hacia el tope del Miembro Pilmatué se produce un leve incremento del tamaño de grano (limolitas y areniscas muy finas) mientras que el contenido carbonático también disminuye, lo que permite inferir un potencial corrimiento de la línea de costa hacia el interior de la cuenca o bien una intensificación del aporte terrígeno y la dilución de la producción carbonática.

En lo concerniente a aspectos metodológicos es claro que la caracterización de sedimentitas de textura fina en el campo presenta dificultades inherentes al tamaño de grano. Este estudio revela contrastes entre las descripciones de campo, las de cortes delgados y los datos de laboratorio. Por tanto se concluye que resulta esencial el análisis combinado sedimentológico/geoquímico a distintas escalas para poder definir con precisión las heterogeneidades litológicas.

MODELOS DE EVOLUCIÓN DE CORDONES LITORALES: EJEMPLOS DE LA COSTA ARGENTINA

S. Richiano^{1, 2}, A. Varela^{1, 2}, A. Bilmes³, L. D'Elia^{1, 2}, A. Gómez Dacal^{1, 2}, M. Aguirre^{2, 4}, I. Castellanos² y K. Davies²

¹Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata, Argentina, richiano@cig.museo.unlp.edu.ar, augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar, ldelia@cig.museo.unlp.edu.ar, agomezdacal@cig.museo.unlp.edu.ar

²FCNYM-UNLP, La Plata, Argentina, maguirre@fcnym.unlp.edu.ar, nachopcastellanos@hotmail.com, davies.karen10@gmail.com

³CeNPAT, Puerto Madryn, Argentina, abilmes@cenpat-conicet.gob.ar

⁴ CONICET

Las fluctuaciones climáticas ocurridas durante el Cuaternario tuvieron un efecto muy marcado en las regiones costeras, afectando principalmente la geomorfología de los ambientes costeros y la sedimentación de los depósitos allí acumulados. El mejor entendimiento de los sistemas litorales generados en el pasado más reciente representa una herramienta fundamental para reconstruir y comprender otros depósitos similares del registro geológico, así como para desarrollar predicciones sobre posibles escenarios de cambios climáticos futuros. Excelentes ejemplos de cordones de playa se registran a lo largo de todo el litoral argentino, estas geoformas se ubican desde cercanías a la playa actual hasta varios kilómetros dentro del continente. En este trabajo se analizará la evolución de cordones litorales en dos casos de estudio. El primero se encuentra en el área costera de la Bahía Samborombón, noreste de la provincia de Buenos Aires, donde se encuentran preservados excelentes depósitos litorales acumulados con posterioridad al último máximo glacial, durante la transgresión holocena. Sobre la base del análisis de facies se reconocieron cinco unidades de acumulación: cordón arenoso, cordón bioclástico, cuña de sobrelavado, planicie de mareas y albufera. El análisis arquitectural y la jerarquización de superficies de discontinuidad permitieron elaborar un modelo de acumulación dinámico de los cordones de playa y ambientes asociados en diferentes etapas durante el Holoceno. El análisis estratigráfico secuencial permitió establecer la interacción de dos controles alocíclicos predominantes: eustático (nivel del mar estático/regresivo) y climático (óptimo climático del Holoceno medio). La interacción de ambos factores extrínsecos no sólo condicionó la acumulación y amalgamación de geoformas cordoniformes, sino también, la relación entre aporte terrígeno y productividad carbonática de los depósitos. Un estudio minucioso permitió definir que la edad del cordón va desde 5220 aAP hasta 3890 aAP, y que en su evolución la costa progradó a una velocidad de 19,4 cm/a hasta los 4540 aAP y luego a 24,1 cm/a hasta el final de su depositación. Por otro lado, se realizaron estudios isotópicos que permiten afirmar que durante la etapa de caída del nivel del mar, la depositación del cordón se caracterizó por condiciones marinas de salinidad y temperatura similares a las actuales en la latitud de 30-32° S. Las variaciones de salinidad registradas están por debajo a las que hoy en día se evidencian por cuestiones estacionales de descarga en el RLP. Finalmente, el segundo caso de estudio se encuentra menos avanzado y se trata de la Terraza alta de Bahía Camarones (Chubut, *sensu* Feruglio), de edad Pleistocena temprana (Plioceno?), que posee una distribución de cuerpos separados por discontinuidades similares a la observada en Bahía Samborombón, pero sin la presencia de facies de albufera y sobrelavado, solo de cordón. El análisis arquitectural y paleoambiental señala la presencia de entre 4 y 6 cuerpos distribuidos en sentido transversal a la paleo-línea de costa evidenciando un lento retroceso del mar. Los estudios geoquímicos planteados para este depósito están en desarrollo.

UNA NUEVA UNIDAD ESTRATIGRAFICA EN EL SUR DE LA SIERRA DE SAN LUIS

D. Rivarola¹, S. Camina¹, J.M. Perón Orrillo¹, M.B. Prámparo² y O. Gallego³

¹Universidad Nacional de San Luis, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales Departamento de Geología, San Luis, Argentina, rivarola@unsl.edu.ar

²IANIGLA, CCT-CONICET – Mendoza

³Centro de Ecología Aplicada del Litoral y Geología Histórica-Micropaleontología (Área Ciencias de la Tierra) - CECOAL-CCT-Nordeste-CONICET y Departamento de Biología, FaCENA-UNNE, Corrientes, Argentina

El sector austral de las sierras centrales de San Luis presenta una gran cantidad de afloramientos saltuáricos de rocas sedimentarias depositadas en cuencas del tipo intermontanas, que han permitido la construcción de la columna estratigráfica más completa para el Cenozoico de la región (Rivarola *et al.*, 2014). La misma se usa como referencia para toda la provincia y ha sido desarrollada gracias a la observación y estudio de numerosos y en parte nuevos cortes geológicos de las sucesiones sedimentarias, generados a partir de una importante cantidad de obras civiles que se están llevando a cabo en la zona.

Estudios integrales en ejecución permiten ajustar la estratigrafía del conjunto y mejorar el conocimiento de los sistemas de acumulación de las unidades estratigráficas más antiguas (previas al Neógeno). En esta comunicación se analiza una de las unidades estratigráficas que afloran en la región, se la caracteriza desde el punto de vista paleoambiental en base a las litofacies, asociaciones de facies (**AF**) y elementos arquitecturales (EA). Parte de este trabajo se basa también en la reinterpretación de trabajos previos publicados por algunos de los autores.

La unidad estratigráfica en estudio consta de cuatro afloramientos de reducidas dimensiones, tres de ellos ubicados dentro de la cuenca Potrero de los Funes y uno en el sector central de la localidad de las Chacras. Se han podido relevar casi un centenar de metros de sedimentitas en superficie. Esta nueva unidad, aún innominada, aflora sin base visible y asentaría en discordancia sobre rocas del basamento cristalino de la zona sur de la Sierra de San Luis (granitos y metamorfitas). Es a su vez cubierta mediante una marcada discordancia angular por sedimentitas de la Fm. San Roque (Oligoceno – Mioceno temprano), tal relación es visible en la zona NW del circuito del lago Potrero de los Funes.

Las litologías dominantes son: conglomerados polimícticos (metamorfitas > granitos), areniscas líticas muy micáceas y fangolitas varicolores; indican procedencia desde El Grupo Micaesquistos y el Complejo Metamórfico Pringles, ambos ubicados al E y NE de los actuales afloramientos y en menor medida del Granito La Escalerilla. La coloración de los depósitos varía desde tonalidades violáceas, verdosas, rojizas y amarillentas; es conspicua la presencia de materia orgánica en las facies de areniscas. Los estratos se presentan siempre inclinados con valores entre los 15° y 35°. En la misma se reconocen cinco Asociaciones de facies: **AFA**: Gh y Sh, interpretada como depósitos de fondo de canal (CH); **AFB**: Gt, Sh y Sp, corresponde a depósitos de barras (GB); **AFC**: Sm (vaque) interpretadas como depósitos de llanura de inundación (FF); **AFD**: Sh, Sr y subordinadamente Fm, interpretadas como depósitos de flujos no encauzados hasta lóbulos arenosos formados a partir de crecidas laminares distales en interacción con un cuerpo lacustre (LS) y finalmente **AFE**: Fm y en forma subordinada Fl, interpretadas como un depósito de playa de barreal que por sectores focalizados de la cuenca tuvo un comportamiento de lago perenne. Las asociaciones de facies descritas indican la presencia de al menos un sistema fluvial que evoluciona a sectores distales a un cuerpo de agua de comportamiento hidrológico variable.

Las pelitas varicolores de la AFE en Puesto la Fortuna de las Chacras, que fueran asignadas a la Fm. San Roque por Rivarola *et al.* (1997), son parcialmente reasignadas a esta nueva unidad. Muestras de dicha litofacies fueron procesadas para palinología y arrojaron la presencia de algunos restos algales (*Botryococcus*), muchos hongos y conchostracos de las familias *Fushunograptidae* y *Loxomegaglyptidae*; con poco valor bioestratigráfico, resultando por el momento imposible ajustar la edad de la unidad.

Contribución del Proyecto P-3-2-0114, CYT-UNSL.

Rivarola, D., M. Prámparo, O. Gallego, C. Costa, G. Ramos y H. Vinciguerra, 1997. La presencia de polen retrabajado en la Formación San Roque. Terciario de la Cuenca de San Luis. Implicancias Paleogeográficas. *X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*. Actas: 47, Mendoza.

Rivarola, D., J. M. Perón Orrillo y A. Ortiz Suárez, 2014. Ajustes a la estratigrafía del sur de la sierra de San Luis. *XIX Congreso Geológico Argentino*. Actas T1 44 (CD), Córdoba.

AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN MININCO Y FORMACIÓN BANCO DEL LAJA (PLIO-PLEISTOCENO), CHILE CENTRAL

M.A. Rojas y P.A. Zambrano-Lobos

*Universidad Andres Bello, Facultad de Ingeniería, Geología, Concepción-Talcahuano, Chile,
m.rojasmanriquez@uandresbello.edu¹ patricio.zambrano@unab.cl¹*

En la zona centro-sur de Chile el relleno sedimentario en la cuenca de la Depresión Central ha estado condicionado por una serie de eventos asociados a la tectónica andina y a la actividad volcánica por lo menos desde el Mioceno tardío hasta la actualidad. En este estudio entregamos resultados sedimentológicos preliminares de las unidades sedimentarias correspondientes al Plio-Pleistoceno.

Este estudio se focaliza en dos unidades estratigráficas: la Formación Mininco, de origen continental lacustre, y la Formación Banco del Laja, de origen volcanoclástico. Se levantaron columnas en cuatro sectores correspondientes a grandes saltos de agua, los cuales de norte a sur son: Salto del Itata, Salto del Laja, Salto Rehuén y Salto Quichamahuida, además de diferentes afloramientos aislados.

En la Formación Mininco de edad post-Miocena, se aprecia una sucesión con un alto predominio de material limo-arcilloso intercalado con areniscas finas-medianas que se presentan en cuerpos desde unos pocos centímetros hasta unos 2 metros de espesor con continuidad lateral, lo que supone cambios rítmicos en la dinámica del sistema lacustre. No teniendo una base expuesta, se observa sobre ésta una sucesión de fangolitas homogéneas verdosas con laminación ondulada simétrica con contactos netos marcados. Sobre éstas también se observan fangolitas con laminación paralela igualmente con contactos netos. Sobreyace a esto, una sucesión de fangolitas grisáceas igualmente acumuladas por decantación con alternancias de areniscas finas con estratificación cruzada y laminación paralela. En esta sucesión también se observa una intercalación de areniscas finas-medianas, con estratificación paralela, estratificación cruzada y otras masivas, grano-decrecientes, poco consolidadas. Estas areniscas presentan abundantes líticos volcánicos subangulosos y regular esfericidad, feldespatos argilizados con esfericidad y redondez regular, y con escasa cantidad de cuarzo. Estos cuerpos arenosos son interpretados como emplazados por corrientes de turbidez lacustres o flujos de arena inducidos por aportes fluviales o parte del abanico en la zona de la depresión intermedia. Los estudios sobre trazas fósiles, microfósiles y petrología están todavía en desarrollo.

Sobre la ya mencionada Formación Mininco sobreyace concordantemente la Formación Banco del Laja de edad Plio-Pleistocena, la cual corresponde a un depósito tabular volcanoclástico con clastos distribuidos caóticamente de unos 5 metros de espesor, compuesto por conglomerados monomíticos matriz-soportado, sin ninguna imbricación clara y mala selección. Los clastos son principalmente escoriáceos, con muy buena redondez y buena esfericidad, y su tamaño varía entre 1 y 50 centímetros. La abundante matriz cinerítica de composición andesítico-basáltica tiene un porcentaje de aproximadamente el 60% y con buena consolidación. Este depósito tiene una gran expansión en la zona central de Chile siendo de dimensiones kilométricas, donde nuestra investigación se prolonga en el pueblo de Quichamahuida cerca de la ciudad de Traiguén, a unos 45 kilómetros al oeste de la ciudad de Victoria en la IX Región de La Araucanía. Mac Phail (1966) habría fechado mediante el método del C14 encontrando una edad de 15000 ± 500 años AP.

CAÑÓN SUBMARINO MAR DEL PLATA: ¿RASGO MORFOSEDIMENTARIO, MORFOTECTÓNICO O MIXTO?

L. Sagripanti¹, N. García Chaporí¹, M. Paterlini² y R. Violante²

¹*Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (Universidad de Buenos Aires-CONICET), CABA, Argentina, lsagripanti@gl.fcen.uba.ar, nataliag@gl.fcen.uba.ar*

²*División Geología y Geofísica Marina, Departamento Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, CABA, Argentina, mpaterlini@yahoo.com.ar, violante@hidro.gov.ar*

El sector pasivo-volcánico Margen Continental Argentino (MCA) se caracteriza por el desarrollo de un sistema contornítico modelado por el flujo de las masas de agua de origen antártico. Entre los rasgos geomorfológicos presentes, se destaca el talud continental con distintos niveles de terrazas y escarpas, y geoformas resultantes de procesos de erosión, acumulación y deslizamientos. La presencia del Cañón Submarino Mar del Plata (CSMP) a los ~38°S/53°O representa un rasgo esencial para la caracterización morfosedimentaria del sector norbonaerense del margen debido a que las áreas situadas al norte y al sur del mismo manifiestan particularidades muy diferentes. Durante los últimos años se han realizado algunos esfuerzos, incluyendo el estudio de testigos sedimentarios, análisis de la topografía submarina e interpretación de perfiles sísmicos de alta resolución, con el objetivo de identificar y caracterizar tales rasgos morfológicos. Sin embargo, para entender el desarrollo de los mismos y su evolución es necesario, también, analizarlos desde un punto de vista tectónico-estructural. Las características tectónicas de la región se encuentran condicionadas por estructuras profundas relacionadas a la evolución geodinámica previa a la fragmentación de Gondwana, tales como el desarrollo de fallas transcurrentes relacionadas a la apertura y expansión del Océano Atlántico y el desarrollo de la cuenca del Salado. El CSMP, de rumbo NW-SE, presenta una orientación coincidente con el eje de máximo desarrollo de la cuenca del Salado y una de las fallas transcurrentes mencionadas. Con el objeto de analizar la posible existencia de rasgos tectónicos que favorecieron el desarrollo del CSMP, se realizó un estudio geomorfológico del cañón y su área de influencia. El mismo permitió analizar de forma cuantitativa la relación existente entre las formas del relieve y los posibles agentes que lo modelaron (tectónicos, oceanográficos, sedimentarios), brindando información sobre su origen y evolución.

A partir de datos de batimetría multihaz obtenidos durante la campaña M78/3 del buque *RV METEOR* (Universidad de Bremen, Alemania) se analizó la morfología del eje principal del cañón, los canales “tributarios” y las terrazas adyacentes mediante análisis digitales del terreno y topográficos. De esta manera, se utilizó un modelo batimétrico para generar mapas derivados (de pendiente, orientación y curvatura), trazar perfiles topográficos (*Swath Profiles*) paralelos y transversales al eje del cañón y perfiles de equilibrio de los canales para identificar *knickpoints*. Para esto se utilizaron los softwares QGis y Arcgis. El perfil de equilibrio del CSMP reveló la presencia de un *knickpoint* a ~2200m, probablemente relacionado a la afluencia del canal “tributario” localizado en la ladera sur. Además, el mapa de pendientes, mostró que a esa misma profundidad la ladera norte del cañón presenta un ángulo de pendiente mayor a 12° en relación a la ladera sur, indicando que las masas de agua tendrían mayor capacidad erosiva en el sector sur. Lo que confirma resultados obtenidos previamente mediante otros métodos. Asimismo, los perfiles transversales al eje del cañón (*Swath Profiles*) trazados al norte y al sur del mismo evidenciaron un desnivel topográfico de ~400m en el talud medio (Terraza Ewing). Actualmente se sabe que existen diferentes patrones de sedimentación a lo largo de la Terraza Ewing, resultado del desplazamiento turbulento de las aguas intermedias y profundas de origen antártico a lo largo del margen. Sin embargo, en las inmediaciones del CSMP la estructura hidrográfica es homogénea. De modo que no es posible atribuir esta diferencia topográfica únicamente al efecto de la interacción de las masas de agua con el fondo. Probablemente haya actuado algún otro factor de origen tectónico, posiblemente asociado al desarrollo de la cuenca del Salado condicionando la posterior formación del cañón.

Si bien, para verificar estos resultados preliminares hacen falta estudios más detallados, tales como análisis de perfiles sísmicos profundos, los mismos demuestran que para entender el desarrollo y evolución de los cañones submarinos que intersectan al MCA es indispensable estudiar su evolución tectónica.

SEDIMENTOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE TERRAZAS MARINAS GENERADAS EN EL SEGMENTO SISMOGÉNICO VALDIVIA

M. San Juan¹, F. Guiñez¹ y P. Zambrano-Lobos¹

¹Universidad Andrés Bello, Facultad de Ingeniería, Geología, Talcahuano, Concepción, Chile,
m.sanjuandaz@uandresbello.edu, f.guezsaldias@uandresbello.edu, patricio.zambrano@unab.cl

Estudios recientes en la Península de Arauco, han sugerido la formación de una serie de terrazas de depositación marinas desde los últimos 123 ka, asociadas a continuos levantamientos cosísmicos del antearco. En el acantilado costero de la playa de Porma, región de la Araucanía, al sur de Chile, ubicados a los 39°S, sector adyacente al sur de la Península de Arauco, aflora una secuencia marino-costera constituida por alternancias de areniscas de grano fino a medio, la cual no ha sido estudiada previamente. Para determinar los ambientes de formación, y establecer un marco de correlación de estos depósitos con los depósitos de la Península de Arauco, se levantaron columnas estratigráficas detalladas cada 1 km con espesores de entre 8 a 15 metros. En las areniscas se reconocieron estructuras de corriente, laminación paralela, sets de estratificación cruzada de alto ángulo, laminación en artesa y en ciertos sectores laminación entrecruzada *hummocky*, lo que sugiere un ambiente de costa dominada por el oleaje. Icnológicamente, se reconocen aisladas trazas de *Thalassinoides*. Hacia el techo, localmente se reconocen niveles de limolitas con abundante fito detrítico, niveles de carbón y rizolitos lo cual sugiere la continua somerización y el establecimiento de ambientes parállicos. Del análisis de las arenas, se observa un predominio en las areniscas medias (Φ 1), moderadamente seleccionada (0.50), asimetría positiva (0.10). Composicionalmente, las areniscas presentan líticos volcánicos, piroclásticos (pómez), y líticos graníticos retrabajados aislados, cuarzo metamórfico, feldespatos y micas (moscovita).

En general, los estratos de Porma, sugieren una continua somerización desde ambientes de *upper shoreface a foreshore*, lo cual estaría en el contexto de una costa regresiva asociada al alzamiento cosísmico durante al menos los últimos 50 ka. Dataciones para establecer una correlación con otros depósitos similares del antearco están aún en proceso.

EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DEL RELLENO DEL SISTEMA DE CUENCAS DE ANTEPAÍS ANDINO CRETÁCICO: GRUPO NEUQUÉN EN LA REGIÓN CENTRAL DE LA CUENCA NEUQUINA

M.L. Sánchez¹ y E. Asurmendi^{1, 2}

¹*Departamento de Geología, UNRC, Río Cuarto, msanchez@exa.unrc.edu.ar*

²*CONICET, [easurmendi@exa.unrc.edu.ar](mailto: easurmendi@exa.unrc.edu.ar)*

En las últimas dos décadas los estudios sedimentológicos y estratigráficos de detalle han sido utilizados para establecer la estratigrafía de alta resolución del Grupo Neuquén en la faja central de cuenca. La integración de datos de superficie y subsuelo y la evaluación de los factores alocíclicos y autocíclicos han sido claves para elaborar una propuesta evolutiva de la cuenca desde el Albiano al Maastrichtiano. El relleno de la cuenca conforma un ciclo completo y dos ciclos incompletos de estadio de relleno subalimentado a sobrealimentado (Yang y Miall, 2010), separados por discontinuidades de primer orden asignados a la activación del frente de corrimiento de la faja plegada y corrida Agrio, durante la colisión del CCMOR (Dorsal centro-oceánica Chasca/Catequil-Fennel *et al.*, 2015), coincidentes con cambios climáticos de primer orden dentro del ciclo de *Greenhouse* cretácico. Las mismas se encuentran en la base y el techo del Grupo Neuquén, la última discordancia incluye una tercera variable, la eustasia, relacionada con la ingresión Maastrichtiana. La Formación Candeleros (Albiano-Cenomaniano) se depositó luego de la colisión del CCMOR que generó la Discordancia Patagónica, reconocida a nivel de cuenca Neuquina, en el ámbito profundo y en el abultamiento periférico del sistema de antepaís. Es una discordancia angular y en subsuelo es claramente reconocible por la respuesta diferente tanto en los perfiles eléctricos como Rayos Gama. Corresponde a condiciones de cuenca subalimentada tardía, con un gradiente topográfico muy bajo y en todas las cuencas del sistema de antepaís se identifican sucesiones de abanicos terminales y desarrollo de depósitos eólicos. En el borde oriental, próximo al cratón, sin embargo, su característica más notable es el desarrollo de paleodesiertos que sugiere un régimen climático más riguroso en el interior continental del Gondwana occidental. La actividad del arco cretácico está registrada en los abundantes niveles piroclásticos primarios y retrabajados incluidos en los depósitos sedimentarios. La Formación Huincul (Cenomaniano medio) corresponde al estadio de cuenca sobrealimentada, a un periodo de baja a nula actividad tectónica y fuerte actividad del arco. Extensos sistemas fluviales, en su mayoría de alta sinuosidad, que sufrieron inundaciones regionales o locales cubrieron todos los ámbitos de la cuenca de antepaís. Una discontinuidad de segundo orden, relacionada con el pico de subsidencia tectónica en respuesta a la reactivación de la faja plegada y corrida limita al Subgrupo Río Neuquén. En condiciones de cuenca subalimentada se depositó la Formación Lisandro (Cenomaniano tardío-Turoniano). Un extenso sistema lacustre con desarrollo de deltas tipo Gilbert ocupó la cuenca profunda, mientras que en la cuenca dinámica un extenso *erg* con permanente interferencia de sistemas fluviales efímeros demuestra la rigurosidad del clima próximo al borde del cratón. La Formación Portezuelo (Turoniano-Coniaciano) corresponde al estadio de cuenca subalimentada tardía, la erosión del abultamiento periférico y un cambio en el área fuente sugieren la erosión y el aporte activo de las nuevas áreas elevadas al oeste. Se desarrollan entonces sistemas fluviales extensos dominados por avulsión durante inundaciones regionales, fuerte incisión de los cursos y variaciones en el diseño desde alta a baja sinuosidad, la Formación Plottier (Coniaciano-Santoniano) culmina con el ciclo de relleno de cuenca sobrealimentada. En diversas posiciones de los depocentros es notorio el apilamiento y fuerte canibalización de los cinturones de canal. En los sectores terminales de los sistemas es notorio el desarrollo de paleosuelos en canales y en llanuras de inundación, dominados por numerosos registros de horizontes Bk. La actividad del frente orogénico que dio lugar a condiciones de cuenca subalimentada precedió a la depositación del Subgrupo Río Colorado. La Formación Bajo de la Carpa (Santoniano-Campaniano) se caracterizó por el desarrollo de extensas redes fluviales de diseño variado siendo la acentuación de un régimen climático más árido en sector central de cuenca Neuquina el rasgo más notorio, puesto que dio lugar a la actividad de nuevos paleodesiertos y es notoria la incisión de valles en toda la cuenca Neuquina en las unidades subyacentes del Grupo Neuquén. La Formación Anacleto Carpa (Campaniano) es la unidad cuspidal del Grupo Neuquén y culmina un ciclo de cuenca subalimentada temprana, donde la combinación de eustasia y clima generaron un cambio radical en el relleno de la cuenca. Una fuerte incisión de los sistemas fluviales y el desarrollo temprano de un estuario marcan la influencia marina en el borde oriental de la cuenca.

Yang, Y. y A. Miall, 2010. Migration and stratigraphic fill of an underfilled foreland basin: Middle–Late Cenomanian Belle Fourche Formation in southern Alberta, Canada. *Sedimentary Geology* 227: 51–64.

Fennell, L., A. Folguera, M. Naipauer, G. Gianni, E. Rojas Vera, G. Bottesi y V. Ramos, 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquen Group (35° 300–37° S). *Basin Research* 1: 1–22.

LOS PALEODESIERTOS DEL GRUPO NEUQUÉN EN UNA CUENCA DE ANTEPAÍS DE RETROARCO, CUENCA NEUQUINA

M.L. Sánchez¹, E. Asurmendi^{1,2}, D. Candia Halupczok³ y E. Toro¹

¹Departamento de Geología-UNRC, sanchez@exa.unrc.edu.ar, eduardotoro48@gmail.com

²CONICET-UNRC, asurmendi@exa.unrc.edu.ar

³FONCyT, davidjcandiah@gmail.com

El avance de los estudios estratigráficos de alta resolución ha permitido reconocer el desarrollo de paleodesiertos durante el relleno del sistema de cuencas de antepaís de retroarco en la cuenca Neuquina (Cretácico Superior). Si bien sistemas eólicos han sido reconocidos en las formaciones Candeleros (Spalletti y Gazzera, 1994; Sánchez y Asurmendi, 2015), Portezuelo (Sánchez y Heredia, 2006) y Bajo de la Carpa (Sánchez *et al.*, 2006) la existencia de extensos campos de dunas complejas, compuestas, transversales simples, barjanas y barjanoides subordinadas, pueden hoy definirse con más precisión en su extensión y ubicación paleogeográfica.

En el ámbito del *backbulge* tres sucesiones de paleodesiertos asociados con diferentes estadios del relleno han sido identificados en las formaciones Candeleros, Cerro Lisandro y Bajo de la Carpa. La primera (Cenomaniano), próximo al borde del cratón (Sierra Pintada y macizo Nordpatagónico), tiene una extensión aproximada de 826 km² y está conformada por tres paleodesiertos separados por Supersuperficies (SS) de diferente origen. En el tramo basal se identifica la primera, y se la considera una superficie de no-depositación (*bypass*). Las restantes corresponden a superficies de extinción que representan extensos periodos de contracción y desaparición del sistema. Una característica especial de las unidades eólicas es el desarrollo de lagunas y ambientes de playa que intercalan con caras de avalancha intensamente deformadas. Este fenómeno es común en campo de dunas en contracción o en regiones periféricas donde el ascenso de la freática, durante periodos de alta recarga de los acuíferos, generan fuerte inestabilidad y colapso del frente de las caras de avalancha.

La Formación Cerro Lisandro (Cenomaniano-Turoniano) desarrolla en toda su extensión, al este de la cuenca periférica (*backbulge*), tres paleodesiertos de 1482 km², aproximadamente, con un complejo desarrollo de campos de dunas que muestran cuatro SS que corresponden a varios periodos expansión y contracción, las tres primeras representan superficies inundación y la cuarta es una superficie de erosión que registra la extinción del sistema. Los diferentes *ergs* exhiben permanentes cambios en las interdunas desde seca a húmeda e inundada (Mountney y Thompson, 2002) con ocupación por lagunas durante largos lapsos.

En la Formación Bajo de la Carpa (Santoniano-Campaniano) se han identificado tres paleodesiertos en el sector centro-oriental de la cuenca. Los mismos tienen un desarrollo areal de aproximadamente 781 km². Dentro de estos sistemas se han reconocido tres SS, la primera representa una superficie de no-depositación (*bypass*) relacionado con una súbita retracción del sistema por cambio en la disponibilidad a neutro. La segunda es una superficie de erosión y la característica esencial radica en que las etapas finales de los sistemas eólicos, el viento retrabajó y canibalizó campos de dunas infrayacentes, durante el periodo de rápida contracción y baja disponibilidad de arena desde el área fuente. Este último sistema eólico es cubierto por una SS interpretada como superficie de inundación.

La recurrencia de estos depósitos de paleodesiertos en la secuencia del Grupo Neuquén tiene características únicas cuando se las analiza en el marco evolutivo del relleno de la cuenca, bajo la influencia de factores tales como la tectónica y el clima. Cada sucesión de paleodesiertos en las distintas formaciones se corresponden con el periodo de cuenca subalimentada y, si bien hay depósitos eólicos en el ámbito de cuenca profunda y abultamiento periférico en la Formación Candeleros, la identificación de paleodesiertos concentrados en el ámbito centro-oriental de la cuenca constituye la expresión más relevante de un interior más árido y seco en el continente de Gondwana occidental, durante el periodo del *Greenhouse* cretácico desarrollados durante los estadios de cuenca subalimentada.

Mountney N. P., 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. *Sedimentology*, 59: 969-989.

Mountney N. y D. Thompson, 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology*, 49 (4): 805-833.

Sánchez, M. y S. Heredia, 2006. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico superior), en la quebrada de Las Chivas, Dpto. Confluencia, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61: 39-56.

Sánchez, M., J. Gómez y S. Heredia, 2006. Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de los tramos medio y superior del Subgrupo Río Colorado (Cretácico superior), Grupo Neuquén, en las bardas de la ciudad de Neuquén y alrededores, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61: 236-255.

Sánchez, M. y E. Asurmendi, 2015. Estratigrafía y sedimentología del abanico terminal de la Formación Candeleros (Grupo Neuquén), Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina. *Andean Geology*, 42: 329-348.

Spalletti, L. y C. Gazzera, 1994. Eventos eólicos en capas en rojas cretácicas (Formación Río Limay, Grupo Neuquén), sector sudeste de la cuenca Neuquina, Argentina. En: *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América Latina* (Ed. L. Spalletti). Parte A: Eventos y Registro Sedimentario, Actas: 89-100.

RÁPIDA COLONIZACIÓN DE DEPÓSITOS DE CENIZAS DEL VOLCÁN CHAITÉN (CHILE) POR INSECTOS: EL CASO DEL ESCARABAJO COPRÓFAGO *HOMOCOPRIS TORULOSUS*

M.V. Sánchez^{1, a}, J.F. Genise^{1, b}, L.C. Sarzetti^{1, c} y J.L. Farina²

¹CONICET-Museo Argentino de Ciencias Naturales, División Icnología, Buenos Aires, Argentina

^amvsanchez@macn.gov.ar, ^bjgenise@macn.gov.ar, ^claurasarzetti@gmail.com

²Museo Municipal de Ciencias Naturales "Lorenzo Scaglia", Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina,
juanlfarina@yahoo.com.ar

Las trazas fósiles de insectos del Cenozoico de Patagonia se encuentran preservadas mayoritariamente en paleosuelos desarrollados en depósitos piroclásticos. Más allá de la evidencia incontrastable que presentan estos paleosuelos en cuanto a la nidificación de insectos en depósitos de ceniza volcánica, faltaba la información neocnológica que documentara el comportamiento en insectos actuales. Los depósitos téfricos resultantes de la erupción del Volcán Chaitén, ubicado en la Región de los Lagos en Chile, ocurrida en Mayo de 2008, generaron un laboratorio natural para documentar estos casos. Luego de dos viajes de campaña realizados a la zona, en 2009 y 2011, durante los cuales se visitaron los mismos puntos de muestreo, se encontraron activos en suelos afectados por la erupción y en depósitos de cenizas, diferentes invertebrados, destacándose escarabajos coprófagos, abejas, cigarras, avispas, lombrices, moluscos y otros. Aquí se presentan los estudios sobre *Homocopris torulosus* (Scarabaeidae, Scarabaeinae) que nidificaba en dos ambientes del río Blanco: la planicie de inundación con suelos cubiertos por pastos cortos y con arrayanes dispersos en los bordes; y el cauce abandonado con depósitos de ceniza que lo rellenaban desde el punto de avulsión hasta su desembocadura. En el primer sitio la ceniza caída había formado una capa de poco espesor sobre la cual había crecido posteriormente el pasto y se desarrollaron los nidos, constituidos por túneles con provisión y otros vacíos de los cuales muchos de ellos estaban asociados a cámaras de nidificación con bolas de cría (nidos terminados), alcanzando los 36–56 cm de profundidad. Los nidos excavados en depósitos de ceniza del cauce inactivo del río llegaban a una profundidad máxima de 23 cm y se encontraban constituidos por galerías con algunos túneles vacíos, otros con provisión (bosta) y otros donde restos de bosta tapizaban la superficie interna de los túneles, los cuales a su vez se encontraban rellenos por ceniza acumulada por el escarabajo. Las bolas de cría colectadas son ovoides, de 4,8 cm de alto y 4,3 cm de diámetro ecuatorial promedio (DE, N= 4), y en un corte longitudinal se observa una pared de material de suelo muy gruesa en relación con el DE, de casi 1 cm de espesor (0,8 cm promedio, N= 4). La cámara ovígera (CO) es esférica, de aproximadamente 1,5 cm de diámetro, y se encuentra excavada parcialmente en la pared en el polo más angostado del ovoide. En los casos donde se encontraron bolas con larvas en desarrollo, al cortar las mismas se logró registrar el comportamiento de construcción de la cámara pupal. La larva, que tiene su cuerpo en forma de "u", pone en contacto sus dos extremos de manera que toma las heces con las piezas bucales y coloca esos pellets fecales sobre toda la superficie interna de la pared de la bola de cría ayudándose con el primer par de patas y formando así una cámara pupal de pared gruesa (aproximadamente 0,6 mm de espesor). Estas cámaras a pesar de estar hechas enteramente con heces de la larva como quedó documentado aquí, se preservan como fósiles dentro de *Coprinisphaera* debido al alto contenido de material de suelo que tiene la bosta de la cual se alimentaron y que se mantiene en las heces. En los depósitos de cenizas del cauce del río, además de nidos de *H. torulosus*, se encontraron babosas actuando como detritívoras dentro de sus galerías, y en otros sectores, nidos de avispas y abundantes lombrices también relacionadas con las bostas. Estas últimas funcionaban como centros de colonización, también para las pocas hierbas existentes. Este ambiente reconstruye muy bien el de la icnofauna de muchos paleosuelos piroclásticos del Cenozoico de la Patagonia. El caso documentado aquí, no solo muestra la tolerancia de algunos insectos a nidificar en depósitos recientes de ceniza desnuda, sino dada la disponibilidad de suelos escasamente afectados por la ceniza, muestra también una cierta preferencia por ellos. Además de esta evidencia, las bolas de cría de *Homocopris torulosus* presentan caracteres morfológicos que, a diferencia de la mayoría de las estudiadas para otras especies de la Argentina, las hace comparables a las *Coprinisphaera* registradas en distintas localidades de la Formación Sarmiento (Eoceno medio – Mioceno inferior). Entre estos caracteres se destacan las paredes de gran espesor (siempre en relación a su DE) y las cámaras pupales de paredes simples sin pellets discretos ni otras estructuras. Las especies actuales de Argentina tienen bolas de cría de pared delgada y cámaras pupales de pellets definidos en la pared y morfología helicoidal. Esto supone que los productores de las *Coprinisphaera* de Patagonia estarían filogenéticamente más relacionados con el linaje de *Homocopris torulosus* que con el de la mayoría de los Scarabaeinae coprófagos presentes hoy en la Argentina.

THE PAPAGAYOS CREEK SEDIMENTARY ENVIROMENTS, AN EXAMPLE OF A MODERN FLUVIAL DISTRIBUTARY SYSTEM, EASTERN PIEDMONT OF LA HUERTA – LAS IMANAS RANGES, SAN JUAN, ARGENTINA

P. Santi Malnis^{1,2}, C.E. Colombi^{1,2}, C.O. Limarino⁴, N. Rodríguez Posatini² and L.M. Rothis^{1,3}

¹CONICET – CIGEOBIO, pmalnis@unsj.edu.ar, ccolombi@unsj.edu.ar, natygem@hotmail.com,
marothis@gmail.com

²Instituto y Museo de Ciencias Naturales, FCEFyN, UNSJ

³Laboratorio de Geomorfología y Neotectónica, FCEFyN, UNSJ

⁴IGEBA, Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, UBA

Classical alluvial fans and large fluvial system have been defined as the most common sedimentary environments in intermontane basins. However, recent studies demonstrate that Distributary Fluvial Systems (DFS) occupy a great proportion in these areas. To such extent, that it has been questioned whether most of the models of fluvial and alluvial fan systems interpreted in the geological record, are not really DFS. From this point, the importance of studying in detail the present DFS appears, with the aim of obtaining facial models to study in more detail the ancient deposits. In this contribution, we analyze and discuss the sedimentary environments included in the modern deposits of the Papagayos creek, Western Pampean Ranges in San Juan province, interpreted as a Fluvial Distributary System (DFS). We perform the study of the Papagayos creek using the texture and structure of the accumulated sediments that form the different architectural elements, which in turn characterize the different subenvironments along the creek, from the mountain front to the distal playa lake, known as Salinas de Mascasín. After the Papagayos creek leaves the mountain front it is confined for 12 km until it develops a cone shaped morphology, that limit with the playa lake. Along this course, four zones were recognized, from the proximal areas close to the mountain front to distal areas close to the playa lake in the center of the basin. The proximal zone is characterized by a gravelly (sandy) - bed braided system, where there are longitudinal gravelly alternate bars, hollows, proximal splays and gravelly and sandy bedforms. The medial zone is characterized by a gravelly and sandy wandering fluvial system composed of longitudinal bars, gravelly and sandy lateral accreted bars, sandy and gravelly bedforms, hollows, gravelly-sandy levees, crevasse channels, proximal and distal crevasse splays and secondary channels passing through these floodplain deposits. The distal zone is defined as a distal flashy ephemeral meandering sandy-muddy fluvial system with eolian interaction, where the main channel disappears by infiltration being replaced by many minor channels. This fluvial system is defined by the presence of sandy and muddy pointbars, laminated sand sheets, hollows, levees, crevasse splays, muddy terminal splays, ponds and small dunes. Finally, the fourth zone is defined as a transitional area between the DFS and the coastal shoreline of the saline playa lake, where there are higher dunes, dry interdune, temporally used by the secondary channels and saline ponds. A particular feature observed along the four zones is the presence of mudflows in the floodplain areas, probably as the result of the arid climate, where strong seasonal storms collect once or twice a year lot of loose material. The sedimentary process and environments recognized along the Papagayos creek allow a better understanding of arid DFS depositional dynamics, as well as identifying parameters to recognize ancient distributary fluvial systems. This DFS was developed as a response to the morphometry of the drainage basin of the Papagayos creek, the climate interaction between the upland catchment area (seasonal semiarid) and the valley (seasonal arid), smooth piedmont gradient, and the high tectonic subsidence, which allows high rate of aggradation.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA (TIC-TOC) DE SEDIMENTOS DE FONDO DE SISTEMAS LACUSTRES ANTÁRTICOS: CLEARWATER MESA, ISLA JAMES ROSS

M.P. Santolaya¹, P.A. Vignoni¹ y K.L. Lecomte²

¹Escuela de Geología- FCEFYN- Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina,

mpiasantolaya@gmail.com; vignoni.paula@gmail.com

²CICTERRA-CONICET-Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina, karina.lecomte@unc.edu.ar

Clearwater Mesa es una importante meseta de roca volcánica localizada en la Isla James Ross, al NE de la Península Antártica (64° 1' 30" S- 57° 42' 57,6" O). En el sector de estudio se presentan numerosas lagunas someras (profundidad < 2 metros) generadas en depresiones formadas por erosión glacial. Los cuerpos de agua están conectados por pequeños arroyos compartiendo características geoquímicas, como así también su biota (Lirio *et al.* 2015). En el siguiente trabajo se presentan los resultados de análisis geoquímicos realizados en muestras de sedimentos de estos sistemas lacustres. Este estudio es de gran importancia para entender la dinámica deposicional de los sedimentos, así como el control geoquímico en zonas de altas latitudes, donde los períodos de congelamiento y descongelamiento son claves en la generación, dinámica y tipo de sedimentación en las lagunas. Durante la Campaña Antártica de Verano 2015 se obtuvieron 34 muestras de sedimentos de fondo de diferentes sistemas lacustres más una muestras de sales precipitadas en las márgenes de una laguna (laguna Andrea). Los sedimentos fueron analizados mediante el método de Pérdida por Ignición (Loss On Ignition, LOI; Heiri *et al.* 2001), con el objetivo de determinar el contenido de Carbono Orgánico Total (TOC) y Carbono Inorgánico Total (TIC).

Los valores de TOC obtenidos varían entre 0,82 y 4,81%, con valores máximos en las muestras de las lagunas Katerina y Andrea (4,37 y 4,81% respectivamente). Valores de TOC entre 2 y 3% se calcularon en muestras de 16 lagunas (Adriana, Adru, Cecilia, Esther, Florencia, Graciela, Ileana, Karina, Linda, Ludmila, María, Marta, Sara, Soledad, Susan y Valentina), mientras que en las 14 restantes (Alejandra, Claudina, Joanna, Joaquina, Juanita, Martina, Natasha, Nora, Norma, Paula, Silvia, Tamara, Tatana, Trinidad) los valores de TOC son < 2%. Los mayores valores de TOC se deben a la presencia de matas algales y cianobacterias, que fueron evidenciadas en las lagunas y además, se relacionan con los altos valores de pH que se registran debido a la fotosíntesis de estos organismos (Chaparro *et al.* 2014).

El contenido de TIC es relativamente bajo en todas las muestras, con valores < 1% (de 0,14 a 0,64%). Se diferencia la muestra de sales precipitadas, la cual posee un valor de TIC de 1,24%. Este último valor se debe a los importantes procesos de evaporación que ocurren durante la época estival, período en que se tomaron las muestras, los cuales generan una disminución en el nivel del cuerpo de agua y la consecuente concentración de elementos disueltos, acompañado generalmente con la precipitación de sales (carbonatos y sulfatos, Lecomte *et al.* 2016).

El análisis realizado en este trabajo es comparable con el de Lecomte *et al.* (2016) realizado en otras islas antárticas. Se concluye en ambos que la producción de carbonatos en las lagunas es baja, y se puede asumir que la fracción siliciclástica inorgánica constituye el principal componente de los sedimentos.

Chaparro Marcos A. E., J. D. Gargiulo, M. A. Irurzun, M. A. E. Chaparro, K. L. Lecomte, H. N. Böhnelt, F. E. Córdoba, P. A. Vignoni, N. T. Manograsso Czalbowski, J. M. Lirio, N. R. Nowaczyk y A. M. Sinito, 2014. El uso de parámetros magnéticos en estudios paleolimnológicos en Antártida. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol 21, n.2, pp. 0-0. ISSN 1851-4979.

Heiri O., A. F. Lotter y G. Lemcke, 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101-110.

Lecomte K. L., P. A. Vignoni, F. E. Córdoba, M. A. E. Chaparro, M. A. E. Chaparro, K. Kopalova, J. D. Gargiulo, J. M. Lirio, M. A. Irurzun y H. N. Böhnelt, 2016. Hydrological systems from the Antarctic Peninsula under climate change: James Ross archipelago as study case. *Environmental Earth Sciences* 75(7): 1-20.

Lirio JM, S.H Coria, S.N.B. Lopez, P.A Vignoni, T.J. Kohler, K. Kopalov, M.A. Chaparro, K.L. Lecomte, D. Navlt y W.P. Mac Cormac, 2015. Characteristics and Origin of the Lakes and Ponds of Clearwater Mesa, James Ross Island, Antarctic Peninsula. *12th International Symposium on Antarctic Earth Sciences (ISAES XII)*.

DEPÓSITOS DE INTERACCIÓN EÓLICA-FLUVIAL EN LA SECCIÓN BASAL DE LA FORMACIÓN VINCHINA (MIOCENO), LA RIOJA, ARGENTINA

L.J. Schencman¹, S.A. Marensi¹ y C.O. Limarino¹

¹IGEBA-CONICET, Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires, jazminsch@gmail.com,
smarensi@hotmail.com, oscarlimarino@gmail.com

Los depósitos de interacción eólica-fluvial son comunes en ambientes continentales áridos y semiáridos y responden tanto a fluctuaciones de pequeña escala temporal, entre los diferentes procesos depositacionales, como a cambios de mayor escala en los controles alocíclicos de la cuenca tales como clima, tectónica y aporte de sedimentos (Kocurek y Havholm 1993). La Formación Vinchina (Turner 1964) comprende una espesa sucesión de bancos rojos que representan depósitos de sistemas aluviales, lacustres efímeros y eólicos (Limarino *et al.* 1999; Tripaldi *et al.* 2001). En este trabajo se describen las acumulaciones que corresponden a la parte inferior de la unidad aflorante a lo largo de la quebrada del río Tambillos (28°35'04''S y 68°04'53''O), Sierra de Los Colorados, provincia de La Rioja. Las mismas corresponden a un sistema depositacional de interacción eólica-fluvial. Se sigue aquí el criterio propuesto por Tripaldi y Limarino (2008) quienes consideraron a los depósitos de interacción eólica-fluvial como formados por la interestratificación, a escala métrica o menor, de sedimentos depositados por el viento y la acción fluvial, excluyendo de este modo a las secuencias eólicas con intercalaciones fluviales de decenas de metros de espesor, a las que consideraron debidas a cambios ambientales mayores (cambios de facies). La sucesión estudiada presenta un espesor de 250 m y se caracteriza por la recurrencia de ciclos grano y estratocrecientes de aproximadamente 15 m de espesor promedio. Los mismos comprenden cuatro términos. El inferior está dominado por fangolitas laminadas o masivas (litofacies Fm, Fl) con abundantes grietas de desecación. En forma transicional el segundo intervalo comprende fangolitas y areniscas finas a medianas, que presentan laminación paralela, estructuras heterolíticas o capas macizas (Sh, Srh y Sm). Por encima, y en contacto erosivo, se desarrolla un término que se inicia con conglomerados y brechas intraformacionales, seguidos por areniscas medianas a gruesas masivas (Sm), o con estratificación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo o tabular planar (Sh, Sl y Sp). Las areniscas de todos estos paquetes presentan moderada a pobre selección y 15% de matriz promedio, que ocasionalmente se incrementa hasta el 30%. Los clastos son subangulosos y presentan contactos rectos a tangenciales, observándose raramente una fábrica flotante. Finalmente, el término superior está compuesto por areniscas finas y muy finas, bien seleccionadas, que conforman bancos tabulares con estratificación entrecruzada de escala métrica (*sets* de 4 m en promedio) muy bien desarrollada (Spe y Ste). Estas areniscas son moderada a moderadamente bien seleccionadas, con valores de matriz promedio de 2,7%. Los clastos son subredondeados a subangulosos y la fábrica está dominada por contactos tangenciales, rectos y flotantes en cemento. Los primeros tres términos se interpretan como depósitos de subambientes de origen fluvial. El arreglo grano y estratocreciente sugiere la progradación de lóbulos terminales de sistemas fluviales distributarios (Nichols y Fisher 2007). El último término es interpretado como acumulaciones eólicas producto del retrabajo de los sedimentos aluviales durante un período de abandono del lóbulo. Dada la potencia de los entrecruzamientos, se infiere el desarrollo de dunas aisladas de mediano porte. La posición estratigráfica de la sucesión descripta ubicada en el límite entre las formaciones Vallecito (origen eólico) y Vinchina (dominada por sistemas fluviales) sugiere que la misma representa la progresiva disminución de la aridez que tuvo lugar durante el Mioceno en la zona de estudio.

Kocurek, H. y K.G. Havholm, 1993. Eolian sequence stratigraphy—A conceptual framework. En: Weimer, P. y Possamentier, H.W. (Eds) *Siciliclastic Sequence Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs 58: 393-409.

Limarino, C.O., A. Tripaldi, A.T. Caselli, S. Marensi, G. Re y L.I. Net, 1999. Facies, paleoambientes depositacionales y edad de la Formación Vinchina, Neógeno, provincia de La Rioja. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino* 1: 65. Salta.

Nichols, G. y J. Fisher, 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195: 75-90.

Tripaldi, A. y C.O. Limarino, 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

Tripaldi, A., L.I. Net, C.O. Limarino, S. Marensi, G. Re y A.T. Caselli, 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 443-465.

Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín N° 100, 81 pp. Buenos Aires.

CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL Y SECUENCIAL DE DEPÓSITOS DELTAICOS DEL MB. PILMATUÉ EN EL CENTRO DE LA PROVINCIA DE NEUQUÉN (ARGENTINA)

E. Schwarz¹, C. Echevarría² y G.D. Veiga¹

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP- CONICET), La Plata, Argentina,
eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar

² Petrobras Argentina S.A., Colonia Valentina, Neuquén, carlos.echevarria@petrobras.com

Se presentan los resultados de un estudio integrado de testigos de testigos corona y perfiles de pozo del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio en una región del subsuelo del centro de la provincia del Neuquén (Área El Mangrullo) con el objetivo de caracterizar los principales sistemas de acumulación y su evolución espacial y estratigráfica. Esta unidad posee unos 450 m de espesor en el área de trabajo y se apoya mediante una superficie neta por encima de depósitos estuarinos del techo de la Formación Mulichinco; su tope representa una superficie de discontinuidad subaérea, que la separa del Miembro Avilé. El intervalo de estudio abarca la mitad superior de la unidad (unos 220 m estratigráficos), para el cual se dispuso de 308 m de testigos corona de cuatro pozos, sumado a perfiles eléctricos de 17 sondeos que cubren un área de unos 120 km².

Para el intervalo considerado se reconocieron doce asociaciones de facies vinculadas casi en su totalidad al desarrollo de sistemas deltaicos. Dos asociaciones representan depósitos de planicie deltaica, denominadas *canales distributarios* y *planicies interdistributarias*, respectivamente. Cinco asociaciones representarían un ambiente de frente deltaico con dominio de acción fluvial, de las cuales tres se asignan a condiciones proximales (asociaciones *barras de desembocadura*, *lóbulos arenosos* y *bahías interdistributarias*), y dos corresponden a condiciones de frente deltaico distal hasta prodelta (*lóbulos distales* y *depósitos finos de prodelta*). En forma adicional, se reconocen tres asociaciones equivalentes también a ambiente de frente deltaico, pero acumuladas bajo la influencia de la acción de olas (*barras de desembocadura influenciadas por olas*, *lóbulos arenosos influenciados por olas* y *lóbulos distales influenciados por olas*). Se identificó además una asociación que corresponde a las condiciones más distales, en un ambiente de offshore (*depósitos de offshore*), más allá de la influencia de procesos directos de descarga fluvial y olas. Finalmente, se reconoció una asociación vinculada a periodos transgresivos de diferente jerarquía dentro de la evolución deltaica (*depósitos transgresivos*). Todas las asociaciones están compuestas por sedimentitas silicoclásticas a excepción de la última nombrada que posee variable participación de componentes carbonáticos.

El registro vertical de las asociaciones de facies y las superficies claves reconocidas permitieron identificar cinco secuencias deposicionales de similar jerarquía (denominadas secuencias 8 a 12), cuyos espesores varían entre 20 y 80 m. Internamente las secuencias poseen un claro arreglo progradante, desde asociaciones de prodelta hasta asociaciones de planicie deltaica. Volumétricamente dominan los registros verticales de facies arenosas de frente deltaico, que pueden alcanzar espesores continuos de hasta 40 m. Los sistemas deltaicos progradaban en general desde el Este al Oeste, pero cada secuencia muestra variaciones particulares, con etapas de progradación dominante de sureste a noroeste y otras de noreste a sudoeste. Si bien la mayoría de éstos están caracterizados por una fuerte influencia de los procesos fluviales, durante la etapa final de la evolución sedimentaria (secuencias 11 y 12), los deltas muestran una mayor participación de procesos generados por olas de buen tiempo y tormenta en el frente deltaico. Las secuencias están limitadas por superficies transgresivas separando depósitos de planicies deltaicas por debajo y finos de prodelta por arriba, que se extienden a lo largo de todo el área de estudio. Suelen estar cubiertas por delgados depósitos de la asociación *Depósitos Transgresivos*. Superficies transgresivas de menor jerarquía y menor distribución areal se reconocieron dentro de las secuencias y representan reconfiguraciones menores del sistema.

Este estudio permite identificar y caracterizar en detalle porciones subáreas y subaéreas de sistemas deltaicos del Hauteriviense de la Cuenca Neuquina, lo cual agrega un elemento indispensable para las reconstrucciones paleogeográficas de este periodo y aporta información clave para comprender a mayor escala las principales regiones de aporte y entrada de sedimentos terrígenos a los medios marinos.

COMPARACIÓN ENTRE DEPÓSITOS HOLOCENOS Y CRETÁCICOS PARA EL REFINAMIENTO DE MODELOS DE ACUMULACIÓN EN SISTEMAS MARINOS SOMEROS DOMINADOS POR OLAS

E. Schwarz y G.D. Veiga

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP- CONICET), La Plata, Argentina,
eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar, veiga@cig.museo.unlp.edu.ar

Paquetes de reflectores inclinados asociados a las porciones más someras de sistemas marinos dominados por olas (barreras, *strandplains*) han sido descriptos por medios geofísicos en numerosos estudios del registro holoceno. Los reflectores comúnmente inclinan en dirección al mar (hasta 10° de inclinación), se extienden por decenas de metros y los paquetes son predominantemente arenosos. Estratos inclinados de gran escala en el tope de una sucesión marina somerizante (parasecuencia) perteneciente al Mb. Pilmatué de la Fm. Agrio (Hauteriviano, Cuenca Neuquina, Argentina) poseen un diseño arquitectural similar. Dicho estratos inclinados se componen de areniscas y areniscas bioclásticas, poseen geometría tangencial inclinando mar adentro (6° de promedio) y espesores de hasta 3 m. En la parte superior de dichos estratos arenosos (*foresets*) predomina la laminación horizontal y en las inferiores (*bottmosets*) dominan estratificación en artesa de pequeña escala y laminación ondulítica de óndulas asimétricas. Los estratos individuales pueden trazarse por < 40 m y hacen *downlap* sobre superficies erosivas. Estas superficies, regularmente espaciadas (20-40 m), limitan paquetes de estratos truncando estratos previos y por encima de ellas se concentran capas bioclásticas. Las superficies erosivas se vuelven subhorizontales mar adentro y gradualmente pasan a areniscas de *lower shoreface* intensamente bioturbadas (suite de icnofacies de *Skolithos*), en donde esporádicamente se distingue estratificación entrecruzada monticular.

Tanto los atributos sísmicos del registro holoceno como el diseño arquitectural del tope de la parasecuencia cretácica se interpretan como el producto de la sedimentación en un ambiente de *upper shoreface-foreshore* (colectivamente agrupables bajo el término *beachface*) y su migración mar adentro durante fenómenos de progradación. Esta arquitectura interna y las facies identificadas en afloramiento (amplio dominio de laminación horizontal) claramente contrastan con los modelos típicos de facies en los cuales el ambiente de *upper shoreface* se identificaría a partir de una abundancia de facies arenosas con *sets* con estratificación entrecruzada en artesa y sin superficies adicionales significativas. Por el contrario, la morfología deposicional y las facies descriptas en el ejemplo cretácico sugieren condiciones dominantes de alto régimen de flujo oscilatorio en las zonas de deslizamiento y lavado, y formación de óndulas y pequeñas dunas en los sectores de rompiente y transformación interna más proximal. Esta configuración morfológica implica el desarrollo de un *beachface* sin barras y canaletas, situación común en costas de alto gradiente. En este contexto, la progradación de corto término se habría producido por acreción del *beachface* durante condiciones de relativo equilibrio, resultando en paquetes individuales de estratos inclinados. Las superficies de erosión representarían escarpas generadas durante retrogradación de la playa, que podrían deberse a fenómenos autocíclicos (dinámica propia de barras de *swash*?) o relacionados con tormentas (eventos excepcionales o periodos con mayor frecuencia). Los procesos de acreción y erosión se habrían combinado para producir una progradación que suele ser medible en algunos kilómetros de extensión, y cuya duración en los depósitos holocenos puede acotarse temporalmente en centenaes a pocos miles de años.

La integración de estudios sobre depósitos someros holocenos y un ejemplo análogo cretácico permiten proponer un nuevo modelo facial y arquitectural para los sectores del *upper shoreface-foreshore* cuando este sector se encuentra desprovisto de barras y canaletas generadas por corrientes longitudinales. En este caso la migración de corto y mediano término deja un diseño arquitectural distintivo, identificable con distintos tipos de set de datos, y cuyo reconocimiento es también de vital importancia para una caracterización de reservorios análogos. El grado de heterogeneidad y compartimentalización esperables en el caso tratado aquí serían más significativas que si se empleara para la caracterización como reservorio el modelo clásico que se posee hasta la actualidad.

ANÁLISIS AMBIENTAL EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO SUQUÍA: GEOQUÍMICA Y PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS SEDIMENTOS TRANSPORTADOS

L.D. Sepúlveda¹, A.I. Pasquini¹, K.L. Lecomte¹, E.G. Mansilla² y M.A.E. Chaparro^{2, 3}

¹Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), UNC, CONICET, Córdoba, Argentina, sepulveda.dlaura@gmail.com, apasquini@unc.edu.ar, karina.lecomte@unc.edu.ar

²Universidad del Centro de la Provincia de Buenos Aires, mansillaestefi@gmail.com

³Centro de Investigaciones en Física e Ingeniería del Centro de la Provincia de Buenos Aires (CIFICEN – CONICET) Tandil, Argentina, chaparro@exa.unicen.edu.ar

El río Suquía en su curso medio, atraviesa la ciudad de Córdoba (~1,5 millones de habitantes) y por consecuencia se encuentra sometido a un alto grado de contaminación, particularmente por efluentes urbanos. Trabajos realizados en el área (por ejemplo, Nimptsch *et al.*, 2005; Pasquini *et al.*, 2012) indican que, en general, en la fase disuelta, los principales parámetros de calidad afectados por contaminación antrópica son aquellos vinculados a los procesos biogeoquímicos. Sin embargo, los metales pesados y demás potenciales contaminantes (otros elementos traza) se encuentran en concentraciones similares a aquellas propias de las áreas cuasi-prístinas de la cuenca alta. Este trabajo se centró en el análisis de los sedimentos de fondo transportados por el río Suquía con el objetivo de determinar el estado ambiental del sistema a través de las propiedades químicas y magnéticas de esta fracción sólida. Con este fin, se tomaron muestras de sedimentos de fondo y se midió la susceptibilidad magnética *in situ* (k_{IS}). Se realizó un análisis granulométrico, se determinó la composición geoquímica de la fracción <62,5 μm (óxidos mayoritarios y elementos traza) y diversos parámetros magnéticos (χ , $K_{FD}\%$, MRA, K_{MRA} , χ_{MRA} , K_{MRA}/K_{ratio} , MRA/SIRM, SIRM, H_{CR} , SIRM/ χ).

Los sedimentos se encuentran compuestos principalmente por arenas gruesas a medias. La composición química mayoritaria está dominada por SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 y en menor medida CaO . Las concentraciones de SiO_2 y Al_2O_3 se mantienen constantes a lo largo de la cuenca media mientras que el Fe_2O_3 y CaO presentan concentraciones más variables. Desde el punto de vista geoquímico, los sedimentos se clasifican como pelitas y Fe-pelitas, evidenciando un bajo grado de madurez mineralógica como consecuencia esperable dada la cercanía del área de aporte. Elementos como Fe, Mn, Ti, P, As, Y, Zr, Nb, Ag, Hf, Th y U se encuentran en concentraciones de 1 a 2 órdenes de magnitud superiores a la Corteza Continental Superior (CCS). Los contenidos de elementos de tierras raras (ΣETR) son también superiores a los de la CCS variando entre ~300 y ~1300 ppm. La susceptibilidad magnética medida *in situ* varía entre ~20 y ~385 $\times 10^{-5}\text{SI}$, tales variaciones pueden deberse al aporte litológico (rocas ígneas y sedimentarias) y antropogénico (industria minera, emisiones urbanas). Los valores de χ varían entre ~10 y ~1100 $\times 10^{-8}\text{ m}^3\text{ kg}^{-1}$, mientras que $k_{FD}\%$ presenta valores >2% en la mayor parte de las muestras. Estos valores se compararon con los obtenidos en otros ríos de características similares e indicaron la presencia de contaminación antrópica. Las mayores concentraciones medidas, tanto de los metales como de los parámetros magnéticos, se registraron aguas abajo de una cantera de rocas localizada en las cercanías del río, antes del área urbana. Un análisis de factores realizado a partir de variables geoquímicas y magnéticas indica que el ~52% de la variabilidad del sistema está explicado por un factor que incluye Fe, Mn, Ti, P, Cr, Co, Hf, ETRP y χ y que representaría la litología y la actividad antrópica (canteras), mientras que otros dos factores que explican el ~22% y ~18% respectivamente, estarían indicando la influencia antrópica urbana, por ejemplo el drenaje urbano, gases y material particulado emitidos por automóviles, etc.

Nimptsch, J., Wunderlin, D. A., Dollan, A., y Pflugmacher, S. 2005. Antioxidant and biotransformation enzymes in *Myriophyllum quitense* as biomarkers of heavy metal exposure and eutrophication in Suquía River basin (Córdoba, Argentina). *Chemosphere*, 61(2): 147-157.

Pasquini, A. I., Formica, S. M., y Sacchi, G. A. 2012. Hydrochemistry and nutrients dynamic in the Suquía River urban catchments, Córdoba, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 65(2): 453-467.

EVIDENCIAS DE CICLICIDAD MAREAL EN LAS ARENISCAS CUARZOSAS DE LA FORMACIÓN PASO DEL SAPO, SOBRE LAS MÁRGENES DEL TRAMO MEDIO DEL RÍO CHUBUT

G.A Simunovich¹ y R.A Scasso^{1, 2}

¹Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, german.simunovich@hotmail.com

²Instituto de Geociencias Básicas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina, rscasso@gl.fcen.uba.ar

En ambas márgenes del cañón del tramo medio del Río Chubut, se expone en los barrancos una sucesión de areniscas cuarzosas entrecruzadas, en las que predominan los tamaños de arenas medianas a gruesas. Estos depósitos pertenecientes a la Formación Paso del Sapo (Campaniano – Maastrichtiano inferior) (Lesta y Ferello, 1972) presentan rasgos que permiten compararlos con los depósitos de estuarios dominados por mareas (Dalrymple *et al.*, 1992), con la diferencia de que la granulometría de la secuencia sedimentaria en estudio es superior a la que se esperaba encontrar en la mayoría de los estuarios de este tipo (Spalletti, 1996; Scasso *et al.*, 2012; Simunovich, 2015). Si bien se habían reconocido depósitos mareales en esta localidad, no se habían descripto en detalle ritmitas mareales. En la localidad de La Gloria se exponen excelentes afloramientos de los niveles inferiores a medios de dicha formación, preservándose espesos paquetes sedimentarios delimitados por discontinuidades de diversa jerarquía. Del análisis de las estructuras sedimentarias presentes se destacan, entre otros, rellenos de canales mareales, migración de complejos de barras mareales y la presencia subordinada de materiales finos de planicies intermareales (Simunovich, 2015).

La acción de las mareas en estos depósitos queda muy bien evidenciada por la presencia de una intercalación rítmica de láminas finas y gruesas dentro de los *foresets* de las areniscas entrecruzadas (*tidal bundles*), y por la bipolaridad de las paleocorrientes registradas en areniscas que presentan estratificación entrecruzada tipo *herringbone*. El análisis detallado de las variaciones de espesores en los *foresets* de las areniscas entrecruzadas permitió reconocer patrones rítmicos alternantes presentando una misma dirección de migración, pero marcando una diferencia en la energía dentro del sistema fluvio-mareal. Dado el alto nivel energético del sistema, en el que dominaban las paleocorrientes dirigidas hacia el sur-sureste (corriente de reflujo) (Spalletti, 1996; Scasso *et al.*, 2010), no quedan registrados o son poco comunes los *mud drapes*, que representarían los momentos de pleamar y bajamar. Tampoco quedan registros de los momentos de la corriente de flujo (creciente), esto último se explica por la dinámica de la migración de las barras mareales que dejaron estos depósitos arenosos, las que migraban en dirección de la salida del estuario. Por el contrario, son fácilmente reconocidos los momentos de corrientes de reflujo a partir de la excelente preservación de las variaciones granulométricas observadas en los *foresets*, como se mencionó previamente.

A partir de estos últimos se pudieron realizar mediciones y tratamientos estadísticos e interpretativos sobre la dinámica mareal que controlaba el ambiente. Los resultados sugieren un patrón de mareas semidiurnas, con una marea dominante y una subordinada. Además, es posible separar entre períodos donde quedan registradas las mareas muertas, reconocidas a partir del escaso desarrollo del espesor de las láminas de los *foresets* y menores diferencias de tamaño de grano entre las mismas; a diferencia de períodos en los que se registran mareas de sicigia, evidenciadas por contactos basales erosivos, y aumentos en el espesor de las láminas y del tamaño de grano de las arenas.

Dalrymple, R.W., B.A. Zaitlin y R. Boyd, 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62:1130-1146.

Lesta, P. y R. Ferello, 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En A.F. Leanza (Ed.) en Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 601-654.

Scasso, R.A., J.I. Cuitiño e I. Escapa, 2010. *Mesozoic- Cenozoic Basins of Central Patagonia with emphasis in their tidal systems*. Field excursion Guide. XVIII International Sedimentological Congress "Sedimentology at the Foot of the Andes".

Scasso, R.A., M. Aberhan, L. Ruiz, S. Weidemeyer, F.A. Medina y W. Kiessling, 2012. Integrated bio- and lithofacies analysis of coarse-grained, tide-dominated deltaic environments across the Cretaceous/Paleogene boundary in Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 36:37-57.

Simunovich G.A., 2015. Estudio Sedimentológico y Paleoambiental de la Formación Paso del Sapo, Departamento de Gastre, Provincia del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, 114 pp., FCEN, UBA, inédito, 49-72.

Spalletti, L.A., 1996. Estuarine and shallow-marine sedimentation in the Upper Cretaceous- Lower Tertiary west-central Patagonian Basin (Argentina). In de Batist, M. y P. Jacobs (Eds.), *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. Geological Society of London, Special Publication 117:81-93.

CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE BERTIOGA, SÃO PAULO (BRASIL)

C.R. de G. Souza¹, M.H.M. Abreu² e R.V. Gomes³

¹Instituto Geológico, São Paulo-SP, Brasil, celiagouveia@gmail.com

²Av. Prof. Lineu Prestes, São Paulo-SP, Brasil. marcohenriquema@gmail.com

³Av. Prof. Lineu Prestes, São Paulo-SP, Brasil, rogeriogomes@usp.br

A presente pesquisa está inserida nos estudos referentes à evolução quaternária das planícies costeiras do Estado de São Paulo (Brasil), confinadas entre o Oceano Atlântico e a borda do escarpamento estrutural do Planalto Atlântico (Serra do Mar). A planície costeira de Bertioiga, com extensão de aproximadamente 45 km, largura máxima de apenas 6 km e profundidade de até 100 m na parte central (presença de um hemi-gráben), é um exemplo de evolução morfotectônica e eustática, que resultou numa configuração geológico-geomorfológica complexa (Souza, 2015). Ela reúne todos os tipos de ambientes de sedimentação (Unidades Quaternárias - UQs) comuns em extensas planícies costeiras, a saber: (a) marinho-praial - praias atuais (Pr), cordões litorâneos (LHTb) e terraços marinhos holocênicos (LHTa), e duas gerações de terraços marinhos pleistocênicos baixos (LPTb) e altos (LPTa); (b) estuarino-lagunar e paludial - planícies de maré atuais (LOL) e depressões estuarinolagunares holocênicas colmatadas, que evoluíram para ambientes paludiais atuais (LCD); (c) fluvial - terraços aluviais, barras fluviais e depósitos de leito e de planície de inundação holocênicos a atuais (LHF) e pleistocênicos (LPF), e planícies de depósitos mistos (aluviais e de colúvios de baixada/corridas de detritos) holocênicos a atuais (LMP). Vários estudos ambientais e que envolvem direta ou indiretamente aspectos sedimentológicos têm sido feitos nessa planície costeira, abordando os seguintes temas principais: mapeamentos geológicos, geomorfológicos e pedológicos, geocronologia, hidrogeologia, neotectônica, fitossociologia e florística (vegetação) e riscos ecológicos. O presente trabalho tem por objetivo apresentar uma síntese das principais características sedimentológicas das UQs, baseada na análise e compilação desse amplo conjunto de dados disponíveis. Os parâmetros escolhidos foram: diâmetro médio e grau de seleção (ambos na escala ϕ) dos sedimentos, presença de minerais pesados em depósitos marinhos, morfoscopia dos grãos, profundidade do lençol freático (NA), solos associados e altimetria dos depósitos. O diâmetro médio dos sedimentos da planície costeira varia entre silte médio (5.74 ϕ) até areia grossa (0.33 ϕ), e o grau de seleção de muito pobremente selecionado (3.24 ϕ) a muito bem selecionado (0.30 ϕ). Quanto aos minerais pesados, os opacos (ilmenita, magnetita e hematita) representam 44%-78% do total, e os transparentes de 22%-56%; os ultraestáveis incluem 11-53% de turmalina, 5-37% de zircão e 2-16% de rutilo, todos mais abundantes em LPTa, o que lhe confere maior índice ZTR, que diminui no sentido de LHTb. O NA é mais profundo (>1,5 m) em LPTa e LPTb, e mais raso a aflorante (0-0,2 m) em LCD (sedimentos pelíticos) e nas áreas úmidas atuais. Nas análises morfoscópicas foram encontrados grãos de areia desde angulosos até bem arredondados, de textura predominantemente lisa (retrabalhamento em meio aquoso). Em relação aos solos associados, nos depósitos marinho-praiais ocorrem Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos Humilúvicos e Ferrihumilúvicos; nas depressões paleoestuarinolaslagunares/paludiais ocorrem Organossolos Tiomórficos e Háplicos e Gleissolos Melânicos; nos ambientes fluviais e mistos os solos são Neossolos Flúvicos, Gleissolos Háplicos e Tiomórficos, Cambissolos Flúvicos e Háplicos. As altimetrias dos depósitos quaternários variam de 0 a 13 m. As características principais de cada UQ são apresentadas a seguir, em ordem da linha de costa rumo às encostas da Serra do Mar. Pr (altitude: 0-2 m) – diâmetro médio entre 2.95-3.36 ϕ ; grau de seleção entre 0.73-1.85 ϕ ; NA entre 0-0,2 m; grãos arredondados e lisos. LHTb (altitude: 1,5-2,5 m) – diâmetro médio entre 2.64-2.95 ϕ ; grau de seleção entre 0.29-0.41 ϕ ; NA entre 0,4-1,2 m; grãos sub-arredondados e lisos. LHTa (altitude: 3-4 m) – diâmetro médio entre 2.95-3.06 ϕ ; grau de seleção entre 0.31-0.38 ϕ ; NA entre 0,5 m-1,5 m; grãos sub-arredondados e lisos. LPTb (altitude: 4,5-9 m) – diâmetro médio entre 2.96-3.23 ϕ ; grau de seleção entre 0.29-0.33 ϕ ; NA 1-2,7 m; grãos sub-angulosos a sub-arredondados e lisos. LPTa (altitude: 4,5-13 m) – diâmetro médio entre 2.90-2.95 ϕ ; grau de seleção entre 0.73-1.85 ϕ ; NA entre 1- >3 m; grãos sub-arredondados e lisos. LOL (altitude: -0,5-1,5 m) – diâmetro médio entre 3.36-2.95 ϕ ; grau de seleção entre 0.73-1.85 ϕ ; NA $\leq$ 0,1 m; grãos angulosos a arredondados e lisos. LCD (altitude: 1-2 m) – diâmetro médio entre 3.36-4 ϕ ; grau de seleção entre 3.3-0.73 ϕ ; NA de 0-0,2 m; grãos angulosos a sub-angulosos e lisos. LHF (altitude: 2-5 m) – diâmetro médio entre 3.40-3.10 ϕ ; grau de seleção entre 0.38-0.87 ϕ ; NA entre 0,5-1,2 m; grãos sub-angulosos a sub-arredondados e lisos. LPF (altitude: 7,5-10 m) – diâmetro médio entre 4.79-0.32 ϕ ; grau de seleção entre 0.35-3.23 ϕ ; NA entre 0,5-1,5 m; grãos arredondados a sub-arredondados e lisos. LMP (altitude: 5-7 m) – diâmetro médio entre 1.08-4.37 ϕ ; grau de seleção entre 1.99-2.41 ϕ ; NA entre 0,2-1,1 m; grãos angulosos a sub-angulosos e lisos.

Souza, C.R. de G. 2015. The Bertioiga Coastal Plain: An Example of Morphotectonic Evolution. In: Vieira, B. C.; Salgado A.; Santos L. (org). *Landscapes and Landforms of Brazil*. São Paulo: Springer, Cap. 11: 115-134.

BALANÇO SEDIMENTAR DA PRAIA DE SANTOS ANTES, DURANTE E APÓS AS OBRAS DE DRAGAGEM DE APROFUNDAMENTO DO CANAL DO PORTO DE SANTOS (SÃO PAULO, BRASIL)

C.R. de G. Souza¹, M.L. Gouveia² e A.P. Souza³

¹Instituto Geológico, São Paulo, SP. Brasil. celiagouveia@gmail.com

²São Paulo, SP. Brasil. mluizgouveia@yahoo.com.br

³São Paulo, SP. Brasil. apsouza56@yahoo.com.br

As praias são ambientes de extrema relevância ambiental e social, imprescindíveis à proteção das estruturas urbanas e à conservação dos ecossistemas costeiros. Modificações nesse ambiente, causadas por processos naturais ou intervenções antrópicas como, por exemplo, obras de dragagem, podem ser identificadas a partir da avaliação temporal do balanço sedimentar da praia. O presente estudo tem como objetivo apresentar os resultados das análises do balanço sedimentar da Praia de Santos (Baixada Santista, litoral central do Estado de São Paulo) para o período de janeiro/2010 a dezembro/2011 e janeiro a dezembro/2013. Esta é uma das praias que estão sendo monitoradas no âmbito do Programa de Monitoramento do Perfil Praia (Codesp), com o objetivo de identificar possíveis impactos devido às obras de dragagem de aprofundamento (de 12 para 15 m) do Canal do Porto de Santos. O arco praiado estudado se estende entre o espigão do emissário submarino (extremidade oeste) e a Ponta da Praia (extremidade leste), localizada junto à desembocadura do canal estuarino, e é segmentado por 6 canais artificiais de drenagem. Os perfis de monitoramento foram locados em cada uma das extremidades da praia, ao lado de cada canal de drenagem e entre estes, totalizando 21 perfis. A praia foi monitorada mensalmente, durante fases de maré de quadratura e em diferentes condições meteorológicas-oceanográficas, tendo sido registrados 9 eventos de ressaca em 2010 (entre abril e dezembro, a maioria de forte-muito forte intensidade), 3 em 2011 (1 de forte intensidade) e 7 em 2013 (a maioria de fraca a média intensidade). Para o presente estudo foram realizados os seguintes estudos: levantamento topográfico dos perfis; cálculo do volume dos perfis (m^3/m linear) e total da praia (somatória dos perfis); cálculo do balanço sedimentar; análise dos volumes médios em função da sazonalidade; análise do balanço sedimentar em relação às condições meteorológicas-oceanográficas: tempo bom (CN), instabilidade (CI), passagem de sistema frontal (CF), atuação de ressaca (CR) e após ressaca; análise da variação percentual dos volumes médios em relação às obras de dragagem. Os resultados mostraram que a praia apresenta dois setores bastante distintos em termos de volume: o setor centro-oeste (perfis 03 a 13), mais construtivo, no qual os volumes médios variaram entre $128,2 \text{ m}^3/\text{m}$ (perfil 03) e $243,3 \text{ m}^3/\text{m}$ (perfil 10), com média total de $161,3 \text{ m}^3/\text{m}$; e o setor leste (perfis 14 a 23), mais erosivo, em que os volumes médios oscilaram entre 100 e $50 \text{ m}^3/\text{m}$ (média de $73,8 \text{ m}^3/\text{m}$), à exceção do perfil 23, onde a erosão é historicamente acelerada e o volume médio foi bastante inferior aos demais ($10,5 \text{ m}^3/\text{m}$). Todos os perfis apresentaram balanço sedimentar final (2010-2013) positivo ou em equilíbrio, exceto o perfil 23, cujo balanço foi muito negativo, evidenciado por redução de volume de 71,6%. No setor centro-oeste o balanço sedimentar foi mais positivo (média de $52,5 \text{ m}^3/\text{m}$) do que no setor leste (média de $9,8 \text{ m}^3/\text{m}$). O perfil 07 apresentou o balanço mais positivo de todos os perfis, com incremento final de 70,5% em seu volume. O perfil 12 se destacou pelo equilíbrio absoluto, com balanço final nulo ($-0,79 \text{ m}^3/\text{m}$). Em relação à sazonalidade: em 2010 o verão registrou maior volume praiado, seguido do inverno, da primavera e do outono; em 2011, o verão também apresentou o maior volume praiado, seguido da primavera, do outono e do inverno; em 2013, a primavera registrou maior volume, seguida do inverno, do verão e do outono. No tocante às diferentes condições meteorológicas-oceanográficas, o balanço sedimentar final da praia variou da seguinte maneira: $1132,6 \text{ m}^3/\text{m}$ em CN; $801,2 \text{ m}^3/\text{m}$ em CR; $-17,1 \text{ m}^3/\text{m}$ em CN/pós-R; e $-3,2 \text{ m}^3/\text{m}$ em CI + CF. No setor centro-oeste: todos os perfis apresentaram balanço sedimentar final positivo em CN (exceto o perfil 13, negativo), e em CR e CI-CF (exceto o perfil 13, muito negativo); em CN-pós R, houve maior variabilidade, com os perfis 03, 10, 11 e 13 evidenciando balanço negativo, os perfis 04, 07 e 09 mostrando balanço positivo e os demais permanecendo em equilíbrio. No setor leste: em CN, os perfis 17, 18, 20, 21 e 22 apresentaram balanço positivo, os perfis 14, 15, 16 e 23 tiveram balanço negativo e os demais permaneceram em equilíbrio; durante CR o balanço foi positivo ou nulo em quase todos os perfis, exceto em 20 e 23 (balanço negativo); em CN-pós R o balanço também foi positivo para a maioria, exceto em 14 e 23 (negativo); em CI-CF, todos os perfis apresentaram balanço positivo, exceto em 23 (negativo). O balanço sedimentar final total da praia foi positivo, totalizando um incremento de 31% no volume ($675,3 \text{ m}^3/\text{m}$), com ganhos de $333,5 \text{ m}^3/\text{m}$ entre 2010-2011 e $341,8 \text{ m}^3/\text{m}$ entre 2011-2013, o que evidencia comportamento muito similar entre as fases de antes/durante e após a dragagem. Em relação à distribuição volumétrica da praia: antes das obras de dragagem (janeiro a março/2010 - verão) o setor centro-oeste contabilizava 67,8% do volume total, e o setor leste 32,2%; durante a dragagem (abril a dezembro/2010 - período com maior número de ressacas) esse percentual mudou para 72,6% e 27,4%, respectivamente; e após a dragagem (2011-2013) a distribuição passou para 70,4% e 29,9% respectivamente. Considerando ainda as respectivas médias relativas a todo o ano de 2010 (antes + durante a dragagem), que correspondem a 70,2% e 29,6%, então é possível concluir que a praia permaneceu morfodinamicamente estável durante o monitoramento.

IDENTIFICAÇÃO DE PROCESSOS SEDIMENTARES EM PRAIAS POR MEIO DA VARIABILIDADE TEMPORAL DE CÉLULAS DE DERIVA LITORÂNEA

C.R. de G. Souza¹, A.P. Souza² e M.L. Gouveia³

¹Instituto Geológico, São Paulo, SP, Brasil, celiagouveia@gmail.com

²Rua Pantaleão Brás, São Paulo, SP, Brasil, apsouza56@yahoo.com.br

³Rua Capitão Militão, São Paulo, SP, Brasil, mluizgouveia@yahoo.com.br

Correntes de deriva litorânea, geradas pela incidência oblíqua de ondas na costa, são os principais agentes de transporte de sedimentos ao longo da praia. Cada setor da costa com um determinado sentido de deriva litorânea forma uma célula, que consiste em três zonas: barlamar ou erosão, transporte e sotamar ou deposição. Souza (2007) desenvolveu um método para identificação de células de deriva litorânea baseado na variação lateral da largura total e da declividade da praia, do diâmetro médio, do grau de seleção e da curtose dos sedimentos do estirâncio. Este método, que permite identificar o processo sedimentar e o transporte longitudinal em cada perfil praiar, foi aplicado na Praia de Santos, Estado de São Paulo (Brasil). Esta praia se localiza ao fundo da Baía de Santos e tem morfodinâmica dissipativa de baixa energia com tendência intermediária. A extremidade oeste da praia é limitada por um longo espigão de blocos rochosos (emissário submarino). A extremidade leste-sudeste se encontra na desembocadura do canal estuarino e canal do Porto de Santos, e sofre intenso processo erosivo desde meados do século XX. As ondas que adentram a Baía de Santos provêm de SE-ESE-E em condições de tempo bom, e de SSW-S-SSE durante a passagem de sistemas frontais e ciclones extratropicais. A altura e a energia das ondas diminuem de oeste para leste, em qualquer condição meteorológica. O arco praiar é segmentado por seis canais de drenagem artificiais que interceptam as correntes de deriva litorânea, criando um padrão complexo de células. O setor central da praia, entre os canais 1 e 3 (perfis 06 a 12), é historicamente o mais construtivo, em especial os perfis 07 a 10, onde as larguras atingem mais de 240 m. Para oeste do perfil 07 as larguras diminuem paulatinamente até o perfil 03 (largura máxima <180 m), onde atua uma mega-corrente de retorno. O perfil 14 (margem direita do Canal 4) marca brusca redução na largura da praia (máxima inferior a 160 m), que vai diminuindo para leste, em especial nos perfis 16 (entre os canais 4 e 5) e 19 (entre os canais 5 e 6), até atingir poucos metros na Ponta da Praia (perfil 23). A Praia de Santos foi monitorada mensalmente no âmbito do Programa de Monitoramento do Perfil Praial (Codesp), entre janeiro/2010-dezembro/2011 e janeiro/2013-fevereiro/2014, em fase de maré de quadratura e em diferentes condições meteorológicas-oceanográficas. Foram estudados 21 perfis praias, locados entre os canais de drenagem e ao lado deles, além de um perfil (03) junto ao emissário e um perfil (23) na extremidade leste. Os resultados obtidos mostram resultante de transporte longitudinal no sentido oeste (40% dos casos) e, secundariamente, leste (34,3%). Os perfis onde predominaram processos deposicionais (D) foram: 05 (48,6%), 07 (42,9%), 09 (40%), 15 (54,3%), 17 (71,4%) e 20 (57,1%). No perfil 10, houve predomínio de deposição em 2010 e 2011, mas em 2013/2014 o transporte (T) passou a predominar ligeiramente sobre o deposicional (42,9% de T, 40% de D). O predomínio de processos deposicionais nos perfis 07 e 10, localizados entre canais, é atribuído à centros de convergência de duas células de deriva litorânea. Nos perfis 05, 09, 15, 17 e 20, as zonas de sotamar de células junto aos canais de drenagem explicam a maior intensidade de processos deposicionais, e sugerem impacto gerado por essas estruturas. O processo erosivo (E) predominou nos seguintes perfis: 03 (68,6%), 06 (42,9%), 14 (54,3%), 16 (57,31%), 19 (42,9%) e 23 (70%). Quanto maior esse percentual, mais erosivo é o perfil, corroborando as observações de campo e a série histórica da praia. Nos perfis 06 e 14, localizados junto a canais de drenagem, as zonas de barlamar são decorrentes da influência dessas estruturas na circulação costeira local. A erosão nos perfis 16 e 19, localizados entre canais, deve-se à presença de centros de divergência de células, que também podem estar ligados ao impacto dessas estruturas. Os perfis 03 e 23, além da existência de zonas de barlamar, também perdem areias por influência de estruturas antrópicas, como o espigão do emissário no perfil 03 que gera a mega-corrente de retorno, e o muro de contenção com anteparo de blocos rochosos no perfil 23, que causam forte reflexão nas ondas incidentes, provocando a formação de ondas estacionárias oblíquas à costa, responsáveis pela remoção de sedimentos para o largo. O processo de transporte (T) foi dominante nos perfis 04 (68,7%), 08 (48,6%) e 11 (48,6%), resultando em marcada transição de largura entre os seus perfis vizinhos. Distribuições percentuais similares entre processos também foram observadas: D e T nos perfis 12 (34,3% para cada um), 13 (37,1% para cada um) e 22 (25,7% para D e 22,9% para T); D e E nos perfis 18 (42,9% D e 40% E) e 21 (41,7 para cada um). Essas tendências garantiram relativa estabilidade morfodinâmica temporal nesses perfis.

Souza, C. R. G., 2007. Determination of net shore-drift cells based on textural and morphological gradations along foreshore of sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, SI 50: 620-625.

ARQUITECTURA DE FACIES INTERERUPTIVAS Y SINERUPTIVAS EN UN PALEOVALLE ANDINO CUATERNARIO: FORMACIÓN HUARENCHENQUE, NEUQUÉN, ARGENTINA

L.A. Spalletti¹ y F. Colombo Piñol²

¹Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata, Argentina, spalle@cig.museo.unlp.edu.ar

²Facultad de Geología, Universitat de Barcelona, Barcelona, España, colombo@ub.edu

La Formación Huarenchenque es una unidad volcano-sedimentaria depositada al este del arco magmático andino plio-cuaternario. Con la finalidad de definir los sistemas de acumulación se definieron dos asociaciones de litofacies: fluvial y piroclástica.

La asociación de facies fluvial está compuesta de conglomerados polimícticos con predominio de clastos basálticos, areniscas conglomerádicas, y areniscas gruesas a medianas. Los depósitos están caracterizados por: i) capas lateralmente continuas de conglomerados con estructura maciza, de bajo ángulo y entrecruzada, con areniscas gravosas subordinadas; ii) alta proporción de conglomerados con estratificación maciza e imbricación que se asocian con conglomerados con capas planas o de bajo ángulo; y iii) muy discreta amalgamación de capas entrecruzadas de conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas. Las capas gravosas lateralmente continuas se interpretan como depósitos de carga de lecho en barras longitudinales y canales entrelazados de escasa profundidad. En pocas ocasiones las areniscas y areniscas conglomerádicas hasta conglomerados finos, con estructura entrecruzada se agrupan en *cosets* que representan la formación de *unit bars*. Más comúnmente, estos *sets* son solitarios, muestran geometría en cuña con aumento de espesor corriente abajo, y se asignan a la migración de dunas subcríticas en canales secundarios o en el tope de las barras del sistema entrelazado. Junto a estos depósitos se registran litosomas solitarios de geometría lenticular (acanalada), constituidos por conglomerados con estratificación entrecruzada de gran escala, con capas frontales que decrecen su inclinación en la dirección de acreción. Estos cuerpos representan a depósitos de rápida acreción oblicua de *cross-bars* hacia canales profundos y angostos. En síntesis, la asociación de facies fluvial es muy similar a las acumulaciones de planicies de *sandur*, comunes en sistemas fluviales periglaciales, caracterizadas por una red de cursos entrelazados poco profundos que durante los períodos de elevada descarga son enteramente desbordados por flujos laminares no canalizados.

Por su parte, la asociación de facies piroclástica está constituida por tres distintos tipos de depósitos. El primero consiste en capas macizas (a veces con laminación horizontal difusa) de lapillitas con fragmentos pumíceos, angulosos a subredondeados, y bien seleccionados que representan a depósitos de caída de tefras. El segundo se compone de cuerpos poco soldados de lapillitas, matriz a clasto soportada, compuestas esencialmente por pómez subanguloso a subredondeado, con evidente gradación textural vertical, más escasos bloques angulosos de basaltos pumíceos; interpretados como el producto de una rápida acumulación a partir de corrientes de densidad piroclásticas. El tercer tipo de depósito se caracteriza por capas con laminación paralela lateralmente continua (y niveles con estratificación entrecruzada difusa), compuestas por la alternancia milimétrica a centimétrica de tobas y lapillitas, compuestas por fragmentos juveniles, que se asignan a flujos inflados u oleadas de alta energía, régimen newtoniano y con marcada segregación textural por densidad.

En la Formación Huarenchenque las asociaciones de facies fluvial y piroclástica muestran una clara separación física, lo que permite inferir la existencia de dos distintas fases: intraeruptiva y sineruptiva. En las fases intraeruptivas, de larga duración, el registro sedimentario corresponde esencialmente a los depósitos del sistema fluvial entrelazado gravoso, mientras que durante las fases sineruptivas el valle fluvial fue casi enteramente ocupado por depósitos piroclásticos primarios, relacionados con episodios volcánicos de alta explosividad acaecidos en los vecinos estrato-volcanes de la región andina.

Si bien la mayoría de los estratos entrecruzados de areniscas y areniscas conglomerádicas son ricos en fragmentos basálticos, algunas capas están compuestas casi enteramente por fragmentos pumíceos, en tanto que en otros cuerpos se aprecia una marcada alternancia entre capas frontales “basálticas” y “pumíceas”. Estos atributos reflejan la preservación de componentes intracuencales de naturaleza piroclástica y permiten sugerir que: i) los eventos volcánicos explosivos pudieron ser más frecuentes de lo que lo reflejan los propios depósitos piroclásticos; ii) materiales piroclásticos sineruptivos pudieron ser fuertemente erosionados (hasta eliminados) por el sistema fluvial; iii) contemporáneamente con el dominio de condiciones fluviales se produjeron aportes de material piroclástico primario.

PROCESOS Y FACIES SEDIMENTARIAS EN UNA TRANSECTA PLATAFORMA EXTERIOR-TALUD, MARGEN CONTINENTAL ARGENTINO, SECTOR BAHÍA BLANCA

D.V. Spoltore¹, O. Silvestri², G. Bozzano^{1,3}, R.A. Violante¹, G. Ercilla⁴, F. Estrada⁴, J.A. Rengel Ortega⁵, D. Muñoz Sánchez⁵, N.A. Paez Rubia^{3,6} y T. Schwenk⁷

¹Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina, spoltoredaniela@yahoo.com.ar, grazi.hidro.gov.ar@gmail.com, rober.a.violante@gmail.com

²Universidad de Buenos Aires, CABA; Argentina, ornesilvestri@gmail.com

³CONICET, Argentina

⁴Instituto de Ciencias del Mar -CSIC, Barcelona, España, gemma@icm.csic.es, festrada@icm.csic.es

⁵Instituto Hidrográfico de la Marina, Cádiz, España, jrenortega@fn.mde.es, dmunsal@fn.mde.es

⁶Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina, nadiapaezrubia@yahoo.com.ar

⁷MARUM y Facultad de Geociencias, Universidad de Bremen, Bremen, Alemania, tschwenk@uni-bremen.de

Los procesos sedimentarios que actúan en el margen continental argentino son diversos y complejos, ya que coexisten procesos tanto longitudinales como transversales al margen. Estudios previos han esclarecido los mecanismos de interacción entre estos procesos sedimentarios y la morfología del fondo, los cuales dan lugar a elementos tanto erosivos (cañones, canales, terrazas) como deposicionales (*drifts* y abanicos) (Hernández-Molina *et al.*, 2009; Preu *et al.*, 2013). Sin embargo, se requieren estudios multidisciplinarios para analizar en detalle la complejidad de estos mecanismos de interacción. Por un lado, es necesario integrar el estudio sedimentológico en testigos de sedimento con el análisis de las estructuras del fondo y del subfondo obtenidos por métodos acústicos; por el otro, es importante sumar el conocimiento sobre la estructura de la columna de agua y la ubicación de las interfases. El objetivo de la presente contribución es caracterizar un sector de la plataforma exterior y talud del margen continental argentino en el sur bonaerense, ubicado en el Sistema de Cañones Submarinos Bahía Blanca (~40 °S). Durante las campañas Litoral Bonaerense VI (B/O Pto Deseado) y MIXTO (B/O Hesperides), realizadas en 2013 y 2016 respectivamente, se obtuvieron testigos de sedimento con el sacatestigo de pistón, levantamientos batimétricos mono y multi-haz, perfiles del fondo y subfondo con sonda paramétrica TOPAS, velocidades de corrientes en profundidad con perfilador ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) y datos oceanográficos con sondas oceanográficas XBT (Expendable Bathythermograph) y XSV (Expendable Sound Velocimeter). Para el presente estudio, se seleccionaron 4 testigos (SHN-T403, SHN-T404, SHN-T406, SHN-T407) alineados a lo largo de una transecta plataforma exterior-talud, con orientación NW-SE, que abarca desde 111 m (SHN-T403) hasta 1961 m (SHN-T407) de profundidad. En cada testigo se realizaron descripciones litológicas y análisis granulométricos con sedígrafo láser CILAS 1090. Mediciones continuas de susceptibilidad magnética, realizadas en los testigos, serán posteriormente analizadas e integradas a los resultados de análisis mineralógicos de la fracción arena, las cuales se encuentran actualmente en curso.

Los resultados sedimentológicos preliminares permiten identificar las facies sedimentarias que caracterizan tanto al sector en estudio de plataforma como de talud. En el testigo de plataforma se observan, en la base, facies típicas de ambiente somero y costero, integradas por depósitos de conchillas fragmentadas y retrabajadas asociadas a arena fina-mediana alternados con depósitos de arena fina con materia orgánica. Hacia el techo, se observan facies típicas de plataforma, formadas por arena muy fina silicoclástica con escasos foraminíferos. En los 3 testigos de talud, predominan las facies contorníticas (arena silicoclástica) aunque en el testigo más distal SHN-T407, también se observan facies hemipelágicas (arena muy fina con abundantes foraminíferos planctónicos). De los 3 testigos, el SHN-T406 (1555 m de profundidad), muestra mayores cantidades de arena (hasta 93%) y mayor tamaño de grano (arena fina con pequeños porcentajes de arena mediana). En base al análisis de la batimetría multi-haz, se observa que el testigo en cuestión se encuentra cerca a un valle/cañón por lo cual la interacción con procesos gravitacionales podría explicar la presencia de grandes cantidades de arena en este sector del talud. Sin embargo, también cabe la posibilidad que, para esta profundidad, la zona esté afectada por corrientes muy enérgicas debido a la interacción de la interfase entre diferentes masas de agua con el fondo. El procesamiento de los datos obtenidos en las estaciones XBT y XSV cercanas a la transecta ayudará a esclarecer la importancia de cada uno de los procesos, turbidíticos vs contorníticos.

Hernández-Molina, F.J., C.M. Paterlini, R.A. Violante, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza, y M. Rebescio, 2009. A contourite depositional system on the Argentine slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology* 37: 507–510.

Preu, B., F.J. Hernández-Molina, R.A. Violante, A.R. Piola, C.M. Paterlini, T. Schwenk, I. Voigt, S. Krastel, y V. Spiess, 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: the interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep-Sea Research Part 1: Oceanographic Research Papers* 75: 157–174.

NUEVO PERFIL DE LA FORMACIÓN EL SAUZAL EN LA MARGEN DEL RÍO COLORADO, ENTRE RINCÓN DE LOS SAUCES Y OCTAVIO PICO, PROVINCIA DE MENDOZA

A.M. Tedesco¹, C.G.J. Wilson¹, L.D. Escosteguy¹, M. Etcheverría¹ y A. Folguera¹

¹Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

Se presentan en este trabajo un nuevo perfil asignado a la Formación El Sauzal (Linares *et al.*, 1980), aflorante en la margen izquierda del río Colorado, provincia de Mendoza. La sucesión ha sido interpretada por Folguera (2011) y otros autores como depósitos de antiguos cauces pertenecientes al río Colorado. Según Folguera (2011) corresponde al segundo nivel más antiguo de este río, al que denominó Aloformación II, de edad Huayqueriense (Mioceno tardío según Verzi y Montalvo, 2008). Este perfil representa depósitos más proximales a los descriptos recientemente por Tedesco *et al.* (2015) en la localidad de 25 de mayo. La sección estudiada se encuentra entre las localidades de Rincón de Los Sauces y Octavio Pico (37°20'47"S, 68°43'33"O). El perfil es granocreciente y está representado por dos secciones. La sección inferior, con base cubierta, está compuesta por 6 m de areniscas y areniscas guijarrosas surcadas por superficies erosivas de bajo relieve que separan cuerpos de hasta 2 m de potencia. Sobre estas superficies se apoyan conglomerados con intraclastos arenosos angulosos de hasta 25 cm de diámetro. Internamente, las areniscas poseen estratificación entrecruzada en artesa con sets de hasta 1,5 m. Las areniscas son parcialmente erosionadas en su techo por una superficie de incisión que, por lo común, es plana y localmente desarrolla barrancas con un relieve de hasta de 2,5 m sobre las que se apoya la sección superior conglomerádica. En los casos en que se formaron barrancas, su relleno consta de conglomerados clasto-soportados con matriz arenosa, con un diámetro medio de clastos de 10 cm. La estructura interna es masiva, aunque algunos clastos se encuentran imbricados. Los clastos pertenecen a fragmentos volcanitas ácidas e intermedias a básicas, así como también de areniscas y pelitas rojas (probablemente del Grupo Neuquén). Sobre los depósitos de barranca y sobre las superficies planas, los conglomerados están limitados por superficies erosivas de gran jerarquía que separan litosomas de 2 a 4 m de potencia. Dentro de estos cuerpos, se hallan bancos tabulares de hasta 1,5 m de potencia conformados por conglomerados matriz-soportados, con matriz areno-gravosa. La fracción clástica de los conglomerados presenta algunos individuos con el eje a imbricado angulosos, fuera de tamaño, de hasta 1 m de diámetro. Sobre estos conglomerados se apoyan otros bancos tabulares internamente constituidos por lentes amalgamadas de areniscas y areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada en artesa, con sets de hasta 50 cm de potencia, y areniscas con estratificación horizontal. El río Colorado ha tenido desde el Mioceno cauces que, al perder confinamiento, depositaron sucesiones granocrecientes y progradantes que conformaron abanicos aterrazados, siendo los niveles más altos los más antiguos y los más bajos los más jóvenes. En el área estudiada se encuentran dos secciones de naturaleza diferente. La sección tipo, previamente estudiada por Tedesco *et al.* (2015), ha sido interpretada como fajas de canales arenosas con hábito entrelazado de baja energía que alternan con depósitos de planicie de inundación que son erosionadas en su techo por sistemas fluviales conglomerádicos de alta energía con hábito entrelazado. Por otra parte, la nueva sección, más proximal, presenta en su base depósitos de fajas de canales areno-gravosas, con numerosas superficies de reactivación y procesos de cementación temprana que producen intraclastos arenosos sobre las superficies de los canales superiores (sin presencia de planicies). El techo, de naturaleza mayormente conglomerádica, posee tres tipos de depósitos: los inferiores que rellenan las barrancas corresponden a depósitos de fondo de canal y de barras longitudinales conglomerádicas. Los conglomerados matriz soportados con clastos fuera de tamaño son interpretados como flujos hiperconcentrados no cohesivos sobre los que se disponen facies más fluidas correspondientes nuevamente a fajas de canales con barras transversales areno-gravosas. La presencia conspicua de depósitos gravitacionales indica la cercanía de áreas de aporte de alto relieve probablemente vinculados al levantamiento del Dorso de los Chihuidos.

Folguera, A., 2011. *La reactivación neógena de la Pampa Central*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 190 pp. (Inédita)

Linares, E., E.J. Llambías y C.O. Latorre, 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146

Tedesco, A. M., C.G.J. Wilson, L.D. Escosteguy, M. Etcheverría, y A. Folguera, 2015. Descripción e interpretación paleoambiental de la Formación El Sauzal al norte de la localidad de 25 de Mayo, Provincia de La Pampa. *VI Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*, Resúmenes: 72-73, Ushuaia.

Verzi, D.H. y C.I. Montalvo, 2008. The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnivora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 267: 284-291.

METODOLOGÍAS PARA EL ANÁLISIS DE ACUMULACIONES BIOCLÁSTICAS: UNA PROPUESTA INTEGRAL

C. Tettamanti^{1,3}, D. Moyano Paz^{1,3}, A.R. Gómez Dacal^{1,3}, D.E. Tineo^{1,3}, L.M. Perez^{2,3} y
D.G. Poiré^{1,3}

¹Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina

²División Paleozoología Invertebrados, UNLP, pilosaperez@gmail.com

³Grupo Fango: sedimentología, mineralogía y geobiología

Las acumulaciones bioclásticas de la costa bonaerense constituyen un excelente ejemplo para el desarrollo y puesta en práctica de metodologías de estudio. Desde un enfoque interdisciplinario, el estudio de la dinámica de transporte de bioclastos y sedimentos, permite reconocer los factores que intervienen en los procesos bioestratinómicos de los restos. Este análisis a su vez, facilita el entendimiento del registro fósil a través de modelos actualistas aplicados a secuencias genéticamente similares. El objetivo de esta contribución es generar un modelo análogo a partir del análisis bioestratinómico de las acumulaciones bioclásticas; utilizando como ejemplo las observaciones efectuadas en un área comprendida entre los balnearios de Cariló y Villa Gesell en la Provincia de Buenos Aires.

Para el estudio se eligieron dos sitios contiguos, ambos definidos a lo largo de una transecta de 500 metros, perpendicular a la línea de costa. Los mismos, denominados *Estación A* y *Estación B*, que representan a su vez subambientes diferentes. La *Estación A*, posicionada sobre la línea de costa, sometida a la acción de mareas y olas; y la *Estación B*, en una zona de interdunas supramareales con dominio de transporte eólico y desarrollo de lagunas costeras; siendo influenciada por el aporte marino durante eventos excepcionales. En cada estación fueron caracterizados los rasgos sedimentológicos y bioestratinómicos tanto en planta como en perfil (calicatas), haciendo énfasis en la disposición, arquitectura, modo de preservación de los bioclastos y desarrollo de estructuras primarias.

Se realizó una determinación taxonómica de los restos de macroinvertebrados (en su totalidad moluscos) a nivel genérico pudiendo reconocerse en orden de abundancia la presencia de: *Glycymeris*, *Donax*, *Amiantis*, *Macra*, *Mesodesma*, *Adelomelon*, *Ostrea*, *Olivancillaria*, *Aequipecten*, *Pholas*, *Crepidula*, entre otros fragmentos indeterminables; existiendo una clara diferencia en la biodiversidad relativa entre ambas locaciones. Para el análisis bioestratinómico de los bioclastos, se cuantificó estadísticamente el predominio de taxones, modo de preservación, fragmentación y estado de meteorización de las conchillas además de la disposición en el sustrato de los tres géneros más abundantes. Se ponderó el grado de transporte de los materiales bioclásticos a partir del análisis tafonómico (fragmentación, articulación y redondeamiento) y considerando la autoecología de los organismos identificados, diferenciando así, acumulaciones con aporte de materiales de origen autóctono, parautoctono y alóctono. Mediante imágenes satelitales y tomadas localmente por medio de un dron se corroboró la arquitectura de los depósitos bioclásticos en ambas estaciones.

El resultado parcial del estudio, permitió reconocer diferencias en las acumulaciones bioclásticas en cada sitio. En la *Estación A* se registró una mayor diversidad taxonómica respecto de la *Estación B*, con ejemplares de todos los tamaños y estadios ontogenéticos. También, se discriminó dos patrones de distribución de los bioclastos: uno más frecuente y extendido a lo largo de la línea de costa con una disposición al azar de los restos esqueléticos y uno menos frecuente, aquí denominado “embudo bioclástico”, de distribución local y desarrollo restringido. Este último, presenta una arquitectura subtriangular a cónica (vista en planta) con espesores que no superan los 10cm, donde se reconocen dos áreas, una zona distal, donde se disponen los bioclastos de menor granulometría y un área proximal, donde las piezas son de mayor tamaño y mejor preservadas, donde se disponen en posición hidrodinámicamente estables y en menor media en “mariposa”. En la *Estación B*, se observó piezas de gran tamaño pero con una mayor meteorización respecto a las homólogas de la *Estación A*. La distribución de los bioclastos en esta área es al azar y en parches de hasta 10cm en las zonas más elevadas de las interdunas. Asimismo, en este sitio el grado de abrasión externa de los materiales es mayor y el tamaño de los mismos disminuye conforme aumenta la distancia al mar. El ingreso de nuevos elementos en este área se ve limitado a los eventos episódicos de sudestadas, en contraposición al aporte continuo que recibe la *Estación A* desde el área fuente.

En suma, es menester mencionar que los resultados conseguidos hasta el momento son una primera aproximación al estudio de detalle de las concentraciones bioclásticas analizadas, los cuales se espera poder profundizar en futuros trabajos con el sentido de alcanzar el objetivo inicial de generar un modelo actualista de transporte de bioclastos aplicable al registro fósil. Para ello, se aplicarán metodologías geoquímicas (analítica e isotópica), mineralógicas, geocronológicas y geomorfológicas de detalle, que tiendan a aclarar los procesos que actúan en el campo de la bioestratinomía de los bioclastos, previo a su sepultamiento final.

PRIMEROS ANÁLISIS DETALLADOS DE FACIES SEDIMENTARIAS, ASOCIACIONES DE FACIES Y PALEOCORRIENTES EN LA FORMACIÓN LA IRENE

C. Tettamanti, D. Moyano Paz, D.G. Poiré y A.N. Varela

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), La Plata, Argentina,
ctettamanti@cig.museo.unlp.edu.ar, dmoyanopaz@cig.museo.unlp.edu.ar, poire@cig.museo.unlp.edu.ar,
augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar

El objetivo de este trabajo es analizar en detalle las variaciones de las asociaciones de facies y datos de paleocorrientes en la Formación La Irene, a fin de comprender la variabilidad temporal del sistema que dio lugar a la generación de sus depósitos.

Dicha unidad aflora al suroeste de la provincia de Santa Cruz, al sur de la ciudad de El Calafate, principalmente en los cerros Calafate, Huyliches y Walichu con una orientación SW-NE, así como en ambos márgenes del Río Leona con orientación N-S. Su estratotipo se encuentra en la estancia homónima, ubicada en el margen occidental del valle del Río Leona. Forma parte del relleno sedimentario del Cretácico tardío de la denominada Cuenca Austral en su etapa de cuenca de antepaís. Inicialmente, fue definida por Arbe y Hechem (1984) como el miembro superior de la Formación La Anita, sobre la que se apoya en discordancia; luego Macellari *et al.* (1989) elevan su categoría al rango formacional. Por encima de ella, también en discordancia, se encuentra la Formación Calafate. La Formación La Irene fue interpretada como el resultado de un sistema fluvial entrelazado de edad maastrichtiana?, asignada por su posición estratigráfica (Arbe y Hechem, 1984).

Se presentan tres perfiles sedimentológicos a distintas escalas (1:100 y de detalle 1:50), uno ubicado en el Cerro Calafate y dos en la Estancia La Irene. En ellos se describen alternancias de cuerpos de entre 5 y 30 metros de espesor formados por areniscas, areniscas gravosas y conglomerados de importante extensión lateral, interrumpiendo potentes sucesiones de pelitas. Se definieron facies sedimentarias observacionales según criterios texturales y sus diferentes estructuras sedimentarias. Posteriormente, se realizó un análisis de asociaciones de facies discriminando dos grandes grupos: asociación de facies de grano fino (planicie de inundación) y asociación de facies areno-gravosas (rellenos de canal). Se obtuvieron un total de 309 datos de paleocorrientes, tanto de clastos imbricados como de estructuras sedimentarias en areniscas, areniscas gravosas y conglomerados. Estos datos fueron procesados mediante un software estadístico (*Past*) con distintos niveles de detalle. A lo largo de las secciones relevadas, las paleocorrientes otorgan una dispersión de 360°, con una leve polarización hacia el S-SW. Más específicamente, se analizaron las paleocorrientes en función de las facies lo que complementó la diferenciación de dos tipos de barras de canal, según su migración respecto al sentido del flujo: de acreción paralelas al flujo y de acreción lateral al flujo.

La información que aporta el estudio de paleocorrientes sobre los cuerpos areno-gravosos que conforman la Formación La Irene, es una de las herramientas fundamentales para modelar los depósitos sedimentarios antiguos. La migración general del sistema se produjo hacia el S-SW donde se localizaba el depocentro de la cuenca para el Cretácico tardío. A partir de estas nuevas interpretaciones, se puede considerar que el sistema fluvial que dio lugar a esta unidad fue un sistema entrelazado con barras de acreción longitudinal y con migraciones laterales de barras de pequeña y mediana escala.

Arbe, H.A. y J.J. Hechem, 1984. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. *IX Congreso Geológico Argentino Actas VII*: 124-158, Buenos Aires.

Macellari, C.E., C.A. Barrio y M.J. Manassero, 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 2: 233-239.

CARACTERIZACIÓN DEL SISTEMA LACUSTRE DE LA FORMACIÓN YECUA (MIOCENO MEDIO-TARDÍO), CUENCA DEL CHACO, SIERRAS SUBANDINAS AUSTRALES, BOLIVIA

D.E. Tineo¹, D.G. Poiré¹, L.M. Pérez² y G.D. Vergani³

¹Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), La Plata, Argentina, dtineo@cig.museo.unlp.edu.ar, dgpoire@yahoo.com.ar

²División Paleozoología Invertebrados, Museo de La Plata, La Plata, Argentina, pilosaperez@fcnym.unlp.edu.ar

³Pluspetrol S.A., Buenos Aires, Argentina, gvergani@pluspetrol.net

La Formación Yecua es parte de una sucesión sedimentaria continental (con más de 5.000 metros de espesor) que rellenó la cuenca del Chaco durante el Cenozoico. Mientras se originaba esta cuenca de antepaís, en el Mioceno medio-tardío, un gran aumento eustático global sumado a la subsidencia por carga tectónica ocasionó un cambio significativo del nivel de base, que derivó en una caída abrupta en las velocidades de acumulación generando extensos ambientes de baja energía. El objetivo de esta comunicación es dar a conocer en forma detallada las características de los litosomas y la interpretación de los mecanismos de depositación, que intervinieron en los ambientes sedimentos de la Formación Yecua para el sector norte de las Sierras Subandinas Australes (Bolivia). Para ello, se seleccionaron 3 secciones ubicadas a lo largo de una transecta de 180 km con orientación NNW-SSE. Los perfiles relevados pertenecen a las localidades de La Angostura (LA), Abapó (RGAP) y Charagua (CH), dentro del Departamento de Santa Cruz. El perfil LA, ubicado ~50 km al suroeste de Santa Cruz de la Sierra, presenta 210 metros de espesor de la Formación Yecua. Esta sección se caracteriza por un claro predominio de facies finas laminadas (Fl) varicolor (rojizas, verdosas y moradas), en las que ocasionalmente se observan rasgos de desecación y/o formación incipiente de paleosuelos hacia los términos superiores. Recurrentemente, entre éstas intercalan areniscas finas a limosas con laminación horizontal y ondulítica, que contienen fósiles de moluscos con distintos arreglos tafonómicos. Unos ~85 km hacia el sur-sureste de la localidad anterior, en la serranía de Charagua, se encuentra el perfil RGAP ubicado a orillas del Río Grande, el cual presenta 85 metros de la Formación Yecua. Esta sección se compone, al igual que la anteriormente descrita, por facies Fl con tonalidades variables. Asimismo, contiene niveles con briznas vegetales y grietas de desecación. Periódicamente, intercalan niveles de areniscas finas a limosas con laminación horizontal y ondulítica, que muestran un alto contenido de moluscos (bivalvos y gasterópodos) y ostrácodos. En esta localidad resultan llamativos los niveles de areniscas carbonáticas muy consolidadas, con gran contenido de conchillas de bivalvos con intenso retrabajo (GB). Los términos superiores del perfil, se componen de niveles de areniscas calcáreas con abundantes ooides, acompañados de bivalvos, gasterópodos y ostrácodos. Por último, el perfil CH expuesto en la Quebrada de Charagua, permite identificar una sección de 150 metros de la Formación Yecua. En este sitio, se observa un claro predominio de facies finas masivas y rojizas, con rasgos pedogenéticos (Fm-Fs). Asimismo, se identifican areniscas medianas formando cuerpos de 1 a 6 metros de espesor, con geometrías tabulares y canaliformes. En menor medida, la sección contiene una alternancia de facies finas laminadas (Fl) y areniscas finas a limosas con laminaciones horizontal (Sh) y ondulítica (Sr). En esta localidad es notable la disminución de los fósiles de invertebrados, encontrándose preservados solo en 3 niveles de areniscas fina a limosas y en 3 niveles de areniscas carbonáticas consolidadas (GB). Hacia el techo de la sección se evidencia el desarrollo de paleosuelos (Fs), con niveles de calcretes de coloración clara. La distribución areal de la Formación Yecua, permite observar un cambio en los rasgos sedimentarios de las acumulaciones de norte a sur. Las facies Fl, Sh, Sr, Sbv y GB, presentes en los perfiles LA y RGAP, se corresponden con la expresión de extensas planicies fangosas, vinculadas al desarrollo de sistemas lacustres someros interconectados (con zonas vadosas y pantanosas). Estos conforman una compleja red, donde se reflejan los cambios cíclicos de profundidad del agua. En el caso de las Sh y Sr, corresponden a niveles originados por procesos tractivos subcríticos propios de flujos de pocos centímetros de espesor, con corrientes de baja competencia en fase de fondo plano a óndula. Las acumulaciones bioclásticas (Sbv) son el producto de un *lag* hidrodinámico de eventos transgresivos, por oscilaciones de menor frecuencia del nivel del lago. Por último, los niveles de areniscas carbonáticas GB y las areniscas con ooides, son el resultado de un intenso retrabajo por oleaje a orillas de los cuerpos de agua. Las evidencias sedimentológicas y paleontológicas de las secciones LA y RGAP, apuntan a que la depositación de los materiales fue bajo condiciones con alto régimen de lluvias, características de un clima húmedo. Finalmente, sobre la base de las observaciones realizadas en el perfil CH, se hace notorio que hacia el sur de la transecta existe un mayor desarrollo de planicies de inundación con desarrollo de paleosuelos y sistemas fluviales efímeros, en detrimento de los sistemas lacustres someros. A su vez, la presencia de niveles calcretizados en los paleosuelos desarrollados hacia el techo de las secciones analizadas, indicarían un cambio climático para esta región, hacia regímenes semiáridos.

FENÓMENOS DE CARCAVAMIENTO EN EL DURAZNO ALTO, SAN LUIS, ARGENTINA

G. Tognelli¹, A. Basaez^{1, 2} y C. Gardini¹

¹UNSL, Departamento de Geología, San Luis, Argentina, tognelli@unsl.edu.ar, gardinicarlos@gmail.com

²UNSL-CONICET, Departamento de Geología, San Luis, Argentina, ACBasaez@gmail.com

Se describe el avance hacia las cabeceras de una cárcava, que afectó un camino rural dejando incomunicados a un centenar de personas, cortando los servicios básicos como agua cruda, potable y electricidad. El área de estudio se encuentra entre los paralelos 33° 07' y 33° 09' de latitud Sur y los meridianos 66° 05' y 66° 07' de longitud Oeste, en la localidad de El Durazno Alto, en el piedemonte sur de la Sierra de San Luis, provincia de San Luis, Argentina. Morfológicamente se caracteriza por lomadas bajas con pendiente general de 6,5%, al este sureste, surcada por diversos cursos de agua, constituida por sedimentos aluvio-eólicos cuaternarios correspondientes a las formaciones Barranquita y Algarrobito, y señalados por Iriondo y Kröhling (1996) como parte del Sistema Eólico Pampeano desarrollado durante la primera parte de la última glaciación pleistocena. La Fm. Barranquita (Latrubesse y Ramonell, 1990a) está compuesta por limos y arenas masivas, moderadamente consolidados a relativamente friables, pardo amarillentos, con carbonato de calcio pulverulento, con intercalaciones de niveles de sabulíticos y gravosos finos, con incipiente laminación. La Fm. Algarrobito (Latrubesse y Ramonell, 1990a, b) se caracteriza por arenas gravosas a arenas limosas, friables, color castaño oscuro y rojo amarillento a amarillo rojizo, masivas, con laminación horizontal y entrecruzada, con intercalaciones de limos arenosos masivos y laminados, color rojo amarillento.

El clima de la región es semiárido a subhúmedo con precipitaciones medias anuales que varían según su proximidad al frente serrano entre 600mm y 900mm. Las lluvias se concentran durante el período Octubre-Marzo y se destacan por su carácter torrencial y elevadas intensidades, registrándose para este periodo del 2016 un acumulado de 702,6mm, con intensidades de 24,9 mm en 2 hr (03/01/2016), de 64,5mm en 9 hr (04/01/2016), y 44 mm en 1 hr (19/02/2016) siendo esta última la causante del proceso estudiado. Los suelos son profundos con texturas que varían desde franco arenoso muy fino a franco limoso, de estructura granular fina débil, bien provistos de materia orgánica y valores de pH que van desde 7,0 en superficie a 8,5 o 9,0 en profundidad, presentan a los 3m una costra de pocos centímetros de espesor de carbonato de calcio que se comporta como base impermeable. Estos suelos se clasifican como Molisoles con una alta susceptibilidad a la erosión hídrica. Un análisis comparativo a través de imágenes de Google Earth desde 2003 a la fecha muestra la evolución del retroceso por erosión de las cabeceras de la cárcava, que produjeron la remoción de gran cantidad de material suelo pendiente abajo. Este análisis se complementó con un relevamiento topográfico, mediante el uso de un GPS geodésico, desde el camino afectado hacia el oeste, delimitando las zonas de erosión y cuantificando el volumen de material removilizado, cuyo resultado es de 5603.24 m³. Teniendo en cuenta las precipitaciones acumuladas y las altas intensidades desde octubre hasta marzo (Red de Estaciones Meteorológicas de la provincia de San Luis), la pendiente natural del piedemonte serrano, la susceptibilidad a la erosión de los suelos, y la deforestación de la flora autóctona para pasturas y cultivos de soja maíz y trigo, esta zona presenta alta probabilidad de riesgo erosivo de suelos por erosión hídrica, la que de no hacerse un manejo adecuado de los mismos, este proceso se verá incrementado.

Iriondo, M. y D. Kroling, 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). XIII Congreso Geológico Argentino, Actas: 27-48, Buenos Aires.

Latrubesse, E. y C. Ramonell, 1990a. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la provincia de San Luis, Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino*, Actas: 109-112, San Juan.

Latrubesse, E., y C. Ramonell, 1990b. La Formación Algarrobito: registro de la pequeña edad del hielo de San Luis, Argentina. *Reunión Proyecto IGCP 281, Publicación Especial N° 2*: 2-9, Medellín.

Red de Estaciones Meteorológicas de la provincia de San Luis. On-line: <http://www.clima.edu.ar/app/datosestacion.asp?>

ESTUDIO DE PROVENIENCIA DEL LOESS PAMPEANO DURANTE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL/INTERGLACIAL: IMPLICANCIAS PARA LAS INTERPRETACIONES PALEOAMBIENTALES REGIONALES

G. Torre¹, D.M. Gaiero¹, S. Gili¹, F. de Vleeschouwer², A. Oliveira-Sawakuchi³ y G. Le Roux²

¹CICTERRA/CONICET, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Córdoba, Argentina,

gabrielatorre@unc.edu.ar, sgili@efn.uncor.edu, diego.gaiero@unc.edu.ar

²EcoLab/ENSAT, Castanet-Tolosan, Francia, francois.devleeschouwer@ensat.fr, gael.leroux@ensat.fr

³Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, andreos@usp.br

Durante las últimas cuatro décadas se incrementó el interés científico sobre la significancia paleoambiental de los depósitos eólicos que se preservan en secuencias terrestres de loess-paleosuelos. El loess se diferencia de los otros archivos que contienen material eólico (e.g., testigos de fondo marino y hielos), ya que es encontrado en ambientes terrestres y pueden ser identificables en el campo como un cuerpo sedimentario diferenciado (Muhs, 2013a). Así, los mantos loésicos son considerados como uno de los archivos más importantes que testimonian la depositación de polvo atmosférico durante un extenso período de tiempo y por lo tanto puede ser utilizado para entender los cambios climáticos acontecidos durante el Cuaternario. A partir del estudio de estos registros se pueden deducir cambios en la extensión e intensidad de la aridez continental, la extensión y duración de las glaciaciones, las variaciones en la circulación atmosférica global, etc. El estudio de estas secuencias loésicas también proveen evidencias para ser utilizadas en modelos climáticos globales. El loess se distingue por ser uno de los pocos sedimentos cuaternarios que proveen un registro directo de la circulación atmosférica pasada permitiendo reconstrucciones paleoclimáticas (Porter y An, 1995; Muhs y Bettis, 2000).

Con el objeto de comprender la intensidad/dinámica de los flujos de polvo atmosférico en el pasado en el sur de Sudamérica y avanzar en el entendimiento de su magnitud en el sistema atmosférico global se realizó el estudio detallado de tres perfiles de loess-paleosuelos expuestos de la llanura Chaco-Pampeana. Estos conforman una transecta NO-SE que incluye Lozada (31°39'S; 64°08'O), Tortugas (32°43'S; 61°48'O) y Gorina, (34°54'S; 58°01'O). Tomando como referencia edades publicadas (Kemp *et al*, 2006; Kemp *et al*, 2004; Zárate *et al*, 2009), en cada localidad se muestreó 1 metro del perfil cada ~1,2 cm, para obtener una caracterización de alta resolución temporal para el último ciclo glacial/interglacial. Para profundizar sobre la proveniencia, edad, características de deposición y dinámica durante el último máximo glacial, se realizaron análisis granulométricos, de materia orgánica/carbonatos (LOI), susceptibilidad magnética, isótopos radiogénicos (Sr y Nd) y nuevas dataciones (OSL). Se presentan resultados preliminares que muestran algunas características referidas a las fluctuaciones temporales y espaciales de las variables mencionadas. Con el objetivo de entender sobre la procedencia del loess Pampeano, se comparan los resultados de los perfiles con resultados previos obtenidos de sedimentos superficiales de la diagonal árida de Sudamérica, considerada como la principal área de aporte de este material eólico (Gili y Gaiero, 2015; Gili *et al.*, 2016).

Gili, S.; Gaiero, D. M.; Jweda, J.; Koestner, E.; Chemale, F.; Kaplan, M. R. y Goldstein, S. L., 2012. Geochemical fingerprint of desert surface sediments and aeolian dust exported from southern South America, *AGU Fall Meeting Abstracts* 1: 194.

Gili, S., Gaiero, D.M., 2015. South American dust signature in geological archives of the Southern Hemisphere, *PAGES, DUST*: 24-78.

Gili, S., D. M. Gaiero, S. L. Goldstein, F. Chemale Jr, E. Koester, J. Jweda, P. Vallelonga, and M. R. Kaplan., 2016. Provenance of dust to Antarctica: A lead isotopic perspective, *Geophys. Res. Lett.*: 43, doi: 10.1002/2016GL068244.

Kemp, R.A., Toms, P.S., King, M., Krohling, D.M., 2004. The pedosedimentary evolution and chronology of Tortugas, a Late Quaternary typesite of the northern Pampa, Argentina. *Quaternary International* 114: 101–112.

Kemp, R.A., Zárate, M., Toms, P.S., King, M., Sanabria, J., Arguello, G., 2006. Late Quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. *Quaternary Research* 66: 119–132.

Muhs, D.R., 2013. The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Research* 9: 3–48.

Muhs, D.R., Bettis III, E.A., 2000. Geochemical variations in Peoria Loess of western Iowa indicate paleowinds of midcontinental North America during last glaciation. *Quaternary Research* 53: 49–61.

Porter, S.C., An, Z., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature* 375: 305–308.

Zárate, M., Kemp, R.A., Toms, P.A., 2009. Late Quaternary landscape reconstruction and geochronology in the northern Pampas of Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 88–99.

MEGADUNAS PARABÓLICAS COMPLEJAS DE LOS VALLES TRANSVERSALES DE LA PROVINCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA

A. Tripaldi¹, A. Mehl² y M.A. Zárate²

¹IGEB-CONICET, Dto. Cs. Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Argentina, alfo@gl.fcen.uba.ar

²INCITAP (CONICET - UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, adrianamehl@conicet.gov.ar,
mzarate@exactas.unlpam.edu.ar

La región central de la provincia de La Pampa está caracterizada por una serie de depresiones longitudinales (valles transversales), de hasta 100 m de profundidad, más de 100 km de longitud y de orientación SO-NE, que disectan una planicie estructural que inclina suavemente al este. El origen de estos valles resulta controversial, habiéndose propuesto distintos orígenes desde fluvial a kárstico-eólico, junto con un posible control tectónico (Malagnino, 1988; Calmels, 1996). Los valles están excavados en la Fm. Cerro Azul (Mioceno tardío), cuyo tope está cubierto por una costra calcárea de hasta 2 m de espesor. Aunque menos conocidos en la literatura que otros campos de dunas del país, en la provincia de La Pampa se encuentran extensos depósitos eólicos, que fueron incluidos en la unidad de mantos de arena y campos de dunas de la región pampeana occidental (*Western Pampas sand mantles and dune fields*, Zárate y Tripaldi, 2011). Estudios previos de esta cubierta eólica fueron realizados por Calmels (1996) y Szelagowski *et al.* (2004). Se desarrollan actualmente bajo condiciones climáticas templadas, con precipitaciones anuales de entre ~800 mm, en el sector oriental, y ~600 mm, en el margen oeste (periodo 1961-2000), las cuales se concentran en la temporada estival (~70% entre Octubre y Marzo). Durante los últimos ~100 años la región pampeana occidental estuvo sujeta a cambios significativos en las precipitaciones anuales, determinando periodos húmedos y áridos, estos últimos originando reactivaciones eólicas (Tripaldi *et al.*, 2013). Los vientos dominantes de la región provienen del N-NE y del S-SO. En la localidad de General Acha el análisis de vientos horarios indica un patrón estacional con mayores frecuencias desde el N-NE y S-SO durante el verano, y desde el O-NO durante el invierno. En este trabajo se presenta el estudio del sistema eólico del valle transversal Utracán-Argentino. Es un sistema eólico relictico, mayormente inactivo debido a una importante cubierta de vegetación, de bosques xerófilos y pastizales, y comunidades arbustivas hacia el oeste. El estudio del sistema eólico fue realizado mediante el análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas, modelos de elevación digital y trabajos de campo. La cubierta eólica se desarrolla en el sector central del valle, lateralmente con lagunas efímeras y escasos arroyos efímeros. Se destaca la ausencia de una red de drenaje integrada dentro del valle Utracán-Argentino. El campo de dunas está formado por varios tipos de geoformas eólicas de distintas morfologías y tamaños. Una característica significativa es que estas dunas se agrupan y superponen generando un patrón de dunas complejo. Los análisis realizados permitieron distinguir un patrón regular que muestra una morfología en planta en forma de U, con una acumulación de arena en la zona apical ("nariz") desde donde se desarrollan dos brazos elongados hacia el oeste, por lo que se clasifican como dunas parabólicas. Resultan megadunas con un largo promedio de 6,7 km, y valores máximos y mínimos de 12,9 y 3,3 km, respectivamente. En la zona apical el ancho varía entre 1,2 y 2,9 km, y la altura entre 7 y 38 m sobre el relieve general del valle. El patrón presenta una orientación uniforme, donde los brazos se extienden hacia un azimut medio de 248,2°. Estas megadunas parabólicas presentan dunas de menor tamaño sobreimpuestas, como dunas de deflación (*blowout dunes sensu* McKee, 1979), dunas compuestas de deflación y crestas barjanoides, determinando entonces un patrón de megadunas parabólicas complejas (*sensu* McKee, 1979). La orientación general indica vientos predominantes del O-SO, que junto con otros rasgos geomorfológicos de la región central de Argentina y la composición volcániclastica de las arenas, permite caracterizar a los valles transversales como corredores eólicos que transportaron sedimentos desde la planicie aluvial del sistema Desaguadero-Salado-Curacó hacia la región pampeana de la provincia de Buenos Aires (Szelagowski *et al.*, 2004). Su desarrollo estaría vinculado con los periodos de aridez del Pleistoceno tardío, reconocidos en diversos registros del país (Zárate y Tripaldi, 2012), y con reactivaciones ocurridas durante el Holoceno (Tripaldi *et al.*, 2013; Forman *et al.*, 2014).

Calmels, A., 1996. *Bosquejo geomorfológico de la provincia de La Pampa*. FCEyN, UNLaPam, Santa Rosa, La Pampa, 110 pp.

Forman, S.L., A. Tripaldi y P.L. Ciccioli, 2014. Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 411: 122-135.

Malagnino, E., 1988. Evolución del sistema fluvial de la provincia de Buenos Aires desde el Pleistoceno hasta la actualidad. *II Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas: 201-211. Bahía Blanca.

McKee, E.D., 1979. A Study of Global Sand Seas U. S. *Geological Survey, Professional Paper* 1052: 3-19.

Szelagowski, M., M.A. Zárate y A.M. Blasi, 2004. Aspectos sedimentológicos de arenas eólicas del Pleistoceno Tardío-Holoceno de la Provincia de La Pampa. *AAS Revista* 2: 57-68.

Tripaldi, A., M.A. Zárate, S.L. Forman, T. Badger, M. Doyle y P.L. Ciccioli, 2013. Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early-mid 20th century. *The Holocene* 23: 1729-1744.

Zárate, M.A. y A. Tripaldi, 2012. The aeolian system of central Argentina. *Journal of Aeolian Research* 3: 401-417.

ANÁLISIS DE FACIES DE LOS NIVELES CONTINENTALES DE LA FORMACIÓN MULICHINCO, EN EL ÁREA DEL ARROYO PILMATUÉ, CUENCA NEUQUINA

M. Tunik^{1,2}, S. Casadío^{1,2}, R. Coria^{1,2} y M. Arce¹

¹Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. General Roca, Río Negro

²CONICET

mtunik@unrn.edu.ar, scasadio@unrn.edu.ar, rcoria@unrn.edu.ar, marce@unrn.edu.ar

La Formación Mulichinco es una unidad ampliamente distribuida en la cuenca Neuquina y a lo largo de la misma se registran notables cambios de facies tanto laterales como verticales que han sido descriptos en detalle reconociendo ambientes marinos, continentales y de transición (Schwarz y Howell, 2005 y los trabajos allí citados). Estos cambios se reflejan también en el contenido fosilífero de la unidad, el cual abarca zonaciones de amonites que permiten establecer una edad valanginiana temprana (Aguirre Urreta *et al.*, 2005) y hallazgo de restos de dinosaurios (Coria *et al.*, 2010).

El objetivo de este trabajo es caracterizar el ambiente de depositación de un tramo de la Formación Mulichinco, en la zona del arroyo Pilmatué donde Coria *et al.* (2010) identificaron restos de saurisquios y ornitisquios. Esta sección está ubicada geográficamente dentro de la llamada Región Austral, propuesta por Schwarz (2003).

Para alcanzar el objetivo planteado, se levantó un perfil banco a banco, describiendo la litología, estructuras sedimentarias, forma y arreglo de los bancos y se realizó un muestreo sistemático de arenas y de la fracción más fina para caracterizar petrográficamente esta sección. Se analizaron los 35 metros cuspidales de la misma. Se diferenciaron 4 facies sedimentarias: **a.** areniscas y sabulitas polimícticas masivas o con estratificación entrecruzada tangencial en bancos tabulares. En un nivel de esta facies se hallaron restos de ornitópodos. **b.** conglomerados finos bien seleccionados con abundantes clastos de cuarzo bien redondeados e intraclastos, en bancos lenticulares de base erosiva y relleno grano decreciente con estratificación entrecruzada tangencial o en artesa. Estos niveles se encuentran por encima de las facies a. Uno de los niveles es portador de restos de saurópodos y abundantes troncos silicificados. Dentro de estos niveles se han identificado superficies de reactivación. **c.** Bancos de areniscas masivas o con laminación paralela, posiblemente amalgamados en paquetes de hasta 3 metros de potencia. **d.** Pelitas masivas o laminadas de colores verdosos y violáceos, cuyos análisis por difracción de rayos X indican la presencia de clorita, illita e interestratificados de illita-esmectita en la fracción arcilla (<2 µm). Petrográficamente, las areniscas son litoarenitas con porcentajes variables de cuarzo, tanto mono como policristalino. Los fragmentos líticos más abundantes corresponden a clastos de rocas volcánicas, observándose también abundantes micas flexuradas como minerales accesorios.

La asociación de facies reconocida en este sector de la cuenca sugiere que en el mismo se desarrolló un sistema fluvial con depósitos de canales y migración de barras con escaso desarrollo de planicies de inundación, asociado con niveles de crecida y desborde. Las facies de areniscas y conglomerados canalizados y en manto predominan por sobre los niveles de pelitas y el arreglo general de la sucesión es grano creciente hasta los últimos 10 metros, donde si bien el perfil está semicubierto, se distinguen niveles pelíticos de color gris verdoso donde comienzan a intercalarse niveles con abundantes fragmentos de ostras y otros bivalvos.

Aguirre-Urreta, M.B., P.F. Rawson, G.A. Concheyro, P.R. Bown, y E.G. Ottone, 2005. Lower Cretaceous biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252: 57–81.

Coria, R.A., P.J. Currie, E., Koppelhus, A. Braun, e I. Cerda, I., 2010. First record of a Valanginian (early Cretaceous) dinosaur association from South America. *70th Annual Meeting of the Society of Vertebrate Paleontology, Abstracts*, 75a. Pittsburgh, Reino Unido

Schwarz, E., 2003. *Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en el sector septentrional de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Argentina, 303 pp. (inédito)

Schwarz, E. y J.A. Howell, 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a Lowstand Sequence Set: Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics* (Eds G. Veiga, L., Spalletti, J., Howell and E., Schwarz). Geological Society, London, Special Publication. 252: 109–138.

ALLOCYCLIC CONTROLS IN VOLCANICLASTIC FLUVIAL SUCCESIONS: LESSONS FROM ALLUVIAL ARCHITECTURE OF CRETACEOUS CHUBUT GROUP, PATAGONIA

A.M. Umazano¹, E.S. Bellosi² y J.M. Krause³

¹*Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa INCITAP (CONICET-UNLPam),
Santa Rosa, La Pampa, Argentina - amumazano@exactas.unlpam.edu.ar, amumazano@gmail.com*

²*CONICET - Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires, Argentina, ebellosi@sei.com.ar*

³*CONICET - Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew, Chubut, Argentina, Departamento de Geología,
Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia,
Chubut, Argentina, mkrause@mef.org.ar*

Alluvial architecture shows the spatial distribution and proportion of channel belt and floodplain deposits, as well as associated features, such as grain-size, bed geometry and dimensions. Such analysis is a powerful tool to assess the role of extrinsic factors, including tectonism, climate, and eustatic sea-level changes. In addition, in pyroclastic rich successions, the tephra influx must be evaluated. The Cretaceous Puesto La Paloma (PLPM) and Cerro Castaño (CCM) members of the Cerro Barcino Formation (Chubut Group) represent pyroclastic-rich, alluvial-aeolian successions deposited in the Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin during sag conditions and ash-fall input. The PLPM (up to 42 m) comprises sheet-like tuffaceous strata dominated by sand-size deposits, whereas the overlying CCM (up to 215 m) includes sheet to ribbon/channel sandstone bodies intercalated within tuffaceous and finer-grained deposits. Both units were formed without oceanic connection. The goal of this contribution is to recognize allocyclic signals applying alluvial stratigraphy concepts. The study area is located in the western sector of the basin and includes the following localities: Huanimán, Tres Cerros, Puesto Mesa-Cerro León, La Payanca, La Madrugada, and La Juanita. Except for the Tres Cerros, the sections define a roughly N-S oriented transect. The methods included: i) measurement of sedimentary logs and correlation using the PLPM-CCM contact and two regional tuffaceous markers up to 5 m thick; ii) facies and architectural analysis; and iii) definition of discrete stratigraphic intervals according to different facies associations.

Six facies associations were defined, which consist of ash-falls, sheet-floods, shallow lakes, aeolian, fluvial channel-belts and reworked debris-flows. The four stratigraphic intervals, denominated 1 to 4 in chronological order of deposition, increase their thicknesses toward the Puesto Mesa-Cerro León site. Interval 1 (18-42 m) corresponds to the PLPM and includes numerous sheet-flood deposits, carbonate-rich lacustrine, aeolian sandy facies and ash-fall beds. This interval is interpreted as an ephemeral and unconfined alluvial system that interacted with aeolian dunes and dry interdunes. Interval 2 (20-47 m) represents the lower part of the CCM and includes the lower marker bed. It shows an alternation of fluvial channel-belt deposits and floodplain facies with sediments formed in sheet-floods, lakes, and few ash-falls and debris-flows. The density of channel-belt bodies ranges from 10 to 36%, reaching higher values in the northern part of the study area, where they are also thicker. Interval 2 represents a permanent, meandering or locally straight-like fluvial system, and displays both an increase of lacustrine facies and a decrease of ash-fall deposits. Interval 3 (7.5-27 m) corresponds to the middle part of the CCM, and lacks channel-belt bodies. It has the highest volume of sheet-flood and ash-fall deposits. This entire interval records a floodplain setting. In relation to interval 2, the volume of debris-flow deposits remains constant and lacustrine facies subtly increases. Interval 4 (18-148 m) represents the upper part of the CCM and includes the upper marker bed. It comprises an alternation of channel-belt bodies and floodplain facies, the latter being characterized by sheet-floods, lakes, debris-flows and volcanic ash rain deposits. The density of channel-belt deposits ranges from 6 to 32%. Interval 4 is related to channelized and perennial fluvial systems with meandering and locally straight-like styles. The highest density of thicker channel bodies is in the northern part of the study area. In Puesto Mesa-Cerro León locality, this interval is particularly the thickest one and has the highest density of thicker channel-belt bodies.

We interpret these two architectural patterns as the response of alternated periods with high (intervals 1 and 3) and low (intervals 2 and 4) aerial pyroclastic sediment supply. Intrabasinal tectonic activity in the northern area is detected in the intervals 2 and 4. In accordance to proposed synorogenic sedimentation model, increased local subsidence and wetter conditions would have favored the expansion of lakes, which resulted in the abundant lacustrine deposits of interval 4.

LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DEL MARGEN CONTINENTAL OCCIDENTAL EN EL ATLÁNTICO SUR

C.M. Urien¹, M. Paterlini² y M. Jimenez³

¹Urien & Associates (U&A), C.A.B.A., Argentina, uriencm@fibertel.com.ar

²Servicio de Hidrografía Naval, C.A.B.A., Argentina, cmpaterlini@yahoo.com.ar

³Urien & Associates (U&A), C.A.B.A., Argentina, mariano.jimenez@outlook.com.ar

En esta presentación, los autores se concentran en los episodios relacionados con la evolución cronológica del Atlántico Sur a partir de la fracturación de Pangea. La zona de estudio comprende las aguas profundas del margen continental pasivo-volcánico que se extiende desde la Meseta de Malvinas hasta la Elevación de Río Grande.

En esa gran movilización tectónica participan notables procesos geológicos como la **geotermia** terrestre que genera el estiramiento y la atenuación cortical de las masas continentales, la **subducción** de las placas en su margen activa sudoeste y la **orogenia** de los Gondwánides donde flujos magmáticos contribuyen a la creación de *extensas provincias volcánicas continentales y oceánicas* (LIP's) con gran influencia en la fracturación, separación y deriva de los continentes. Estos procesos dieron origen a los primeros sistemas depositacionales sedimentarios con una orientación perpendicular a la del margen continental adyacente u orogénica controlados por fallas normales (*rifts*) conocidos como Aulacógenos.

Las reconstrucciones paleogeográficas de la fracturación de las placas Americana y Africana del Sur y las perforaciones realizadas por los programas *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) e *International Ocean Discovery Program* (IODP) demostraron la conexión desde el mar de Thetis a través del "Canal Mozambique -

Madagascar" entre África y las masas continentales de la India, Australia y Antártica.

Esta conexión permitió la penetración de las aguas hasta alcanzar África del Sur donde se conecta con el segmento sur del Atlántico Sur; la formación de corteza oceánica se origina a partir de la falla de Malvinas Agulhas donde se produce una fracturación progresiva hacia el norte hasta el gran punto caliente de Tristán da Cunha perteneciente a la Dorsal Atlántica de Walvis, formando cuencas estrechas y sin conexión. Alrededor de 110 Ma. algunas de las cuencas desarrolladas en estos valles del norte se restringieron y las masas de agua confinadas formaron centros de deposición de sal y posteriormente sedimentación en condiciones anóxicas.

Las cuencas argentinas del Salado y Colorado, perpendiculares al margen continental, se rellenan con secuencias paleozoicas y cretácicas-cenozoicas. Las cadenas de rift, paralelas al margen continental (MC), generan fuerzas extensivas y vulcanismo básico que contienen secuencias sedimentarias del Jurásico Superior, Neocomianas y Aptianas, depositadas en aguas someras.

El vulcanismo a lo largo del pie del margen continental, formado por una notable estratificación secuencial de capas lavicas buzantes hacia el mar, conforman una cuña denominada *Seaward Dipping Reflectors* -SDR's- por su expresión en las secciones sísmicas multicanal. Esta cuña volcánica en corteza transicional (CT) y corteza oceánica superior (COS), adyacente a la margen continental, corresponde a ciclos de vulcanismo que alternan con flujos de lavas tholeíticas y secuencias sedimentarias.

A partir de una gran variedad de datos diferentes y complementarios, como modelos gravimétricos, magnetométricos, provenientes de los relevamientos sísmicos de reflexión de canal múltiple y de refracción de canal simple (sono-boyas); y el estudio de los alineamientos de las fracturas en el sur de Brasil, Uruguay, Argentina y en el zócalo marginal paralelo que da como resultado la expansión del fondo marino durante la fracturación continental se identificaron las estructuras, la edad del relleno sedimentario y la estratigrafía de las cuencas.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y GEOCRONOLÓGICO DEL BASAMENTO Y LA COBERTURA INMEDIATA DEL MISMO EN EL ALTO ESTRUCTURAL DE PATAO, CUENCA CARÚPANO, NE DE PLATAFORMA CONTINENTAL DE VENEZUELA

Y. Valencia y Z. Parra

PDVSA E&P Gerencia de Proyectos Exploratorios y De Delineación Oriente, Pto. La Cruz, Venezuela,
valenciay@pdvsa.com, parraz@pdvsa.com

La exploración en el oriente de la Plataforma Continental de Venezuela fue iniciada en los años 80 con la perforación de 20 pozos, los cuales llevaron a descubrir cuatro (4) campos de gas con unas reservas estimadas en el orden de 14 TCF aproximadamente, ubicados en el Alto Estructural de Patao en la Cuenca Carúpano. De los pozos perforados cinco (5) alcanzaron el basamento (Secuencia Cretácica): DR-1X, PA-1X, PA-3X, MJS-1X y RC-1X, razón por la cual en el año 2010 se inicia un nuevo proyecto exploratorio en el Alto de Patao, usando toda la información disponible y realizando nuevos estudios en el área de sedimentología y geocronología para analizar esta secuencia, los depósitos suprayacentes y la edad de los mismos. Se realizó la caracterización sedimentológica de muestras de núcleos y ripios (descripción macroscópica y microscópica), con la finalidad de definir las unidades y facies sedimentarias presentes. Adicionalmente, para la determinación de edades se usaron los datos bioestratigráficos disponibles y se midieron edades absolutas utilizando métodos isotópicos como Ar-Ar en roca total y/o U-Pb en circones. Todo ello para disminuir la incertidumbre en la columna estratigráfica en el Alto de Patao y estudiar el potencial económico de la misma.

Los estudios permitieron identificar 3 unidades sedimentarias, dos correspondiente a la Formación Tres Puntas (Unidad sedimentaria I y II) de edad Mioceno inferior a medio según datos bioestratigráficos y una al Complejo Mejillones (Unidad sedimentaria III) de edad 87 y 102 Ma medido por el método **K/Ar** (Albiano superior a Coniaciano). La Unidad sedimentaria I se caracteriza por la abundancia de arcilitas gris verdoso, macizas, laminares con intercalaciones de limonitas, interestratificadas con areniscas de grano muy fino a medio. La Unidad sedimentaria II compuesta de arenisca de color gris, de grano fino, redondeadas a subredondeadas, bien seleccionada, algo calcáreas con intercalaciones de fragmentos esqueléticos, calizas glauconíticas, calcarenitas y trazas de rocas volcánicas como andesita, andesita basáltica con fenocristales de piroxeno, plagioclasas, clorita, epidoto, opacos y rocas metamórficas como esquistos de clorita y zoisita. La Unidad sedimentaria III constituida por un basamento volcánico, de composición basáltica/andesita con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos, ortopiroxenos. En algunas zonas esta unidad tiene intercalaciones de lutitas calcáreas, calizas macizas y clásticos de diversas granulometrías de origen ígneo, medidas por el método **Ar/Ar** en roca total, entre 107 y 88 Ma (Coniaciano al Albiano). Cabe destacar, que el registro geológico en la parte inferior del pozo RC-1X es diferente a la perforada por los otros pozos en el área, en este pozo la Unidad sedimentaria III se caracteriza por rocas metamórficas como esquistos azules con abundantes porfiroblastos de glaucofano en una matriz de cuarzo, medido por el método **Ar/Ar** en roca total en 358 Ma (Carbonífero inferior); y por el método **U/Pb** en circones detríticos medidos individuales por ablación láser con ICP-MS en 379 ± 17 Ma (Devónico superior). Al integrar todos los resultados se tiene que la Unidad sedimentaria I presenta características idóneas para representar un sello competente en el área y La Unidad sedimentaria II posee las mejores propiedades para ser catalogadas como potencial roca reservorio, lo que es de gran importancia, debido a que permite abrir un nuevo *play* exploratorio en el área.

UN BOSQUE FÓSIL DE GRAN EXTENSIÓN AREAL Y SU RELACIÓN CON UNA SUPERFICIE DE REGRESIÓN FORZADA HETEROGÉNEA

A.N. Varela^{1, 2}, S. Richiano^{1, 2}, D.G. Poiré^{1, 2}, A. Iglesias³ y M. Brea⁴

¹*Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata, Argentina*

²*FCNYM-UNLP, La Plata, Argentina*

³*Instituto de Investigaciones en Biodiversidad y Medioambiente, Universidad Nacional del COMAHUE – CONICET, San Carlos de Bariloche, Argentina*

⁴*Laboratorio de Paleobotánica, Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción, CICyTTP-CONICET, Entre Ríos, Argentina*

augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar, richiano@cig.museo.unlp.edu.ar, poire@cig.museo.unlp.edu.ar, ari.iglesias@yahoo.com.ar, cidmbrea@gmail.com

El óptimo climático del Cenomaniano (Cretácico Superior temprano) está representado en la región surpatagónica Argentina, Cuenca Austral, por la Formación Mata Amarilla. Esta unidad se compone de tres secciones informales que se depositaron en ambientes litorales y continentales. El límite entre las secciones inferior y media de la Formación Mata Amarilla muestra una reducción drástica de la tasa de acomodación/aporte de sedimento (A/S), interpretado como una superficie de regresión forzada. Por debajo de esta superficie, la sección inferior de la Formación Mata Amarilla está compuesta en el sector occidental por canales simples de gran escala aislados dentro de los depósitos de grano fino de planicies de inundación, que pasan hacia el este, hacia un conjunto de depósitos de delta de desembocadura/estuario. Este arreglo estratigráfico indican depositación bajo una alta proporción A/S dentro de un cortejo transgresivo. La superficie regresiva se caracteriza por un paleosuelo bien desarrollado, asociado con la preservación de un bosque fósil dominado por podocarpáceas en un área muy extensa (más de 5400 km²). Los análisis sedimentológicos y paleopedológicos, sumados a la estructura del bosque, la densidad de árboles y los análisis de anillos de crecimiento, indican que la regresión forzada del Cenomaniano medio es distinguida como una superficie no uniforme desarrollada a lo largo de un corto intervalo temporal. Este límite de secuencia es reconocido a través de una superficie regional heterogénea, delimitado en la parte occidental del área de estudio por una superficie de erosión generada por migración lateral de canales, evidenciada por depósitos de canales en manto con troncos transportados y pseudotransportados dentro de las formas de lecho. Por el contrario, en la parte oriental del área de estudio, esta superficie aparece como una paraconformidad, limitada por un paleosuelo (Alfisol vértico) muy maduro (entre 40.000-100.000 años de desarrollo), y la preservación de un bosque fósil en posición de vida con una edad mínima de 337 años (edad de individuos). Se concluye que la preservación tafonómica del bosque fósil en una gran extensión areal y en el mismo nivel estratigráfico responde cambios en la relación A/S en una superficie regresiva forzada a escala de cuenca. La superficie de regresión forzada constituye un límite de secuencia heterogéneo que resulta de fácil reconocimiento en el sector oriental ya que pone en paraconcordancia depósitos continentales sobre depósitos litorales; mientras que en el sector occidental, si bien hay un límite erosivo, separa dos sistemas fluviales de alta y baja acomodación respectivamente. Asimismo se concluye que el lapsus temporal que involucra el límite de secuencia (SB) es muy acotado a escala de tiempo geológico ya que tendría un mínimo de 337 años y un máximo de 100.00 años de desarrollo.

CARACTERIZACION SEDIMENTOLOGICA Y CORRIENTES DE MAREA EN EL CANAL LA LISTA. ESTUARIO DE BAHIA BLANCA, ARGENTINA

L.G. Vecchi^{1, 2, 3}, S.S. Ginsberg^{1, 2, 3} y S. Aliotta^{1, 3}

¹Universidad Nacional del Sur, Depto. de Geología, Bahía Blanca, Argentina

²Universidad Tecnológica Nacional, FRBB, Depto. de Ingeniería Civil, Bahía Blanca, Argentina

³Instituto Argentino de Oceanografía, CONICET-UNS, CCT-Bahía Blanca, Argentina

vecchi@criba.edu.ar, ginsberg@criba.edu.ar, gmaliott@criba.edu.ar

El canal de marea la Lista está ubicado en el sector interno del estuario de Bahía Blanca, en el sur de la provincia de Buenos Aires. El tramo interior del mencionado canal posee un curso meandroso, que hacia su boca se convierte en recto y aumenta su ancho (680 m). Su rumbo general es E-O y muestra, normalmente, un perfil batimétrico transversal asimétrico. En su tramo medio La Lista se une con otro importante canal, El Alambre, en cuya confluencia se desarrolla una profunda depresión (15 m). En tanto, en la zona de su desembocadura se presenta un gran banco elongado (banco La Lista) que se prolonga hacia el sureste dentro del canal Principal (canal de acceso al complejo portuario de Bahía Blanca-Punta Alta).

Con el objeto de caracterizar los sedimentos superficiales y conocer las condiciones hidrodinámicas del canal La Lista, se realizó un muestreo sedimentológico y se fondearon tres correntógrafos (a un metro del fondo y durante tres ciclos de marea) en los tramos interno (sector 1), medio (sector 2) y desembocadura del canal (sector 3). Se determinó que el sector más interno presenta, en general, un fondo areno limo arcilloso, mientras que hacia la confluencia con El Alambre el sedimento es areno limoso o areno arcilloso. En tanto, en la parte más profunda del pozo generado en la confluencia, predomina la fracción arena. El análisis estadístico de las muestras señaló que en todos los casos el sedimento es muy pobremente seleccionado. Desde la zona de confluencia hacia la desembocadura, tanto en el sector central del canal como en el veril norte, el material predominante es arena fina a mediana de selección buena. Por otro lado, las muestras obtenidas indicaron que las mayores granulometrías se encuentran en la parte más profunda y sobre el flanco sur (arena mediana con conchilla y selección muy pobre). Además, se notó que el material más fino (limo arcilloso o areno limo arcilloso) en La Lista se halla en los veriles y sobre el lado oeste del pozo de confluencia (limo arcilloso), resultando en todos los casos muy pobremente seleccionado. Cabe destacar que en el banco elongado de la desembocadura predomina la arena mediana con conchilla en la cresta, mientras que arena fina y arena limo arcillosa, en el flanco norte y sur, respectivamente.

El estudio de las corrientes de marea arrojó que en el tramo (1) y (3) la velocidad del reflujo presenta los mayores valores, con máximos promedios alrededor de 50 cm s⁻¹, alcanzando picos de 55 cm s⁻¹. En cambio, las velocidades del flujo resultaron relativamente más bajas (40 cm s⁻¹). En ambas posiciones se observa que no existen diferencias entre la duración del flujo y reflujo (6hs.). Las velocidades obtenidas en (2) también indican que el reflujo alcanza magnitudes mayores al flujo, aunque en este sitio con valores más elevados (70 cm s⁻¹). En tanto, el flujo mostró una velocidad promedio de 50 cm s⁻¹. Cabe señalar que en esta estación los hemisiclos mareales exhiben una diferencia temporal, siendo la duración del flujo (7 hs.) mayor que la del reflujo (5 hs.).

Los cálculos del transporte neto de sedimento como carga de fondo, según la fórmula propuesta por Gadd *et al.* (1978), indican una dominancia del reflujo. El valor máximo de 0,077 gr cm⁻¹ s⁻¹ fue hallado en el tramo interno, mientras que en la zona del pozo el valor disminuye a casi la mitad (0,040 gr cm⁻¹ s⁻¹), obteniéndose el menor valor (0,022 cm⁻¹ s⁻¹) en la zona de la desembocadura.

Del análisis de las características generales de los sedimentos del fondo se determina que el tamaño del material tiende a aumentar desde el sector interno hacia la desembocadura, notándose un incremento de la selección. Por otro lado, del estudio de las corrientes se comprueba la dominancia del reflujo en todo el canal La Lista, siendo ésta la responsable de movilizar el material desde su interior hacia la boca, suministrando sedimento al banco La Lista y al canal Principal.

Gadd, P.E., Lavelle, J.W. y Swift, D. J.P. 1978. Estimates of sand transport on the New York Shelf using near bottom current meter observations. *Journal of Sedimentary Petrology* 48: 239 - 252.

REGISTRO DE UN CAMPO DE DUNAS DE *OFFSHORE* EN EL CRETÁCICO TEMPRANO DE LA CUENCA NEUQUINA (MIEMBRO PILMATUÉ, FM. AGRIO): SIGNIFICADO PALEOGEOGRÁFICO Y ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

G.D. Veiga y E. Schwarz

*Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina,
veiga@cig.museo.unlp.edu.ar, eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar*

La Cuenca Neuquina conformó, durante gran parte de su evolución mesozoica, un mar epicontinental, conectado con el océano proto-Pacífico a través de un arco volcánico en el margen sudoccidental de Gondwana. En este contexto, la mayor parte de los sistemas de *offshore-shoreface* registrados, muestran un dominio de procesos asociados con olas de buen tiempo y de tormentas. Esto es especialmente importante para el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio donde depósitos de este tipo han sido descriptos en varios estudios. De esta forma, el desarrollo de una potente secuencia de depósitos arenosos asociados a flujos unidireccionales diluidos, intercalada entre depósitos de *offshore*, resulta particular y refleja condiciones específicas de circulación que pueden aportar información importante a la hora de efectuar reconstrucciones paleogeográficas y estratigráfico secuenciales detalladas. Por otra parte, esta sucesión brinda la oportunidad de explorar el relativamente escaso registro de sistemas de *offshore* de alta energía a fin de generar modelos de facies detallados.

El intervalo estudiado comprende una sucesión de ~30 m de potencia ubicada en la localidad de Cerro Mesa en el sector central de la provincia del Neuquén. En esta localidad el Miembro Pilmatué de la Fm Agrio tiene un espesor de ~450 m y está dominado por fangolitas y margas oscuras, entre las que intercalan delgados bancos de concentrados esqueletales de baja energía. El rasgo más destacado de esta unidad en el área de estudio es la intercalación, entre los depósitos finos de *offshore*, de una sucesión más gruesa en la que participan de forma variable materiales silicoclásticos (tamaño arena) y bioclástico (tamaño arena y grava fina, mayormente fragmentos de crinoideos). La sección inferior está dominada por depósitos heterolíticos y fangolitas masivas portadoras de una asociación de trazas atribuible a una icnofacies de *Cruziana* (*Teichichnus*, *Chondrites* y *Gyrochorte*), en las que intercalan niveles de areniscas finas, bioclásticas, de hasta 1 m de potencia. Los depósitos arenosos son mayormente masivos debido a una intensa bioturbación (*Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Ophiomorpha*), aunque localmente se reconoce laminación ondulítica de corrientes y algunos sets decimétricos con estratificación entrecruzada. Por su parte, la sección superior está dominada por areniscas bioclásticas gruesas que muestran un amplio rango de estructuras entrecruzadas, desde depósitos con estratificación en artesa de mediana escala, hasta sets tangenciales de hasta 4 m de potencia con abundantes superficies de reactivación. Localmente, se identificaron también arquitecturas complejas con el desarrollo de superficies de sobreimposición. Los sets entrecruzados muestran una distribución de paleocorrientes fuertemente unimodal, aunque localmente aparecen estructuras de menor escala con orientación opuesta. Los cuerpos arenosos muestran una gran continuidad lateral e intercalan con aisladas lentes de depósitos heterolíticos y arenosos finos con laminación ondulítica. La bioturbación es poco frecuente en esta sección superior, aunque se identificaron trazas de *Ophiomorpha/Diplocraterion* (icnofacies de *Skolithos*) en la mayoría de las unidades gruesas.

La abundancia de depósitos asociados con flujos unidireccionales de relativamente alta energía sugiere el desarrollo de corrientes asociadas con un sistema de transporte mareal fuertemente asimétrico. En este contexto, la sección inferior reflejaría condiciones de menor energía y sustratos estables con el desarrollo de parches arenosos y depósitos de decantación que representan condiciones distales o marginales del sistema. Por su parte, la sección superior registra el desarrollo de dunas simples y complejas bajo condiciones de mayor energía y sustratos más móviles. La sucesión estrato y granocreciente analizada correspondería a la migración corriente abajo de un campo de dunas el que eventualmente es abandonado y cubierto por una potente secuencia de depósitos finos de *offshore*. El desarrollo de un sistema de transporte mareal en el *offshore* de la Cuenca Neuquina para el Cretácico Temprano representa condiciones ambientales particulares ya que debido a sus dimensiones es altamente improbable que este mar epicontinental haya desarrollado un sistema mareal propio. Por lo tanto, este sistema de transporte podría estar asociado a la amplificación de mareas oceánicas en el ámbito de la cuenca durante un estadio en el que la conexión con el proto-Pacífico fue más efectiva. De esta forma, el desarrollo de este sistema mareal podría estar asociado a condiciones de máxima inundación, en las que se combina la amplificación de las mareas con la inundación de áreas marginales que podrían haber aportado el sedimento necesario para la construcción de este campo de dunas. Esto contrasta sensiblemente con los modelos existentes en los que este tipo de depósitos son asociados a condiciones transgresivas iniciales.

LAS ERUPCIONES HISTÓRICAS DEL VOLCÁN COPAHUE: REGISTROS EN UNA SECUENCIA SEDIMENTARIA LACUSTRE

S. Villa¹, R. Daga^{2, 3}, A. Caselli^{1, 3} y S. Ribeiro Guevara²

¹Universidad Nacional de Río Negro, svilla@unrn.edu.ar

²Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica, CAB-CNEA

³Centro Científico Tecnológico CONICET, Patagonia Norte

Los ambientes lacustres son sitios apropiados para el desarrollo de secuencias sedimentarias continuas y, en ambientes volcánicos, las tefras son un componente común en dichas secuencias. Los niveles de cenizas identificados en sedimentos lacustres pueden ser utilizados como herramienta cronoestratigráfica, técnica conocida como tefrocronología. Por otra parte, dependiendo de la posición del cuerpo lacustre con respecto al volcán, pueden utilizarse para la reconstrucción de su historia eruptiva.

Con el objeto de analizar el registro de erupciones históricas del volcán Copahue (37°45'S-71°10.2'O, 2977 msnm), ubicado en la Zona Volcánica Sur (33.3°-46°S) en el límite entre Argentina y Chile, se extrajo un testigo de 63 cm de longitud de la laguna Portezuelo (37°54.70'S-71°2.45'W), ubicada a 13,5 km hacia el SE del volcán, en la dirección predominante de los vientos en la zona. El muestreo se realizó con posterioridad a la erupción de diciembre del 2012, cuya dispersión afectó al área de estudio, lo cual permitirá la caracterización de un depósito de este evento. En este trabajo se presenta la caracterización de la secuencia sedimentaria obtenida y los resultados preliminares del análisis de los niveles de cenizas identificados.

La laguna Portezuelo se ubica en el borde sur de la Caldera del Agrio, a 1735 m snm. Es un cuerpo de agua dulce de dimensiones reducidas (~0.02 km²) y una profundidad máxima de 6,5 m. Posee aportes de agua en su costa SE por cursos tributarios intermitentes, provenientes del borde de la caldera. Desagua por su extremo NE en el lago Caviahue. El testigo fue extraído a 4,3 m de profundidad, en una zona de fondo relativamente plano. Luego de la extracción del testigo se realizó la apertura del mismo, la descripción de la secuencia sedimentaria (color, estructuras), y la identificación preliminar de tefras mediante diferencias de color y tamaño de grano. Luego del submuestreo de la secuencia cada 1 cm, o siguiendo límites naturales observados, se procedió al secado del material mediante liofilización. Una vez seco el material, se realizó el fechado de la secuencia sedimentaria mediante las técnicas isotópicas ²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs. El contenido de materia orgánica en el perfil se estimó a partir de la medición de pérdida de masa por calcinación (LOI_{550°C}). Posteriormente, se llevó a cabo el análisis del sedimento bajo lupa binocular y microscopio petrográfico, tanto para corroborar los niveles volcánicos identificados previamente, como también para la identificación de niveles de tefra no observables a simple vista. El análisis geoquímico se realizó mediante espectroscopia de energía dispersiva (EDS) y análisis por activación neutrónica instrumental (AANI).

La secuencia está compuesta predominantemente por material limo-arcilloso de color marrón oscuro, alternando material limo-arcilloso castaño claro y material grisáceo. Los rasgos más sobresalientes en la secuencia corresponden a los niveles de cenizas volcánicas de color gris oscuro. Se identificaron dos niveles de tefra correspondientes a ceniza gruesa y seis microtefras. Los niveles de ceniza gruesa se identificaron dentro de la secuencia sedimentaria por un incremento en la granulometría, en correspondencia con aumento de la densidad del material y disminución de la materia orgánica. Los niveles de microtefras fueron identificados bajo lupa binocular por una elevada concentración de vidrios volcánicos inmersos en el sedimento, lo cual se corresponde con un ligero aumento y disminución en los perfiles de densidad y materia orgánica, respectivamente. Las cenizas gruesas fueron correlacionadas con erupciones del volcán Copahue debido a su posición estratigráfica y los componentes juveniles y líticos identificados. El análisis geoquímico de los niveles de microtefras permite, de manera preliminar, identificar al volcán Copahue como su fuente debido a la composición de elementos mayoritarios. Se identificaron al menos 8 eventos durante los últimos 200 años. El análisis más detallado tanto químico como mineralógico permitirá corroborar estas correlaciones. Debido a la corta duración y limitada dispersión de las erupciones observadas durante las últimas décadas, el análisis de secuencias lacustres de lagos ubicados en otras direcciones con respecto al volcán permitirá identificar otros eventos eruptivos y/o corroborar los identificados en la laguna Portezuelo.

PALEOAMBIENTE SEDIMENTARIO DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN LA TORRE (TRIÁSICO INFERIOR) EN EL PARQUE PROVINCIAL EL CHIFLÓN, PROVINCIA DE LA RIOJA

G. Villalba^{† 1,2}, L. Cattana¹, A. Battiston¹, P. Armas^{1,3} y M. Villegas¹

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba, Argentina

²Universidad Nacional de La Rioja, La Rioja, Argentina

³CONICET

lucia_cattana@hotmail.com, battiston.alejandra@gmail.com, parmas@exa.unrc.edu.ar,
mvillegas@exa.unrc.edu.ar

La cuenca Ischigualasto – Villa Unión conforma una de las numerosas cuencas de rifts pasivos generadas durante el Triásico Temprano, en el margen oeste de Gondwana. Su extensión alcanza los 120 km de longitud y 50 km de ancho. El esquema tectosedimentario propuesto por varios autores, plantea dos sistemas de relleno. Un primer ciclo, con un sinrift constituido por las Formaciones Talampaya, Tarjados, Ischichuca y Chañares, y el correspondiente postrift integrado por la Formación Los Rastros. Un segundo ciclo, con un estadio de sinrift representado por Formación Ischigualasto y el postrift por la Formación Los Colorados. El sector sur de la cuenca presenta unidades litoestratigráficas diferentes de los ambientes interpretados previamente, siendo Bossi y Herbst (1968) los primeros en definir allí a las Formaciones La Torre y el Grupo Río Chiflón. Al oeste del área del parque provincial El Chiflón y en contacto con la Tonalita-Granodiorita Cerro Blanco, se relevaron tres perfiles sedimentológicos de detalle, de hasta 40 m de potencia, con la finalidad de identificar litofacies, definir elementos arquitecturales e interpretar el paleoambiente sedimentario para el Miembro basal de la Formación La Torre.

El análisis de facies realizado según la metodología y nomenclatura de Miall (1996) permitió determinar seis litofacies conglomerádicas (Gmm, Gmg, Gcm, Gh, Gt, Gp), una areno-gravosa (SGt), seis arenosas (St, Sp, Sh, Sl, Sr y Sm) y dos pelíticas (Fl y Fm). El estudio composicional de los clastos en las facies conglomerádicas, indica un alto porcentaje de líticos de tipo ígneos (tonalíticos y graníticos) provenientes del basamento, y en menor proporción intraclastos pelíticos. El arreglo espacial y distribución de las litofacies definidas, sugieren interpretar tres elementos arquitecturales mayores: elemento de canal gravoso (CH I); elemento de canal arenoso (CH II) y elemento de planicie de inundación (OF), los cuales están compuestos por elementos arquitecturales menores. CH I constituye el elemento de mayor envergadura de la unidad analizada, su mayor expresión se encuentra en la sección basal, e internamente están conformados por flujos gravitatorio de sedimento (SG), *hollows* (HO) y barras gravosas (GB). El elemento SG incluye las litofacies Gmm, Gmg y Gcm; el elemento HO las litofacies Gh, Gp, Gt y Fm; y el elemento GB las litofacies SGt, Gp, Gt, Gh, Sh, Sr y Fl. CH II se encuentra con mayor desarrollo en la sección cuspidal del perfil relevado e internamente están constituidos por los elementos de barras arenosos 3D (DA) y de barras arenosas 2D (SB), conformados por las litofacies St-Sp-Sh-Fl y Sp-Sh respectivamente. En cuanto a la planicie de inundación (OF), esta se presenta con mayores potencias hacia el sector este del área y se caracteriza por una recurrente intercalación de depósitos de desbordes de tipo mantiforme, tanto gravosos como arenosos, caracterizados como elemento CHS y elemento CRS, compuestos por las litofacies Gmm - Sh y Sm- Sh-Sp-Sl, respectivamente.

El estudio sedimentológico de detalle y el conjunto de litofacies y arquitecturas definidos permite interpretar para el miembro inferior de la Formación La Torre depósitos asignables a ambientes de abanicos aluviales. La tendencia granodecreciente de la unidad y la distribución de los elementos mayores sugiere el pasaje de un ambiente sedimentario proximal a intermedio, con la instalación de un sistema fluvial arenoso hacia el tope. El relevamiento de datos de paleocorrientes realizado evidencia direcciones predominantes de paleoflujos provenientes desde el NW. Esta información sumada al análisis composicional de los clastos, sugiere que la principal área de aporte para el sistema sedimentario interpretado fue la Tonalita-Granodiorita Cerro Blanco.

Bossi, G. y R. Herbst, 1968. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre provincia de la Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 45-54.

Miall, A., 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Italia. 482 pp.

INFLUENCIA CLIMÁTICA DEL VOLCANISMO. ¿REPRESENTA EL MIEMBRO PUESTO LA PALOMA UN CASO DE PSEUDO-ARIDEZ EN EL APTIANO-ALBIANO DE PATAGONIA?

P.M. Villegas¹, A.M. Umazano^{1, 2}, R.N. Melchor^{1, 2}, J.M. Krause^{3, 4} y E.S. Bellosi⁵

¹INCITAP (CONICET-UNLPam), Santa Rosa, La Pampa, Argentina, pmvillegas90@gmail.com,
amumazano@gmail.com, melchor.ricardo@gmail.com

²Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa, La Pampa, Argentina

³CONICET-MEF, Trelew, Chubut, Argentina, mkrause@mef.org.ar

⁴Facultad de Ciencias Naturales, UNPSJB, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina

⁵CONICET-MACN, Buenos Aires, Argentina, ebellosi@sei.com

El volcanismo puede producir importantes variaciones climáticas en diferentes escalas de tiempo, de manera regional e incluso global. Por ejemplo, la inyección de tefra y SO₂ gaseoso a la atmósfera induce el descenso de la temperatura de la superficie terrestre y la disminución de las precipitaciones en el corto plazo. A su vez, la depositación de ceniza volcánica a lo largo de extensas superficies (*ash blankets*) tiene como consecuencia el sepultamiento del suelo previo y la consecuente pérdida de la biota, produciendo una notable esterilización del paisaje.

La Formación Cerro Barcino se incluye dentro del Grupo Chubut, y es parte del relleno de la etapa de hundimiento térmico de la Cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto. Constituye el registro de sistemas fluviales de características diversas, que recibieron el influjo de ceniza volcánica en cantidades variables a lo largo de su depositación. Los sedimentos continentales del Miembro Puesto La Paloma (Aptiano-Albiano), unidad basal de la Formación Cerro Barcino, fueron depositados durante la etapa de mayor influjo piroclástico como lluvias de ceniza. El objetivo de la presente contribución es evaluar la potencial incidencia del volcanismo en las condiciones paleoclimáticas regionales durante la depositación del Miembro Puesto La Paloma.

El área analizada comprende ocho localidades ubicadas en la región central de la Provincia de Chubut, al norte de Paso de Indios: Huanimán (H), Puesto Mesa (PM), Cerro Los Chivos (CLC), Aguada La Piedra (ALP), Tres Cerros (TC), La Payanca (LP), La Madrugada (LM) y La Juanita (LJ). A partir de las facies reconocidas en las diferentes secciones se caracterizaron cuatro asociaciones de facies que, en general, tienen la siguiente participación porcentual en las localidades: sistema fluvial descanalizado (SFD); sistema eólico con dunas e interdunas secas (SE), caída cenizas (CC) y lagos someros con carbonatos (LS).

Los depósitos de duna eólica y de lagos carbonáticos alcalinos (asociaciones de facies DE y LS), identificadas en las localidades CLC, H, LP, ALP y PM, permiten inferir localmente que la depositación del Miembro Puesto La Paloma ocurrió bajo condiciones climáticas semiáridas-áridas. Paralelamente, la frecuente presencia de paleosuelos entre depósitos de flujos laminares descanalizados es comúnmente asociada con las condiciones climáticas mencionadas. En este sentido, los datos geoquímicos de paleosuelos con rasgos hidromórficos y cálcicos hacia el techo del miembro en las localidades TC y LJ, sugieren un régimen de humedad xérico-ústico, con valores de precipitación media anual (MAP) y temperatura media anual (MAT) de 200-700mm/año y 7-9° C, respectivamente (Krause *et al.*, 2014). Además, el índice de alteración química CIA-K de estos depósitos pedogenizados es bajo, con valores promedio de 50-60 (Krause *et al.*, 2014). El apilamiento de estos paleosuelos hidromórficos hacia el techo del Miembro Puesto La Paloma implicaría un nivel freático relativamente alto, y consecuentemente, condiciones de saturación (superávit hídrico), al menos la mayor parte del año. El contexto regional de Patagonia durante el intervalo de depositación del Miembro Puesto La Paloma comprende unidades que, en general, responden a un clima más cálido y/o húmedo, concordante con la tendencia a nivel global.

Por consiguiente, en el Miembro La Paloma coexisten indicadores paleoclimáticos o “proxies” contrapuestos. Por un lado evidencias de aridez: retrabajo eólico de sedimentos piroclásticos, flujos laminares pedogenizados y lagos alcalinos con carbonatos; y por otro, testimonios de mayor humedad: paleosuelos hidromórficos. Tal situación podría vincularse al intenso aporte por lluvias de cenizas, las cuales en lapsos geológicamente cortos reproducen falsas condiciones locales de aridez (“mock aridity” *sensu* Harris y Van Couvering, 1995). Estas contrastan con el escenario paleoclimático de Patagonia para el intervalo Aptiano-Albiano.

Harris, J. y J. Van Couvering, 1995. Mock aridity and the paleoecology of volcanically influenced ecosystems. *Geology* 23: 593-596.

Krause, J.M., A.M. Umazano, E.S. Bellosi, y T.M. White, 2014. Hydromorphic paleosols in the upper Puesto La Paloma Member, Cerro Barcino Formation, mid Cretaceous, Patagonia Argentina: environmental and stratigraphic significance. *XIV Reunión Argentina de Sedimentología*: 146-147. Puerto Madryn.

CARACTERÍSTICAS MORFOSEDIMENTARIAS Y SISMOESTRATIGRÁFICAS RECIENTES DE LA PLATAFORMA EXTERIOR DEL SURESTE BONAERENSE, ARGENTINA

R.A. Violante¹, G. Ercilla², G. Bozzano^{1,3}, F. Estrada², J.A. Rengel Ortega⁴,
D. Muñoz Sánchez⁴, N.A. Paez Rubia^{3,5}, D.V. Spoltore¹, O. Silvestri⁶, T. Schwenk⁷

¹ Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina, rober.a.violante@gmail.com;
grazi.hidro.gov.ar@gmail.com; spoltoredaniela@yahoo.com.ar

² Instituto de Ciencias del Mar -CSIC, España, gemma@icm.csic.es, festrada@icm.csic.es

³ CONICET, Argentina.

⁴ Instituto Hidrográfico de la Marina, Cádiz, España, jrenortega@fn.mde.es, dmunsa1@fn.mde.es

⁵ Universidad de San Juan, Argentina, nadiapaezrubia@yahoo.com.ar

⁶ Universidad de Buenos Aires, Argentina, ornesilvestri@gmail.com

⁷ Departamento de Geociencias, Universidad de Bremen, Alemania, tschwenk@uni-bremen.de

Se realizó un relevamiento geológico-geofísico en la plataforma continental exterior del sur de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) adyacente a la desembocadura del río Colorado, mediante métodos acústicos (sonda multihaz de aguas someras SIMRAD EM1002) y sísmicos de muy alta resolución (sonda paramétrica TOPAS PS18), utilizados por primera vez en la región. El trabajo fue parte de un estudio más regional en ese sector del margen continental argentino (entre 40 y 42°S), que abarcó también el talud hasta profundidades de 4300 m, llevado a cabo durante la Campaña MIXTO a bordo del Buque español BIO Hespérides, en marzo de 2016.

El sector de plataforma estudiado presenta una zona deprimida (o depresión) de unos 100 km de extensión (Lonardi y Ewing, 1971), con morfologías irregulares entre 80 y 100 m de profundidad y relieves que no exceden los 15 m de desnivel, que se comunica con el talud a través de un pasaje que conecta parcialmente con las cabeceras de algunos cañones submarinos. Esa depresión fue posteriormente interpretada (Violante *et al.*, 2014) como el relicto de un paleoambiente fluvio-estuario desarrollado a partir del último máximo glacial, posiblemente vinculado a primitivas desembocaduras del río Colorado, según evidencias documentadas mediante batimetría monohaz y análisis de testigos de sedimentos.

Los estudios llevados a cabo durante la campaña MIXTO permitieron: 1) reconocer con mayor detalle los rasgos morfosedimentarios mayores del paleoambiente previamente descrito y mapear sus geoformas; 2) determinar las unidades sísmicas del subsuelo poco profundo; y 3) aportar nueva información a la evolución de la región. La arquitectura sedimentaria está conformada por tres unidades sísmicas superpuestas, de unos 10 m de espesor cada una, separadas por discontinuidades. La unidad inferior se caracteriza por sismofacies semitransparentes con configuración interna agradable. La unidad intermedia presenta sismofacies estratificadas con reflexiones progradantes, rasgo compatible con secuencias deltaicas evolucionadas durante etapas de bajo nivel del mar. La unidad superior está integrada por barras que configuran relieves significativos (altura <5 m, anchos variables de hasta 5 o 6 km), con sismofacies estratificadas y estructuras que señalan migración lateral. Las barras se componen de gravas bioclásticas con cantidades variables de arena, según lo documentan testigos de sedimentos. Esta unidad superior presenta morfologías y estructuras compatibles con las facies litorales de barras y playas formadas por encima del paleoestuario durante la transgresión postglacial. Ese registro sedimentario cambia lateralmente mostrando en su parte superior la presencia de paleocanales de hasta 4 km de ancho con mínima expresión morfológica, con un relleno estratificado de hasta 10 m. En una depresión ubicada entre las barras se habían muestreado y datado previamente (Violante *et al.*, 2014) arcillas de lagunas costeras con faunas dulceacuícolas y restos vegetales de edad post-LGM. Los paleocanales están sellados por un nivel de respuesta acústica similar a las barras, que está limitado a techo por una superficie irregular de carácter erosivo, la cual conforma el fondo marino actual cuyos sedimentos son arenas finas limoarcillosas. Los resultados obtenidos con el reciente relevamiento aportan novedosa información que avala la complejidad de procesos ocurridos en la región durante las etapas finales de su evolución (Pleistoceno superior-Holoceno) vinculadas al último cambio glacio-eustático de cuarto orden en un ámbito dominado por paleomorfologías estuáricas y deltaicas de gran extensión.

Lonardi, A. y M. Ewing, 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 4. Bathymetry of the Continental Margin, Argentine Basin and other related provinces, canyons and sources of sediments. En: L.H. Ahrens *et al.* (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, London, VIII: 253-264.

Violante, R.A., C. Laprida, G.S. Bressan, G.R. Diaz, G. Bozzano, J.P. Grant, N. García Chapori, J.L. Cavallotto, N.I. Maidana, F.A. Cianfagna, M.L. Osterrieth, C.M. Paterlini e I.P. Costa, 2014. Registro paleoambiental del estadio isotópico 2 en la Plataforma Continental exterior del sureste bonaerense: un nuevo aporte a la evolución regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3): 449-455.

Índice de Autores

Abreu	M.H.M.	marcohenriquema@gmail.com	158
Aguirre	M.	maguirre@fcnym.unlp.edu.ar	143
Albino	J.	albino.jacqueline@gmail.com	111
Alcantara	J.		104
Aliotta	S.	gmaliott@criba.edu.ar	10, 44, 118, 175
Alonso	R.N.	rnalonso@uolsinectis.com.ar	84
Alonso-Muruaga	P.J.	pablojoaquin3@yahoo.com.ar	11
Álvarez	M.P.	salvarezgonzalez91@gmail.com	80
Álvarez	O.	orlando_a_p@yahoo.com.ar	75
Álvarez González	S.N.	pablojoaquin3@yahoo.com.ar	12
Álvarez-Trentini	G.	gtrentini@cig.museo.unlp.edu.ar	13
Amidon	W.H.	wamidon@middlebury.edu	60
Aparicio González	P.	pamelaaparicio@gmail.com	32
Apesteguía	S.	sebapesteguia@gmail.com	49, 50
Aquino	R.	aquino@pdvsa.com	14
Aranda	J.	jael.aranda@gmail.com	15
Aranda Viana	G.R.		76
Arce	M.	marce@unrn.edu.ar	170
Argüello Scotti	A.	aarguello@cig.museo.unlp.edu.ar	16, 17
Ariztegui	D.		80
Armas	P.	parmas@exa.unrc.edu.ar	18, 19, 178
Arregui	C.D.	carlos.arregui@petrobras.com	20
Arrouy	M.J	jarrouy@cig.museo.unlp.edu.ar	90, 135
Arroyo	M.	mario.arroyosolorzano@ucr.ac.cr	21
Astesiano	D.	daniel.astesiano@ypf.com	22
Astini	R.A.	ricardo.astini@unc.edu.ar	23, 24, 25, 26, 27, 28, 120
Asurmendi	E.	easurmendi@exa.unrc.edu.ar	29, 30, 31, 148, 149
Ávila	L.		47
Azcurra	M.	mario.azcurra@ypf.com	22
Badalini	G.	Gianluca.Badalini@bg-group.com	96
Balod	M.	mario.balod@vale.com	88, 89
Barberis	R.	rosina.barberis@ypf.com	22
Barrientos Gines	A.	avbgines@gmail.com	32
Barzola	M.	mbarzola@exa.unrc.edu.ar	18
Basaez	A.	ACBasaez@gmail.com	33, 34, 167
Bastos	A.C.	alexcardosobastos@gmail.com	111
Battiston	A.	battiston.alejandra@gmail.com	178
Bazán	C.	cabazan2@yahoo.com.ar	124
Beaufort	D.	daniel.beaufort@univ-poitiers.fr	137
Beilinson	E.	beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar	105, 138

Bellosi	E.S.	ebellosi@sei.com.ar	35, 36, 37, 171, 179
Bercheñi	V.	geovictorab@yahoo.com.ar	32
Bernhardt	C.	carolina.bernhardt@ypf.com	22
Bertotto	G.W.	gwbertotto@yahoo.com.ar	97
Betancourt	O.E.	betancourtot@pdvsa.com	51, 140
Bidegain	J.C.	jcbidega@yahoo.com.ar	91, 92
Bilmes	A.	abilmes@cenpat-conicet.gob.ar	38, 46, 68, 80, 143
Blasi	A.	ablasi@fcnym.unlp.edu.ar	65
Boff	L.		91
Boggetti	D.	danielboggetti@pytconsultora.com.ar	22
Borromei	A.M.	borromei@criba.edu.ar	39
Borya	A.	aborya@cig.museo.unlp.edu.ar	40, 139
Bouza	A.M.	agustinambouza@gmail.com	42
Bouza	P.J.	bouza@cenpat-conicet.gob.ar	41
Bown	T.M.	kanprimate@aol.com	103
Bozzano	G.	grazi.hidro.gov.ar@gmail.com	43, 162, 180
Bravo	M.E.	mebravo@iado-conicet.gob.ar	44
Brea	M.	cidmbrea@gmail.com	174
Bressan	G.S.	gbressan@gl.fcen.uba.ar	129
Brunetto	E.	ernestobrunetto@cicyttp.org.ar	45, 104
Buatois	L.	luis.buatois@usask.ca	121
Bucher	J.	jbucher@cig.museo.unlp.edu.ar	46, 68, 108
Burbank	D.W.	burbank@ucsb.edu	60
Buschiazzo	D.E.	buschiazzo@agro.unlpam.edu.ar	7, 70
Caballero	N.	natalia.caballero@uns.edu.ar	95
Calvo	J.O.	jocalvomac@gmail.com	47
Camina	S.	caminasonia@gmail.com	48, 144
Campos	E.	edcampos@ucn.cl	123
Camposano	L.A.	camposanol@pdvsa.com	51, 140
Canaalicchio	M.	jmc@ol.cavellaneda.com.ar	135
Candel	M.S.	soledadcandel@cadic-conicet.gob.ar	39
Candia Halupczok	D.	davidjcdiah@gmail.com	49, 50, 149
Candiani	J.C.	candianijuan@gmail.com	25, 26, 27
Cano	D.M.	martinbahia@hotmail.com	114, 141
Cantil	L.F.	cantil@macn.gov.ar	36, 37
Cañizares	M.A.	canizaresm@pdvsa.com	51, 140
Carbonella	J.C.	jcarbonella@iado-conicet.gob.ar	101
Cardonatto	M.C.	mccardonatto@gmail.com	52
Carmona	N.	ncarmona@unrn.edu.ar	53, 136
Carmona	R.P.	romiz86@hotmail.com	54
Casadío	S.	scasadio@unrn.edu.ar	86, 170
Caselli	A.		177

Castellanos	I.	nachopcastellanos@hotmail.com	143
Castillo-Elías	G.	gabrielacastilloelias@gmail.com	55, 56, 57
Cattana	L.	lucia_cattana@hotmail.com	178
Cavallotto	J.L.	jlcavallotto@hidro.gov.ar	58
Cereceda	A.	acereceda@cig.museo.unlp.edu.ar	59
Cesaretti	N.N.	ghcesar@criba.edu.ar	12
Chaparro	M.A.E.	chapator@exa.unicen.edu.ar	156
Chavarría	F.	jose.chavarriacastillo@ucr.ac.cr	21
Chiesa	J.	jchiesa@unsl.edu.ar	15, 34, 83, 110
Chimento	N.		110
Ciccioli	P.L.	ciccioli@gl.fcen.uba.ar	60, 72, 73
Coira	B.	bcoira2015@gmail.com	84
Colazo	J.C.	jccolazo@gmail.com	70
Colombi	C.E.	ccolombi@unsj.edu.ar	27, 151
Colombo-Piñol	F.	colombo@ub.edu	11, 161
Coppo	R.	romina.coppo@ypf.com	61
Corbella	H.	hcorbel@yahoo.com.ar	35
Coria	R.	rcoria@unrn.edu.ar	170
Coria	W.	waltercoria1982@gmail.com	34, 83, 110
Coronato	A.	acoronato@cadic-conicet.gob.ar	39
Coronel	M.D.	mcoronel@cig.museo.unlp.edu.ar	62
Corrêa	I.C.S.	iran.correa@ufrgs.br	63
Cortés	E.G.	guadalup@cenpat-conicet.gob.ar	41
Costa	I.P.	geofisic@hidro.gov.ar	64
Costello	J.A.		98
Creaser	A.	Adam.Creaser.2013@live.rhul.ac.uk	96
Criado	L.	lucasmc86@hotmail.com	19
Cristofolini	E.	ecristofolini@exa.unrc.edu.ar	18
Crowley	S.F.	sfcrow@liverpool.ac.uk	40
Cuadrado	D.G.	cuadrado@criba.edu.ar	65, 66, 112
Cuitiño	J.I.	jcuitino@cenpat-conicet.gob.ar	67
Cusminsky	G.	gabriela.cusminsky@crub.uncoma.edu.ar	130
D'Elia	L.	ldelia@cig.museo.unlp.edu.ar	38, 46, 68, 69, 108, 143
D'Odorico	A.	alejandro.dodorico@ypf.com	22
Daga	R.		177
Davies	K.	davies.karen10@gmail.com	143
De Girolamo del Mauro	L.	lizetkate@gmail.com	75
de los Reyes	M.	delosreyes@yahoo.com.ar	135
De Maestri	E.F.	demaestri.elisa@gmail.com	28
de Oro	L.A.	laurideoro@yahoo.com.ar	70
de Santa Ana	H.	hdesantaana@ancap.com.uy	96
de Vleeschouwer	F.	francois.devleeschouwer@ensat.fr	168

Degiovanni	S.	sdegiovanni@exa.unrc.edu.ar	19
del Papa	C.	delpapacecilia@yahoo.com	71, 106
del Río	C.	claudiajdelrio@gmail.com	139
Deri	M.N.	maximiliano.deri@gmail.com	72, 73
Diez Gómez	G.A.	gadiezgo@gmail.com	74
Do Campo	M.	Docampo@ingeis.uba.ar	71
Doffo	N.	ndoffo@yahoo.com.ar	19
Domínguez	L.I.		94
dos Santos-Fischer	C.B.	cristianeabahi@gmail.com	63
Duque	J.A.	duquej@pdvsa.com	140
Duran	I.C.	durani@pdvsa.com	51, 140
Echevarría	K.	karyechevarria@yahoo.com.ar	19
Echevarría	C.	carlos.echevarria@petrobras.com	154
Encinas	A.	aencinas@udec.cl	75
Ercilla	G.	gemma@icm.csic.es	43, 162, 180
Eremchuk	J.		98
Escalante	L.E.	leo.escalante29@gmail.com	76
Escosteguy	L.D.		163
Espinoza	N.	nahuel_espinoza@hotmail.com	77
Estrada	F.	festrada@icm.csic.es	43, 162, 180
Etcheverría	M.		163
Eveling	E.J.	emilioe145@gmail.com	78, 79
Eymard	I.	ines.eymard@unige.ch	80
Farina	J.L.	juanlfarina@yahoo.com.ar	150
Fernández	A.L.	ana.fernandez@uns.edu.ar	95
Fernández	P.	piafernandez27@gmail.com	19
Fernandez-Mort	A.	afdezmort@alumnos.ucn.cl	123
Fernicola	J.C.	jctano@yahoo.com.ar	67
Figari	E.G.	efigarinegri@icloud.com	81
Finger	K.L.	kfinger@berkeley.edu	75
Fiori	S.M.	sfiori@criba.edu.ar	44
Fisher	G.B.	burchfisher@gmail.com	60
Folguera	A.	andresfolguera2@yahoo.com.ar	75
Folguera	A.	alifolguera@gmail.com	82, 163
Font	M.E.	eimifont@gmail.com	83
Fracchia	D.	fracchiadiego@yahoo.com.ar	115
Fragoso	D.G.C.	danielfragoso@petrobras.com.br	20
Franchini	M.	mfranchini@speedy.com.ar	137
Franzese	J.	franzese@cig.museo.unlp.edu.ar	46, 68, 108
Funes	D.		68
Gaiero	D.M.	diego.gaiero@unc.edu.ar	106, 168
Gallardo	E.	egallar@unsa.edu.ar	32

Gallego	O.		144
Galli	C.I.	claudiagalli@fibertel.com.ar	84
García	D.G.	daniel.gerardo.garcia@ypftecnologia.com	81
García	M.	mgarcia@cig.museo.unlp.edu.ar	46, 68, 108
García Chapori	N.	nataliag@gl.fcen.uba.ar	42, 85, 146
Gardini	C.	gardinicarlos@gmail.com	167
Genise	J.F.	jgenise@macn.gov.ar	36, 37, 150
Georgieff	S.M.		93, 94
Ghiglione	M.	matias@gl.fcen.uba.ar	131
Gianni	G.	guidogianni22@gmail.com	75
Gili	S.	sgili@efn.uncor.edu	168
Ginsberg	S.S.	ginsberg@criba.edu.ar	10, 44, 118, 175
Gomes	R.V.	rogeriogomes@usp.br	158
Gomez	F.J.	fjgomez@unc.edu.ar	28, 120
Gómez	E.A.	gmgomez@criba.edu.ar	66, 101
Gómez	R.	rgomez@unrn.edu.ar	107
Gómez	R.	ricardocaucete@hotmail.com	86
Gómez Dacal	A.R.	agomezdacal@cig.museo.unlp.edu.ar	40, 87, 143, 164
Gómez Figueroa	J.	jgfigueroa@mendoza-conicet.gob.ar	88, 89
Gómez Peral	L.E.	lperal@cig.museo.unlp.edu.ar	87, 90, 138, 139
Gómez Samus	M.L.	gomez_samus@yahoo.com.ar	91, 92
Góngora	J.M.	jmgongora@gmail.com	93, 94
González	R.	rgonzalez@ucn.cl	123
González Dobra	M.		80
González Ruíz	L.	gonzalezlaureano@yahoo.com.ar	114
Gouveia	M.L.	mluizgouveia@yahoo.com.br	159, 160
Grasetti	G.	carlos.g.grasetti@ypftecnologia.com	22
Griffin	M.	miguelgriffin@aol.com	130
Grillaud	R.A.S.	grillaud@gmail.com	113
Grumelli	M.T.	mgrumelli@exa.unrc.edu.ar	30
Guerstein	G.R.	raquel.guerstein@uns.edu.ar	130
Guiñez	F.	f.guezsaldias@uandresbello.edu	147
Gutiérrez Téllez	B.	bgutierr@uns.edu.ar	95
Guzmán	S.	sguzman@conicet.gov.ar	109
Haller	M.		100
Heilbron	M.C.		94
Heredia		sheredia@unsj.edu.ar	31
Hernández	M.		68
Hernández-Molina	J.	javier.hernandez-molina@rhul.ac.uk	96
Hernando	I.		69
Hervé	F.	fherve@cec.uchile.cl	75
Holgado	G.A.	gabrielholgado10@gmail.com	97

Hongn	F.	fhongn@aol.com	71
Iglesia Llanos	M.P.	mpiglesia@gl.fcen.uba.ar	84
Iglesias	A.	iglesias@yahoo.com.ar	174
Impiccini	A.	aimpicc@gmail.com	32, 137
Inbar	M.		98
Iriarte	M.E.		94
Isla	M.F.	misla@cig.museo.unlp.edu.ar	17, 99
Isola	J.I.	jose_isola@hotmail.com	100
Jarquín	E.	esteban.jarquin@ucr.ac.cr	21
Jimenez	M.	mariano.jimenez@outlook.com.ar	172
Kataoka	K.S.	lahar305@gmail.com	2
Kietzmann	D.A.	diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar	129
Kihn	R.G.	rgkihn@gmail.com	101
Kostadinoff	J.	gfkostad@criba.edu.ar	12
Krapovickas	V.	vkrapovickas@gl.fcen.uba.ar	67, 138
Krause	J.M.	mkrause@mef.org.ar	54, 102, 103, 171, 179
Kröhling	D.M.	dkrohling@santafe-conicet.gov.ar	104
Kruger	S.	sandrakruger85@hotmail.com	71
Kuhn	C.E.S.	caiubigeologia@hotmail.com	113
Kylander-Clark	A.	kylander@geol.ucsb.edu	60
Lamarchina	S.	salvador.lamarchina@hotmail.com.ar	105
Lapiana	A.	a.lapiana@outlook.com	71, 106
Laprida	C.	chechu@gl.fcen.uba.ar	42, 85
Larriestra	C.	claudio.larriestra@ypf.com	22
Le Roux	G.	gael.leroux@ensat.fr	168
Leal	A.P.	artleal@hotmail.com	111
Lecomte	K.L.	karina.lecomte@unc.edu.ar	152
Limarino	C.O.	limar@gl.fcen.uba.ar	11, 60, 151, 153
Lo Forte	G.	gabriela.loforte@ypftecnologia.com	22
Lopez	L.	lopez_lucho@yahoo.com.ar	38
López	D.	danielalopezfernandez0@gmail.com	107
López	M.	mlopez@cig.museo.unlp.edu.ar	46, 68, 108
López	M.E.	marylop24@gmail.com	109
López Gómez	J.	jlopez@geo.ucm.es	129
Lucero	N.	nalucero@gmail.com	110
Luna	L.	liluna@uns.edu.ar	95
Machado	G.M.V.	giselimodolo@gmail.com	111
Madrigal	A.M.	ana.madrigalrodriguez@ucr.ac.cr	21
Maisano	L.	lmaisano@iado-conicet.gob.ar	66, 102
Manceda	R.	rmanceda@ypf.com	22
Mansilla	E.G.	mansillaestefi@gmail.com	156
Marensi	S.A.	smarensi@hotmail.com	60, 153

Mariño	E.E.	emarinio@exactas.unlpam.edu.ar	8
Marmello	J.F.N.	jandimarmello@yahoo.com.br	113
Marshall	J.D.		40
Martín-Chivelet	J.	j.m.chivelet@geo.ucm.es	129
Martínez	J.F.	martinezjfg@gmail.com	14
Martínez	M.A.	martinez@criba.edu.ar	39
Martínez	O.A.	oscarm@unpata.edu.ar	114, 141
Martínez	O.E.	exemartinez91@gmail.com	115
Matheos	S.	smatheos@cig.museo.unlp.edu.ar	40, 139
Mayr	C.	christoph.mayr@fau.de	42
Mehl	A.	adrianamehl@gmail.com	116, 169
Melchor	R.N.	rmelchor@exactas.unlpam.edu.ar	12, 52, 77, 117, 132, 179
Méndez	C.	cmendezm@uchile.cl	128
Mendoza Belmontes	F.R.	fa.belmontes@hotmail.com	117
Mestre	A.	amestre@unsj.edu.ar	31
Minor-Salvatierra	M.	mminor@iado-conicet.gob.ar	118
Molina	A.	alesartes@gmail.com	37
Montagna	A.	aldo.montagna@ypf.com	61
Montaña	J.L.	jorgeluis.m.sanjuan@gmail.com	119
Monti	M.		68
Morales	E.	ethelmor1@yahoo.com	96
Moreno	C.A.		93
Mors	R.A.	ramors@cicterra-conicet.gov.ar	120
Mota	A.	motaas@pdvsa.com	121
Moya	M.C.	moyacris@fibertel.com.ar	74, 78, 79
Moyano Paz	D.	dmoyanopaz@cig.museo.unlp.edu.ar	122, 164, 165
Muñoz	S.	smf002@alumnos.ucn.cl	123
Muñoz Sánchez	D.	dmunsa1@fn.mde.es	43, 162, 180
Muravchik	M.	Martin.Muravchik@uib.no	38
Muruaga	C.M.	clomuruaga@gmail.com	124
Musial	G.	geoffray.musial@beicip.com	121
Musotto	L.L.	loremusotto@criba.edu.ar	39
Nalin Moyano	M.	magdalena.nalin@gmail.com	125
Náñez	C.	carolina.nanez@yahoo.com	130
Navarro	A.	arielnavarro@ucsc.cl	126
Noya	M.	martin.noya@ypftecnologia.com	22
Ocaranza	P.J.	laloocaranza@yahoo.com.ar	124
Ochoa	W.J.	ochoawj@pdvsa.com	140
Ojeda	G.	ojeda@unsl.edu.ar	15, 33
Oliveira-Sawakuchi	A.	andreas@usp.br	168
Oliveros	V.	voliveros@udec.cl	75
Olivo	M.S.	molivo@cig.museo.unlp.edu.ar	127

Ontivero	P.J.		91
Oropeza	G.	genesisoropeza@gmail.com	14
Otalora	N.	notaloraa@ypf.com	61
Otamendi	J.	jotamendi@exa.unrc.edu.ar	18
Ozán	I.L.	ivanalozan@gmail.com	128
Paéz	G.		69
Paez Rubia	N.A.	nadiapaezrubia@yahoo.com.ar	43, 162, 180
Pagano	D.	dpagano@hotmail.com.ar	34, 110
Palma	R.M.	palma@gl.fcen.uba.ar	129
Pan	J.		66
Parra	Z.	parraz@pdvsa.com	173
Parras	A.	aparras@exactas.unlpam.edu.ar	130, 131
Pasquini	A.I.	apasquini@unc.edu.ar	156
Paterlini	M.	cmpaterlini@yahoo.com.ar	64, 96, 146, 172
Patrier	P.J.	patricia.patrier@univ-poitiers.fr	137
Payrola	P.	ppayrola@gmail.com	71
Paz	J.D.S.	jackdspaz@yahoo.com.br	113
Paz	M.	maximanupaz@yahoo.com.ar	136
Perera Fernández	E.A.	elianapf@iado-conicet.gob.ar	131
Perez	L.M.	pilosaperez@gmail.com	139, 164, 166
Perez	M.	perezmariano784@yahoo.com ,	132
Pérez Panera	J.P.	juan.p.panera@ypftecnologia.com	130
Perón Orrillo	J.M.	jmperon@unsl.edu.ar	48, 133, 134, 144
Piola	A.R.	apiola@hidro.gov.ar	96
Pizarro	H.	h.pizarro.08@gmail.com	123
Poiré	D.G.	poire@cig.museo.unlp.edu.ar	59, 87, 122, 135, 164, 165, 166, 174
Pomar	L.	luis.pomar@uib.es	140
Ponce	J.J.	jponce@unrn.edu.ar	53, 61, 136
Pons	M.J.	jpons@unrn.edu.ar	107, 137
Prámparo	M.B.	mprampar@mendoza-conicet.gov.ar	49, 50, 55, 56, 57, 144
Preu	B.	BPreu@chevron.com	96
Prezzi	C.B.	prezzi@gl.fcen.uba.ar	84
Raigemborn	M.S.	msol@cig.museo.unlp.edu.ar	40, 67, 103, 138, 139
Rainoldi	A.L.	analaurl@hotmail.com	137
Raja Gabaglia	G.P.	guilhermeraja@petrobras.com.br	20
Rangel	M.D.	rangelmdh@pdvsa.com	51, 140
Raniolo	A.O.	syraniolo@yahoo.com	66
Reato	A.	agustinareato@comahue-conicet.gob.ar	114, 141
Remírez	M.	mremirez@cig.museo.unlp.edu.ar	142
Rengel Ortega	J.A.	jrenortega@fn.mde.es	43, 162, 180
Ribeiro Guevara	S.		177
Richiano	S.	richiano@cig.museo.unlp.edu.ar	38, 59, 143, 174

Rico	Y.		92
Riffo	R.	geo.riffo@gmail.com	75
Riquelme	R.	rriquelme@ucn.cl	123
Rivarola	D.	rivarola@unsl.edu.ar	48, 125, 133, 134, 144
Rodriguez	E.	elizabeth.rodriguez@ypftecnologia.com	22
Rodríguez Posatini	N.	pmalnis@unsj.edu.ar	151
Rojas	M.A.		145
Rossetti	D.F.	rossetti@dsr.inpe.br	3
Rothis	L.M.	marothis@gmail.com	151
Sagripanti	L.	lsagripanti@gl.fcen.uba.ar	146
San Juan	M.	m.sanjuandaz@uandresbello.edu	147
Sánchez	M.C.	msanchez@unsa.edu.ar	76, 115
Sánchez	M.L.	msanchez@exa.unrc.edu.ar	29, 30, 31, 47, 49, 50, 55, 56, 57, 148, 149
Sánchez	M.V.	mvsanchez@macn.gov.ar	37, 50
Santelli	M.B.	mbsantelli@gmail.com	139
Santi Malnis	P.	pmalnis@unsj.edu.ar	151
Santiago	E.	emiliano.santiago@ypf.com	61
Santillán	M.A.	rapacero@yahoo.com.ar	52
Santolaya	M.P.	mpiasantolaya@gmail.com	152
Sarzetti	L.C.	laurasarzetti@gmail.com	150
Scasso	R.A.	rscasso@gl.fcen.uba.ar	157
Schencman	L.J.	jazminsch@gmail.com	153
Schwarz	E.	eschwarz@cig.museo.unlp.com.ar	13, 99, 127, 154, 155
Schwenk	T.	tschwenk@uni-bremen.de	43, 162, 180
Scivetti	N.	nscivetti@cig.museo.unlp.edu.ar	17, 68
Seggiaro	R.	ruliseggiaro@yahoo.com.ar	109
Sepúlveda	L.D.	sepulveda.dlaura@gmail.com	156
Sial	A.N.	sial@ufpe.br	87
Silva	D.G.Q.R.	danilogrs@gmail.com	113
Silveira	M.M.L.	miguel.silveira@petrobras.com.br	20
Silvestri	O.	ornesilvestri@gmail.com	43, 162, 180
Simunovich	G.A.	german.simunovich@hotmail.com	157
Soffiantini	J.	javiersoffiantini@cicyttp.org.ar	45
Sosa	N.	nsosa@cig.museo.unlp.edu.ar	17
Soto	M.	msoto@ancap.com.uy	96
Souza	A.P.	apsouza56@yahoo.com.br	159, 160
Souza	C.R.G.	celiagouveia@gmail.com	158, 159, 160
Spagnuolo	J.O.	jospa@criba.edu.ar	112
Spalletti	L.A.	spalle@cig.museo.unlp.edu.ar	11, 87, 142, 161
Spoltore	D.V.	spoltoredaniela@yahoo.com.ar	41, 58, 162, 180
St-Onge	G.		100
Suarez	F.		80

Szelagowski	M.	manuel.szelagowski@petrobras.com	4
Tamame	M.A.	matamame@yahoo.com.ar	117
Tapia	F.	francisca.tapia.wetzig@gmail.com	75
Tassone	A.A.		100
Tedesco	A.M.		163
Tejedor	M.F.	tejedor@cenpat.edu.ar	103
Tettamanti	C.	ctettamanti@cig.museo.unlp.edu.ar	122, 164, 165
Thompson	P.	Phil.Thompson@bg-group.com	96
Tibaldi	A.	atibaldi@exa.unrc.edu.ar	18
Tickj	H.	htickyj@exactas.unlpam.edu.ar	12
Tineo	D.E.	dtineo@cig.museo.unlp.edu.ar	164, 166
Tognelli	G.	tognelli@unsl.edu.ar	167
Tomasini	J.	jtomasini@ancap.com.uy	96
Toro	E.	eduardotro48@gmail.com	31,50, 149
Torre	G.	gabrielatorre@unc.edu.ar	168
Tripaldi	A.	alfo@gl.fcen.uba.ar	33, 128, 169
Tunik	M.	mtunik@unrn.edu.ar	86, 107, 170
Umazano	A.M.	amumazano@exactas.unlpam.edu.ar	54, 132, 171, 179
Urien	C.M.	uriencm@fibertel.com.ar	172
Valencia	V.A.	vicvalencia1@gmail.com	75
Valencia	Y.	valenciay@pdvsa.com	173
Varela	A.	augustovarela@cig.museo.unlp.edu.ar	38, 59, 143, 165, 174
Vargas	M.	marilyn.vargas@ypf.com	22
Vasconcelos	C.		80
Vecchi	L.G.	lvecchi@criba.edu.ar	10, 175
Veiga	G.D.	veiga@cig.museo.unlp.edu.ar	16, 49, 50, 62, 99, 125, 127, 154, 155, 176
Vergani	G.D.	gvergani@pluspetrol.net	166
Vides	M.E.	mariuvideos@yahoo.com.ar	104
Vignoni	P.A.	vignoni.paula@gmail.com	152
Villarrosa	G.		69
Villa	N.	natalia.v.villa@ypftecnologia.com	22
Villa	S.	svilla@unrn.edu.ar	177
Villalba	G.		178
Villegas	M.	mvillegas@exa.unrc.edu.ar	178
Villegas	P.M.	pmvillegas90@gmail.com	179
Vincent	G.M.	guillem.mateu@uib.es	140
Violante	R.A.	rober.a.violante@gmail.com	5, 42, 58, 64, 85, 96, 100, 146, 162, 180
Visconti	G.	gvisconti@gmail.com	77
Weschenfelder	J.	jair.weschenfelder@ufrgs.br	63
Wetzel	A.	andreas.wetzel@unibas.ch	53, 136
Wilson	C.G.J		163
Wray	D.S.	d.wray@gre.ac.uk	40

Zabala Perouene	A.L.	leoo.xrw@hotmail.com	77
Zambrano-Lobos	P.	patricio.zambrano@unab.cl	145, 147
Zapata	L.	lzapata@cig.museo.unlp.edu.ar	17, 67, 138
Zárate	M.A.	mzarate@exactas.unlpam.edu.ar	82, 116, 169
Ziccarelli	S.		91
Zucol	A.F.	cidzucol@gmail.com	138

Santa Rosa, Septiembre de 2016

ISBN 978-987-42-2083-7

