

Naturalia

ISSN 2591-6653

Patagónica

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y CIENCIAS DE LA SALUD
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PATAGONIA SAN JUAN BOSCO

VOLUMEN 10 (2018)

Séptimo Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología

Libro de resúmenes



GEOCUAR|2018

18-21 de setiembre de 2018
Puerto Madryn

NATALIA PATAGONICA

Volumen 10 – 2018

**Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud
Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco**

Director

Dr. Osvaldo León Córdoba

Secretaria de Redacción

Dra. María Luján Flores

Tesorera

Dra. Mabel Sandra Feijóo

Editor

Dr. Osvaldo León Córdoba

Comité Editor

Dra. Graciela Pinto Vitorino
Lic. María del Rosario Carballo
Dra. Nerina Iantanos
Dra. Mónica Casarosa
Dra. Ofelia Iris María Katusich

Evaluadores

Dra. Estela Lopretto
Dra. Marta Collantes
Dr. Gabriel Oliva
Dr. Juan Manuel Sayago
Ing. Agr. Antonio D. Dalmaso
Dr. Leonardo Salgado
Dra. Laura Beatriz López
Dra. Mirta E. Valencia

Dra. Mirta Arriaga
Dra. Martha Gattuso
Dra. Susana Gattuso
Dra. Cristina de Villalobos
Dr. Carlos Arturo Stortz
Dr. Diego Pol
Dr. Daniel Delamo
Dra. Susana Gorzalczany

Lic. Gabriel M. Martin
Dra. Alicia Boraso
Dra. María Cecilia Rodríguez
Dra. Teresita Montenegro
Dra. María Cristina Matulewicz
Dra. Ana María Giulietti
Dra. Isabel Moreno Castillo
Dra. Adriana Broussalis

Libro DE resúmenes

CONICET

CENPAT



SÉPTIMO CONGRESO
ARGENTINO DE
**Cuaternario y
Geomorfología**
PUERTO MADRYN 2018



GEOCUAR'18

SÉPTIMO CONGRESO ARGENTINO DE
CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA

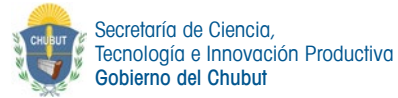
PUERTO MADRYN 2018

Libro de resúmenes

COMITÉ EDITOR

Pablo Bouza
Gonzalo Veiga
Eduardo Piovano
Marcelo Zárate
Andrés Bilmes

AUSPICIANTES



COMITÉ ORGANIZADOR

PRESIDENTE	Pablo Bouza	(IPEEC-CONICET, CCT CENPAT)
VICEPRESIDENTE	Andrés Bilmes	(IPGP-CONICET, CCT CENPAT)
SECRETARIO	Sebastián Richiano	(IPGP-CONICET, CCT CENPAT)
PROSECRETARIO	Cecilia Soulages	
TESORERO	José Cuitiño	(IPGP-CONICET, CCT CENPAT)
PROTESORERO	Gabriela Massafiero	(IPGP-CONICET, CCT CENPAT; UNPSJB)
VOCAL	Inés Aramendía	(IPEEC-CONICET, CCT CENPAT)
VOCAL	Pilar Álvarez	(IPEEC-CONICET, CCT CENPAT; UNPSJB)
VOCAL	Diego Nuñez de la Rosa	(CCT-CENPAT)
VOCAL	Daniela Funes	(CIG- UNLP-CONICET)
VOCAL	Santiago Bessone	(IPGP-CONICET, CCT CENPAT)
VOCAL	Raul Vacca	(CCT-CENPAT)

COMITÉ CIENTÍFICO

Bilmes, Andrés (IPGP-CONICET CCT CENPAT); **Bouza, Pablo** (IPEEC-CONICET CCT CENPAT); **Cioccale, Marcela** (CICTERRA-CONICET, UNC); **Perucca, Laura** (CIGEOBIO-CONICET, UNSJ); **Petrinovic, Iván** (CICTERRA-CONICET, UNC); **Piovano, Eduardo** (CICTERRA-CONICET, UNC); **Rabassa, Jorge** (CADIC-CONICET, UNTDF); **Ricchiano, Sebastián** (IPGP-CONICET, CCT CENPAT); **Saleme, Mónica** (CADIC-CONICET, UNTDF); **Veiga, Gonzalo** (CIG-CONICET, UNLP); **Zárate, Marcelo** (INCITAP-CONICET, UNLPA).

COMISIÓN DIRECTIVA
ASOCIACIÓN ARGENTINA DE CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA

PRESIDENTE

Dr. Jorge Rabassa (CADIC, UNTDF, Ushuaia).

VICE PRESIDENTE

Dra. María Camacho (UNJ, Jujuy).

SECRETARIA

Dra. Andrea Coronato (CADIC, UNTDF, Ushuaia).

TESORERA

Dra. Mónica Salemme (CADIC, UNTDF, Ushuaia).

VOCALES

Dra. Susana Degiovanni (UNRC, Río Cuarto).

Dr. Pablo Bouza (IPEEC-CONICET, CCT CENPAT, Puerto Madryn).

Dra. Alfonsina Tripaldi (UBA, CABA).

Dr. Oscar Martínez (UNPSJB, Esquel).

Conferencistas Invitados



Bernadette Tessier

Profesora de la Universidad de Caen e Investigadora del CNRS.

Laboratorio de “Morfodinámica Continental y Costera”.
Universidad de Caen 24, rue des Tilleuls,
14 000 Caen, France.

Conferencia:

Holocene sedimentary infilling of tide-dominated estuaries. Singularities and controlling factors. El relleno sedimentario holoceno de estuarios dominados por mareas. Singularidades y factores de control.

Su investigación está enfocada a la sedimentología de ambientes dominados por mareas, desde facies y procesos hasta su comportamiento a largo plazo. Su trabajo se basa principalmente en investigación de campo, incluyendo mediciones hidro-sedimentarias in situ y relevamientos sísmicos de muy alta resolución en aguas someras. Ello le permite reconstruir la estratigrafía del relleno sedimentario holoceno de estuarios, y caracterizar los impactos que el cambio climático ejerce sobre en la dinámica de dicho relleno.



Daniel Ariztegui

Profesor de Limnogeología y Geomicrobiología en el Department of Earth Sciences University of Geneva.

Rue des Maraichers 13, 1205 Geneva,
Switzerland.

Conferencia:

Earth, wind and fire (tierra, viento y fuego): factores determinantes del “pop paleoclimatico” del cuaternario sudamericano.

Sus investigaciones convergen en el uso de los sedimentos lacustres y marinos como archivos de cambios (paleo) ambientales, como así también en el impacto antrópico pasado y actual en el medioambiente. Su interés por los diferentes ciclos geoquímicos en sistemas lacustres le ha llevado a estudiar en detalle la actividad microbiana en los sedimentos y su impacto en los procesos de organomineralización y de diagénesis temprana. Sus investigaciones son globales y su grupo ha estudiado numerosos registros lacustres en casi todos los continentes, con especial énfasis en sudamérica.



Julieta Gómez Otero

Investigadora del IDEAus- CONICET y profesora de la Universidad Nacional de la Patagonia.

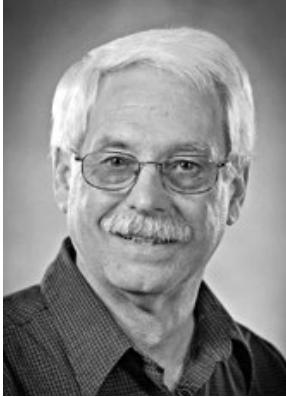
Bv. Brown 2915, CP 9120 Puerto
Madryn, Chubut.

Conferencia:

Arqueología de Península Valdés: cinco mil años de historia.

Inició sus investigaciones arqueológicas en la costa norte de la provincia del Chubut hace 25 años. A partir de un enfoque integral e interdisciplinario se enfocó en conocer la antigüedad del poblamiento y la evolución de los modos de vida de los grupos indígenas que habitaron este sector patagónico. Así se fue generando información sobre el uso del espacio, la alimentación, distintas tecnologías, costumbres funerarias, contactos intra y extra-regionales y el universo simbólico, entre otros aspectos.

Conferencistas Invitados



Christopher Stohr

Investigador del Illinois State Geological Survey, Prairie Research Institute, University of Illinois.
615 E. Peabody Drive, MC-650
Champaign, IL 61820, USA.

Conferencia:

Reducing groundwater contamination from legacy landfills using remote sensing. Utilización de sensores remotos para reducir la contaminación del agua subterránea asociada a rellenos sanitarios abandonados.

Sus trabajos están relacionados con la aplicación de técnicas geológicas e ingenieriles para mitigar y remediar la contaminación de aguas subterráneas asociadas con rellenos sanitarios. Sus intervenciones incluyen la utilización de herramientas geotécnicas directas y remotas, con las cuales lleva ya monitoreado más de 3000 rellenos sanitarios existentes en el estado de Illinois, USA. Además de sus tareas universitarias, Stohr es el Presidente y fundador de la empresa "Applied Geo-Imaging Solutions, Inc."



Eleonora S. Carol

Profesora de la Universidad Nacional de La Plata e Investigadora del CIG CONICET-UNLP.
Diagonal 113 y 64, CP1900 La Plata,
Buenos Aires.

Conferencia:

Lentes de agua dulce. Secretos en la evolución cuaternaria para su desarrollo como fuentes de abastecimiento en áreas costeras.

Sus investigaciones se centran en la temática hidrogeológica de diversos ambientes, tanto continentales como costeros. Tiene una vasta experiencia en la utilización de la geoquímica para la interpretación y análisis de los procesos que condicionan los recursos hídricos. Sus trabajos integran los aspectos geomorfológicos y sedimentarios con los hidrológicos e hidroquímicos. El grupo de becarios que actualmente dirige estudia numerosas marismas y áreas medanosas a lo largo de la costa bonaerense.



Laura P. Perucca

Profesora de Geomorfología de la Universidad de San Juan e Investigadora del CIGEOBIO-CONICET.
Av. Ignacio De La Roza 590, CP 5400,
San Juan.

Conferencia:

Morfotectónica: su aplicación en la evaluación de las deformaciones cuaternarias. Ejemplos en la precordillera y sierras pampeanas occidentales de la provincia de San Juan.

Sus investigaciones están vinculadas con Geomorfología de ambientes áridos y periglaciares así como también con neotectónica, paleosismología y peligrosidad sísmica. Su trabajo combina trabajos geológicos y geofísicos a partir de los cuales reconstruye la evolución del paisaje de regiones áridas analizando la influencia que tienen en el mismo la tectónica y el clima.

Conferencias plenarias





EARTH, WIND AND FIRE (TIERRA, VIENTO Y FUEGO): FACTORES DETERMINANTES DEL “POP PALEOCLIMÁTICO” DEL CUATERNARIO SUDAMERICANO

Daniel ARIZTEGUI^{1@}

⁽¹⁾Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Ginebra

^(@)daniel.ariztegui@unige.ch

Palabras clave: viento, fuego, lagos

Earth, Wind & Fire fue una de las bandas míticas de la música pop de las décadas de los años setenta y ochenta. Su nombre incluye tres variables que son comparables a tres de los factores que han sido y aún son determinantes en la configuración climática del Cuaternario sudamericano. En los últimos años se ha incrementado casi exponencialmente el número de registros paleoclimáticos a través del continente que permiten reconstruir cambios en estos parámetros a diferentes escalas geográficas y temporales. América del Sur es particularmente interesante porque contiene archivos paleoclimáticos que van desde las regiones tropicales hasta aquellas de altas latitudes. Ofrece, por lo tanto, la oportunidad de explorar la variabilidad climática latitudinal desde el ecuador hasta las regiones polares y de esta manera, explorar posibles teleconexiones climáticas. La mayor parte de los registros climáticos en las regiones tropicales sudamericanas, al menos para los últimos 20.000 años, han sido interpretados como respuestas locales a cambios en la posición e intensidad de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ según su sigla en inglés). Estos cambios están relacionados a forzantes tropicales/extratropicales o a cambios en el llamado Sistema Monzónico Sudamericano (SAM por su sigla en inglés). Más hacia el sur del continente el rol de los vientos del oeste es preponderante como lo demuestran innumerables registros paleoclimáticos que validan los resultados de un gran número de modelos climáticos globales. Sin embargo, más allá de estas generalidades el creciente número de registros paleoclimáticos para los últimos 20.000 años muestra que la variabilidad climática en el continente sudamericano ha sido más importante que lo que se pensaba. Más aún, el conocimiento de los factores que gobiernan los patrones de variación climática a escala milenaria es muy vago e indefinido.

Los sedimentos lacustres por ejemplo son archivos climáticos ideales que registran cambios de variada magnitud en el medio ambiente con, a menudo, excelente resolución. El Cuaternario es particularmente atractivo para el estudio de lagos ya que este período cuenta con buenos sistemas de datación que permiten el desarrollo de secuencias temporales continuas y de gran precisión. Más allá del archivo climático, las cuencas lacustres actuales constituyen además laboratorios naturales que ayudan a entender y luego interpretar in situ diferentes procesos sedimentológicos y biogeoquímicos que ocurren en la columna de agua, así como también su ulterior registro en la secuencia sedimentaria. Entender dichos procesos es fundamental para establecer “proxies” o indicadores que luego podrán ser aplicados a diferentes registros de variada edad.

Se presentarán resultados de estudios recientes en diversos sitios a través de Sudamérica utilizando nuevas y variadas herramientas de investigación. De la mega escala a través de observaciones satelitales y su integración en modelos de sedimentación, hasta micro e incluso nano escalas para identificar la actividad microbiana y determinar, por ejemplo, su rol en la precipitación de diferentes minerales. Dichas condiciones de precipitación mineral son diferentes en escenarios climáticos variables que modulan el impacto en el medio ambiente de los diferentes componentes del “pop paleoclimático” mencionados al principio. La obtención de registros paleoambientales con buena resolución es fundamental para validar los resultados de modelos climáticos. Dicha validación permitirá a su vez proponer diferentes escenarios futuros que son de vital importancia en el marco de los rápidos cambios observables en el sistema climático actual.



ARQUEOLOGÍA DE PENÍNSULA VALDÉS: CINCO MIL AÑOS DE HISTORIA

Julieta GÓMEZ OTERO¹@

⁽¹⁾ IDEAus-CONICET; Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

@julieta@cenpat-conicet.gob.ar

Palabras clave: Península Valdés, arqueología, cazadores recolectores

Las investigaciones arqueológicas en Península Valdés y sectores costeros adyacentes se iniciaron en 1993. Su objetivo general es conocer el modo de vida y la evolución cultural de los grupos humanos que habitaron el área en el marco del poblamiento de Patagonia. Para ello se busca establecer la antigüedad de las ocupaciones, reconstruir el escenario paleoambiental y determinar la variabilidad espacial y temporal de distintos aspectos de la cultura tales como el uso del espacio, la movilidad, la organización social, las estrategias tecnológicas, la alimentación, las costumbres mortuorias y las representaciones simbólicas. También se exploran relaciones o contactos con otras poblaciones dentro y fuera de Patagonia.

Para el logro de los objetivos se aplican diversos métodos de campo y laboratorio. Los primeros incluyen relevamientos arqueológicos y geomorfológicos: prospecciones, transectas, calicatas, sondeos, muestreos y excavaciones. En laboratorio se realizan análisis de tecnologías (lítica, cerámica, ósea y malacológica), estudios zooarqueológicos y bioarqueológicos. A su vez, los restos humanos recuperados en distintos enterratorios son estudiados por bioantropólogos y genetistas del IDEAus, de otros institutos del CONICET y de distintas universidades del país. La información obtenida se completa con análisis especializados como dataciones radiocarbónicas, estudios de isótopos estables (¹³C, ¹⁵N) en muestras óseas humanas; cromatografía gaseosa, difracción de Rayos X, diagnósticos por imágenes de RX, estudios petrográficos con MEB y EDAX y análisis geoquímicos de obsidias.

Los resultados indican que la península fue ocupada por grupos cazadores-recolectores desde por lo menos el Holoceno medio (5000 AP) hasta la instalación española del fuerte San José entre 1779 y 1810. Esa poblaciones aprovecharon integralmente los múltiples recursos del área tales como abrigo, agua dulce en las salinas, leña, plantas comestibles, diversidad faunística y materias primas para la manufactura de distintos artefactos. Establecieron sus campamentos a lo largo del perímetro costero, en especial en ambientes dunarios sobre bajadas al mar y próximos a bancos fijos de moluscos. Para confeccionar el instrumental en piedra aprovecharon las materias primas locales –mayoritariamente basaltos y sílices- disponibles a través de rodados de pequeño tamaño (Banegas et al. 2015). Hacia el Holoceno tardío final incrementaron el uso de rocas alóctonas como calcedonias de filón, xilópalos y obsidias; estas últimas provenientes de seis tipos de fuentes diferentes, siendo las más frecuentemente utilizadas las de Telsen (T/SC I) y Sacanana (SI), ubicadas hacia el oeste a 180 y 330 km de la península. Además de utensilios para la caza y el procesamiento de presas y sus productos, confeccionaron instrumental para la molienda (morteros, molinos planos, manos) y la pesca (pesos líticos y un anzuelo de madera). También fabricaron recipientes y adornos personales de valvas. Hace aproximadamente mil años incorporaron la tecnología cerámica cuya función estuvo ligada a actividades de preparación y almacenamiento de alimentos y agua. En cuanto a la dieta, los análisis zooarqueológicos y de isótopos estables de carbono ¹³ y nitrógeno ¹⁵ en restos humanos indican que hasta el contacto indígena-europeo mantuvieron una dieta mixta terrestre-marina en la cual los principales alimentos fueron guanacos, pinnípedos, moluscos y plantas. Con relación a las prácticas mortuorias, el rescate y estudio de varios entierros humanos de entre 3000 años y 250 años AP de antigüedad (algunos múltiples) permitió conocer aspectos relacionados con la esfera simbólica. Los cuerpos fueron más frecuentemente sepultados una única vez, pero también practicaron segundas inhumaciones y depositaron pigmentos minerales rojos y otros objetos con fines rituales. Estudios bioantropológicos indican que estas poblaciones se caracterizaban por una alta variabilidad craneana interna y por su elevada estatura, rasgos que los vincularían con los tehuelches. Para el último milenio, diversas evidencias indican transformaciones económicas y sociales; entre ellas, innovaciones tecnológicas, restricción de la movilidad residencial, intensificación en el aprovechamiento de ciertos recursos alimenticios, aumento de la complejidad social e incremento en los contactos dentro y fuera de la región patagónica. Posteriormente, la adopción de caballo en el siglo XVIII y el establecimiento de distintos enclaves hispano-criollos trajeron aparejados otros cambios culturales y nuevos conflictos por el control de diversos recursos. En 1810, luego de treinta años de una relación problemática, un grupo de tehuelches destruyó las instalaciones españolas del Fuerte San José. A partir de este trágico hecho, que aún está tratando de esclarecerse, el registro arqueológico y las fuentes históricas señalan que luego de cinco mil años de ocupación estable los indígenas se retiraron definitivamente de



Península Valdés.

Bibliografía:

- Bianchi Vilelli, M. y S. Buscaglia. 2015. De gestas, de salvajes y de mártires. El relato maestro sobre el Fuerte San José repensado desde la arqueología histórica (Península Valdés, Prov. de Chubut, siglo XVIII). *Revista del Museo de Antropología* 8 (1):187-200.
- Gómez Otero, J. Dieta, uso del espacio y evolución en la costa centro-septentrional de Patagonia. Tesis doctoral, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires (inédita), 477 p., Buenos Aires.
- Gómez Otero, J., V. Schuster y A. Banegas. 2017. Archaeology of Península Valdés: spatial and temporal variability in the human use of the landscape and geological resources. En P. Bouza y A. Bilmes (eds.) *Late Cenozoic of Península Valdés: an interdisciplinary approach*: 233-261, Springer Nature, Cham, Suiza.
- Gómez Otero, J. A. Banegas, L. Caruso Fermé, M.S. Goye, G. Millán, V. Schuster, A. Svoboda y N. Weiler. 2017. Los antiguos pobladores humanos: arqueología de la Bajada Colombo. En *Reserva de Vida Silvestre San Pablo de Valdés: 10 años conservando el patrimonio natural y cultural de la Península Valdés, Patagonia Argentina*, D. E. Udrizar Sauthier, G. E. Pazos y A. M. Arias (eds.), pp. 229-247, Fundación Vida Silvestre Argentina, Buenos Aires.
- Gómez Otero, J. y S. Dahinten. 2008 Bioarqueología de la costa centro-septentrional de Patagonia. En I. Cruz y S. Caracotche (eds.) *Arqueología de la costa patagónica. Perspectivas para la conservación*: 82-90. Universidad Nacional de la Patagonia Austral, Río Gallegos.



MORFOTECTÓNICA: SU APLICACIÓN EN LA EVALUACIÓN DE LAS DEFORMACIONES CUATERNARIAS. EJEMPLOS EN LA PRECORDILLERA Y SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN

Laura PERUCCA^{1@}

⁽¹⁾INSTITUTO DE GEOLOGÍA-UNSJ-CIGEOBIO-CONICET

^(@)lauraperucca@gmail.com

Palabras clave: neotectónica, red de drenaje, terraza de erosión

La morfotectónica estudia las formas de relieve que resultan de procesos tectónicos, o el conjunto de interacciones entre la morfología y la tectónica. La tectónica andina, principalmente compresiva, formó los principales cordones montañosos de la Precordillera de San Juan y generó pendientes pronunciadas, con elevadas tasas de levantamiento y frecuentes procesos de remoción en masa asociados que proporcionan altas cargas de sedimentos a ríos muy energéticos capaces de transportar todo ese sedimento. Existe una red de drenaje longitudinal N-S paralela al rumbo de los cordones montañosos elevados por falla, con tributarios cortos y de fuertes pendientes. Esos ríos longitudinales son a su vez tributarios que forman ángulos rectos con los ríos principales antecedentes que atraviesan la Precordillera desde Cordillera Frontal, y que mantuvieron su curso con el levantamiento de la misma durante la orogenia andina.

La tectónica puede además reorganizar una red de drenaje y cambiar los límites de la cuenca. El basculamiento tectónico de una cuenca puede invertir el flujo de agua o hacer que un río erosione las cabeceras más rápidamente que otro, eventualmente generando un proceso de piratería o captura y creando una nueva y expandida red de drenaje. Las descripciones clásicas de los patrones de drenaje sugieren que el ángulo de confluencia está determinado por la forma de la cuenca a menos que algunos factores restrictivos, como la estructura geológica, afecten el flujo de la corriente. Las uniones con ángulos superiores a 90° se vinculan a procesos de captura e inversión de drenaje, donde los procesos tectónicos hacen que un río cambie la dirección de flujo.

Un caso de estudio es el del río Agua de La Peña en el extremo norte de la sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan. Se utilizaron índices, marcadores morfotectónicos y perfiles swath a través y a lo largo de la sierra, para identificar anomalías topográficas regionales y determinar la asimetría de la cuenca. Se analizaron el río principal y los principales afluentes, sus perfiles longitudinales y knickpoints. Los resultados muestran el control de la neotectónica en la topografía y la red de drenaje. Se deduce que el paisaje en la parte norte de la Sierra de Valle Fértil está en un estado transitorio derivado de una combinación entre el diseño de la red y el rejuvenecimiento del relieve, y por ello, el patrón inusual de esta cuenca es causado principalmente por la migración de la divisoria de aguas, los ajustes de la red de drenaje y los procesos de captura debido a la tectónica cuaternaria.

Existen otras respuestas más sutiles al forzamiento tectónico muy comunes en las cuencas hidrográficas. La morfología de un canal fluvial puede servir como un indicador sensible de la deformación tectónica, ya que el diseño de los canales responde a los cambios en la pendiente debido al levantamiento diferencial a lo largo de su curso. Los canales trenzados tienden a incidir en respuesta a un aumento de la pendiente de su perfil longitudinal, mientras que los canales meandriformes típicamente primero disminuyen su sinuosidad en respuesta a la inclinación tectónica antes de incidir. Otras veces generan meandros encajados en la roca, en respuesta a levantamientos tectónicos rápidos. A la inversa, un río recto en un piedemonte con elevada pendiente, puede pasar a meandriforme al disminuir ésta por la presencia de una falla. Un ejemplo es el patrón de drenaje en el piedemonte occidental de la sierra de La Cantera, Precordillera Central, que muestra anomalías directamente relacionadas al corrimiento La Cantera. El análisis morfométrico de las escarpas a contrapendiente, mostró el ajuste de los ríos a estas variaciones de pendiente. Allí se identificaron dos tipos de anomalías: aguas arriba de la escarpa de falla los ríos tienen un patrón en rastrillo, y aguas abajo aumenta la densidad, sinuosidad e incisión. Los resultados obtenidos indican que los cauces más sinuosos poseen menores pendientes y se ubican en el bloque elevado. Por otro lado, en una región tectónicamente activa, las terrazas de erosión pueden elevarse por encima de la llanura de inundación de los ríos actuales, registrando su incisión progresiva. A menudo éstas se identifican en el bloque elevado de una falla, señalando diferentes pulsos tectónicos, como en el sistema de falla Maradona en Precordillera Central.

Finalmente, la morfotectónica posee numerosas aplicaciones: directas que permiten evaluar el peligro sísmico, fundamental para la construcción de grandes obras públicas fuertemente reguladas en sectores ubicados a lo largo o cercanas a fallas activas; e indirectas que buscan entender la evolución del paisaje durante el Cuaternario.



HOLOCENE SEDIMENTARY INFILLING OF TIDE-DOMINATED ESTUARIES. SINGULARITIES AND CONTROLLING FACTORS

Bernadette TESSIER^{1@}

⁽¹⁾CNRS - Normandie University

^(@)bernadette.tessier@unicaen.fr

Palabras clave: incised-valleys, seismic stratigraphy, climate changes

Estuaries are defined as the seaward portion of a drowned incised valley (Dalrymple et al., 1992). Sedimentary infilling of incised valleys represents key-object for a better understanding of sequence stratigraphy of marine-to-continental successions, and they potentially constitute good clastic oil-reservoirs. This explains why interests for studying incised valley systems and their infilling have tremendously increased in the 1990's (cf. Dalrymple et al., 2006). Additionally, estuaries are known to be ephemeral coastal systems, sensitive to sea-level and climate fluctuations. Hence, many projects have been devoted over the last decades to study their sedimentary infilling in order to define the forcing factors of their evolution. A huge amount of data has been published on the stratigraphy of estuarine fills, both from modern and ancient examples. Literature on tide-dominated or tide-influenced sedimentary coastal systems, and more generally on estuaries, is particularly vast. The most common classification of estuaries used by sedimentologists is that defined by Dalrymple et al. (1992, 2006). According to the prevailing hydrodynamics at the mouth of the estuary, waves or tidal currents, two end-members are distinguished, wave-dominated estuaries and tide-dominated estuaries. Surprisingly few papers have been published on the stratigraphy of tide-dominated estuaries (TDE) in spite of the huge literature dealing both with incised valley infilling and tidal environments.

The objective of the presentation is to provide firstly some key-elements defining TDE in terms both of morphosedimentary sub-environments and general stratigraphy. An "ideal" TDE has a well-defined funnel-shape and is characterized a hypersynchronous mode of tidal wave propagation. Morphosedimentary body distribution consists in longitudinal tidal bars at the mouth, followed landward by a sandy tidal channel-and-bars complex. This braided system that corresponds to the area of highest tidal energy, evolves to a single tidal channel transitory with the fluvial one. An important feature of this single channel is the sinuous to meandering shape that it develops in the area of bedload convergence, between landward flood dominated and seaward fluvial dominated net transports. According to this sea-to-land distribution, Dalrymple et al. (1992) proposed a conceptual stratigraphic model for the sedimentary infilling of TDE, illustrating a landward (transgressive) and then seaward (regressive) shift of facies and sedimentary bodies, with distinctive surfaces, notably a well developed and extended tidal ravinement surface.

Based on some selected examples, we examine herein how and why the infilling stratigraphy of TDE differs from one place to another according to local factors. Depending on the regional context, combining rate in sea-level change, sediment supply, either of marine or fluvial origin, bedrock incision morphology and hydrodynamics reworking, TDE infill may vary significantly, with differences in extent, sediment nature, ages of successive depositional systems tracts and surfaces (Chaumillon et al., 2010; Tessier, 2012). For example, the transgressive systems tract (TST) is usually described as the bulk of TDE infill, with at the base the tidal ravinement surface, at least in the external estuary. In some cases however (e.g. TDE along the French coasts of the Channel, Tessier et al., 2012), the TST is very reduced in volume. The highstand systems tract (HST), separated from the underlying TST by the maximum flooding surface, differs greatly as well from one place to another both in terms of volume and facies successions. It can be assigned either to the most recent stage of infill, or to the bulk of the infill, containing the whole TDE succession.

Only few features can finally be assigned specifically to TDE in terms of infill stratigraphy. "Tidal accommodation" appears as the most critical inasmuch as tidal ravinement surface can potentially rework part of, if not all, the underlying deposit throughout the estuary. Another important point is that in almost all TDE infill successions, wave-built sedimentary bodies can be preserved, especially along the seaward flanks of the valley. The recognition of such facies in rock records or subsurface data could lead to misinterpretations. It should be noted also that, in spite of the predominant action of powerful tidal currents, climate changes exert a critical control on TDE infill (Tessier et al., 2012). This control is recorded through fluctuations in fluvial discharges, but also in the morphodynamics of marginal wave-built barriers that induce changes in tidal channel behaviour.



Bibliografía:

- Chaumillon, E., Tessier, B. and Reynaud J.Y., 2010, Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts: *Bull. Soc. géol. France*, 181, 75-86.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
- Dalrymple, R.W., 2006. Incised valleys in time and space: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. In Dalrymple R.W., Leckie D.A. and Tillman R.W. (Eds.) *Incised valleys in time and space. SEPM Special Publication*, 85, 5-14.
- Tessier, B. 2012. Stratigraphy of tide-dominated estuaries. In R.A. Davis, Jr. and R.W. Dalrymple (eds.) *Principles of tidal sedimentology*. Springer, Dordrecht. 109-128.
- Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N. and Lesueur, P. 2012. Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: sea-level fluctuations, bed-rock morphology and climatic changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW France). *Sedimentary Geology*, 279, 62-73.



LENTE DE AGUA DULCE. SECRETOS EN LA EVOLUCIÓN CUATERNARIA PARA SU DESARROLLO COMO FUENTES DE ABASTECIMIENTO EN ÁREAS COSTERAS

Eleonora CAROL^{1@}

⁽¹⁾Centro de Investigaciones Geológicas-CIG (CONICET-UNLP)

^(@)eleocarol@fcnym.unlp.edu.ar

Palabras clave: acuíferos, depósitos costeros, alta permeabilidad

Las oscilaciones del nivel del mar ocurridas durante el Cuaternario producto de los cambios climáticos han dado lugar en las áreas litorales de muchos lugares del mundo a la formación de depósitos de planicies costeras, cordones litorales, espigas y barras arenosas. En las planicies costeras el agua subterránea es predominantemente salina debido a las transgresiones marinas que las originaron y/o la intrusión actual de agua de mar. En ellas la baja permeabilidad de los sedimentos impide que las lluvias puedan infiltrar y lavar las sales. En contraposición, los cordones litorales, espigas y barras arenosas generalmente con campos de dunas asociadas constituyen morfologías positivas del terreno de alta permeabilidad donde las precipitaciones se infiltran continuamente. Esta recarga preferencial y localizada contribuye al desarrollo de una lente de agua dulce que desplaza hacia abajo, por diferencia de densidad, al agua salada circundante.

El concepto de lentes de agua dulce que flotan en aguas subterráneas salinas más profundas se remonta a los estudios efectuados a fines del siglo XIX y principios del XX en islas oceánicas y sistemas de dunas costeras (Badon-Ghyben 1888, Herzberg 1901). Los primeros modelos para predecir la profundidad de la interfase agua dulce - agua salada fueron soluciones analíticas para acuíferos idealizados que asumieron homogeneidad litológica (Hubbert 1940, Henry 1959, Henry 1964, Glover 1959). En general, estas soluciones analíticas consideran situaciones de equilibrio en columnas de agua de distinta densidad y tienden a estimar que la posición de la interfase agua dulce - agua salada se encuentra a una profundidad que es aproximadamente 40 veces la altura por encima del nivel del mar que tiene el nivel freático del acuífero que contiene a la lente de agua dulce (Bear, 1979). Sin embargo, las formaciones costeras que contienen a las lentes acuíferas tales como cordones litorales, espigas y barras arenosas rara vez presentan grandes espesores de sedimentos. Al contrario, tal como se mencionó anteriormente las oscilaciones cuaternarias del nivel del mar dieron lugar a la depositación de ambientes sedimentarios con características litológicas contrastantes. En estas condiciones es frecuente que se interdigiten depósitos de planicies costeras compuestas por arcillas y limos con depósitos de cordones litorales y barras compuestos de sedimentos arenosos o gravosos que en ocasiones también presentan elevadas proporciones de material bioclástico. Esta interdigitación o superposición de ambientes sedimentarios determinan que las lentes de agua dulce alojadas actualmente en cordones litorales, espigas y barras arenosas se desarrollen en profundidad dentro de sedimentos con distinta permeabilidad, pudiendo estar limitado su desarrollo en profundidad por la presencia de formaciones netamente arcillosas.

Dado que las lentes de agua dulce adquieren especial importancia para el desarrollo socioeconómico de las áreas costeras ya que son la principal o única fuente de abastecimiento, es el objetivo de la charla discutir sobre los secretos que esconde la evolución cuaternaria en relación al desarrollo de lentes de agua dulce utilizadas como fuentes de abastecimiento en áreas costeras. El conocimiento de los factores que controlan el espesor de las lentes de agua dulce es de vital importancia para la generación de pautas de manejo sustentable del recurso hídrico. Esto resulta crucial ya que este tipo de acuíferos costeros son de escasa extensión y altamente vulnerables a sufrir procesos de salinización por factores antrópicos tales como explotación intensiva o naturales producto del cambio climático.

Bibliografía:

- Badon-Ghyben, W. 1888. Notes on the probable results of well drilling near Amsterdam (in Dutch): *Tijdschrift van het Koninklijk Inst. Van Ing.*, The Hague, 21.
- Bear, J., Dagan, G. 1964. Some exact solutions of interface problems by means of the hodograph method. *Journal of Geophysical Research*, 69, 1563-1572.
- Glover, R. 1959. The pattern of fresh water flow in coastal aquifer. *Journal of Geophysical Research*, 64, 439-475.
- Henry, H. R. 1959. Salt intrusion into fresh-water aquifers. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1911-1919.
- Henry, H. R. 1964. Interfaces between salt water and fresh water in coastal aquifers, *Sea Water in*



- Coastal Aquifers, U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap. 1613-C, 35-69.
- Herzberg, A. 1901. Die Wasserversorg einiger Nordseebäder (The water supply on parts of the North Sea Coast, in German) *J. Gasbeleucht.* 44, 815-842.
- Hubbert, M. K. 1940. The theory of ground-water motion. *The Journal of Geology*, 48 (8, Part 1), 785-944.



REDUCING GROUNDWATER CONTAMINATION FROM LEGACY LANDFILLS USING REMOTE SENSING

Christopher STOHR^{1@}

(1)Illinois State Geological Survey, Prairie Research Institute, University of Illinois

(@)cstohr@illinois.edu

Palabras clave: relleno sanitario, lidar, SIG

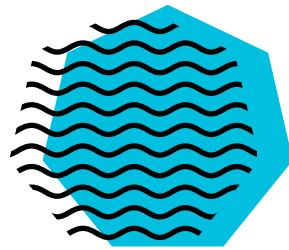
There are 3,430 closed landfills in Illinois, USA. Nearly all are inadequately lined former dumps with thin earthen covers. Customary “walkover” inspections of these legacy landfills routinely overlook defects in the cover and surrounding area that increase threats to human health and water resource quality.

Aerial orthophotography and lidar data were interpreted for 10 closed, managed landfills in East Central Illinois for defects and features of interest. Visible and near-infrared data were enhanced by histogram stretching, normalized difference vegetation index, iron oxide index, and images draped over lidar data to create image-maps that improved recognition of defects and features of interest. Changes observed from comparing historical and current imagery provided a basis for ranking features for onsite inspections and custodial landfill management. Geographic information system-based (GIS) image maps were used to direct field inspections.

Examples of previously unrecognized or ignored defects identified on aerial imagery include: depressions that collect runoff, gullies eroding into earthen covers, slope instability, wet and barren spots that may be outlets for leachate seeps, and vegetation anomalies that can indicate outgassing. Defects were field verified and prioritized for maintenance and spot repairs. Highest priority defects for two landfills were repaired using materials and resources available to the landfill owners.

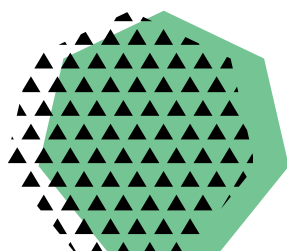
Use of remote sensing and GIS-based mapping to improve field inspections and identification of maintenance needs is key to sustainable management of legacy closed landfills. Routine maintenance and repair of earthen landfill covers can reduce leachate production, contamination of surface and ground water resources, and risk to human health.

Resúmenes de sesiones



Sesión 1

Paleoclimas-Paleoambientes



Coordinadoras:

Stella Moreiras (IANIGLA)

María Julia Orgeira (IGEBA, UBA)



ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO DE LOS DEPÓSITOS NEÓGENO-CUATERNARIOS EXPUESTOS EN LOS ACANTILADOS DE SAN EDUARDO DEL MAR, COSTA ATLÁNTICA BONAERENSE

Yamile RICO^{1@}, Mauro GOMEZ SAMUS² y Juan Carlos BIDEGAIN¹

⁽¹⁾CIC-LEMIT

⁽²⁾Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (UNTDF)

^(@)yamilerico2468@gmail.com

Palabras clave: paleomagnetismo, acantilados, Neógeno-Cuaternario

Se presentan resultados de un estudio geológico y paleomagnético realizado en una sucesión pedosedimentaria del Neógeno-Cuaternario del sudeste de la provincia de Buenos Aires. La sucesión corresponde a los acantilados marinos de la localidad de San Eduardo del Mar (38°14' S y 57°45' O) y posee 13 metros de espesor. El objetivo es determinar la polaridad magnética de los niveles sedimentarios expuestos y efectuar interpretaciones magnetoestratigráficas.

Mediante un saque de hidrobriquetas, se extrajeron 59 muestras paleomagnéticas de 8 cm³, cada 5 y 30 cm de separación. Las mediciones se realizaron en el laboratorio de Paleomagnetismo del LE MIT, mediante un magnetómetro rotativo de puerta de flujo Minispín y un desmagnetizador por campos magnéticos alternos, ambos marca Molspin Ltd. En primer lugar, se determinaron las componentes del magnetismo remanente natural (m.r.n.); en segundo lugar, las muestras fueron desmagnetizadas mediante la aplicación de campos magnéticos alternos, a fin de obtener la magnetización remanente característica (m.r.c.). Los datos fueron procesados utilizando el *software* SUPER-IAPD-2000.

Los valores de declinación e inclinación del m.r.n., permitieron constatar un predominio de direcciones normales, aunque también se registraron otras reversas y anómalas, que evidencian en una primera aproximación, la existencia de cambios de polaridad. La intensidad del m.r.n. (J_{mrn}) denota variaciones a lo largo del perfil, registrándose valores máximos de $230 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$, aunque la mayoría no supera los $60 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$. El comportamiento de este parámetro es semejante al de la susceptibilidad magnética (χ_{bf}), lo que indica que esta componente escalar se encuentra influenciada por la concentración de granos ferrimagnéticos.

Frente al proceso de desmagnetización (entre 2,5 y 7,5 mT), algunas muestras evidenciaron decaimiento del valor de intensidad y otras incremento. Esto último, denota la existencia de componentes relacionadas a fenómenos de remagnetización, sin embargo, fácilmente removidas a campos bajos, debido a su débil coercitividad. La caída más notable de intensidad magnética (> 50 %), se registró entre 5 y 15 mT, alcanzando en algunos casos una pérdida del 90%. En relación con dicho comportamiento, se constata que las direcciones de magnetización remanente pierden estabilidad a partir de los 20 y 30 mT de campo pico aplicado, de manera que la m.r.c. fue definida por debajo de dichos campos.

La remanencia magnética proporcionada por las titanomagnetitas, permitió establecer la polaridad magnética de los paquetes sedimentarios, aún en los niveles más pedogenizados y/o bioturbados. De tal forma, como se indica en la Fig. 1, se determinaron varios cambios de polaridad. Las unidades de la base del perfil son asignadas a la Formación Chapadmalal (ver Isla et al., 2015), donde se constató la presencia de *Actenomys sp.* Estas conforman una magnetozona de polaridad normal, de unos 4 m de espesor, que considerando sus características litológicas y contenido paleontológico, corresponderían al cron Gauss (> 2,588 Ma), del Plioceno Tardío y se correlacionarían con la base de los perfiles estudiados por Orgeira (1987), Ruocco (1989) y Bidegain y Rico (2012), para la zona de Chapadmalal. La magnetozona de polaridad reversa que se halla por encima de esta última, se asigna al cron Matuyama (2,588 - 0,78 Ma). Los registros de polaridad normal que alternan dentro de esta última, corresponden al relleno de crotovinas. Estos últimos, junto a la zona de polaridad normal definida por encima, pertenecerían a los subcrones Olduvai (1,925 - 1,78 Ma) y/o Jaramillo (1,071 - 0,990 Ma), del Pleistoceno Temprano. Sin embargo, considerando que no se dispone de dataciones absolutas o datos paleontológicos para la sección superior del perfil, no se descarta que el paleosuelo identificado como unidad sem-F, corresponda al cron Brunhes (< 0,78 Ma), del Pleistoceno Medio-Tardío. Si esto último es correcto, el registro de polaridad reversa en la sección superior del perfil podría asignarse al evento Blake (0,121 Ma).

A la luz de una magnetopolaridad confiable, se prevé ajustar la magnetoestratigrafía propuesta mediante la datación numérica de los vidrios de impacto hallados y estudios paleontológicos.

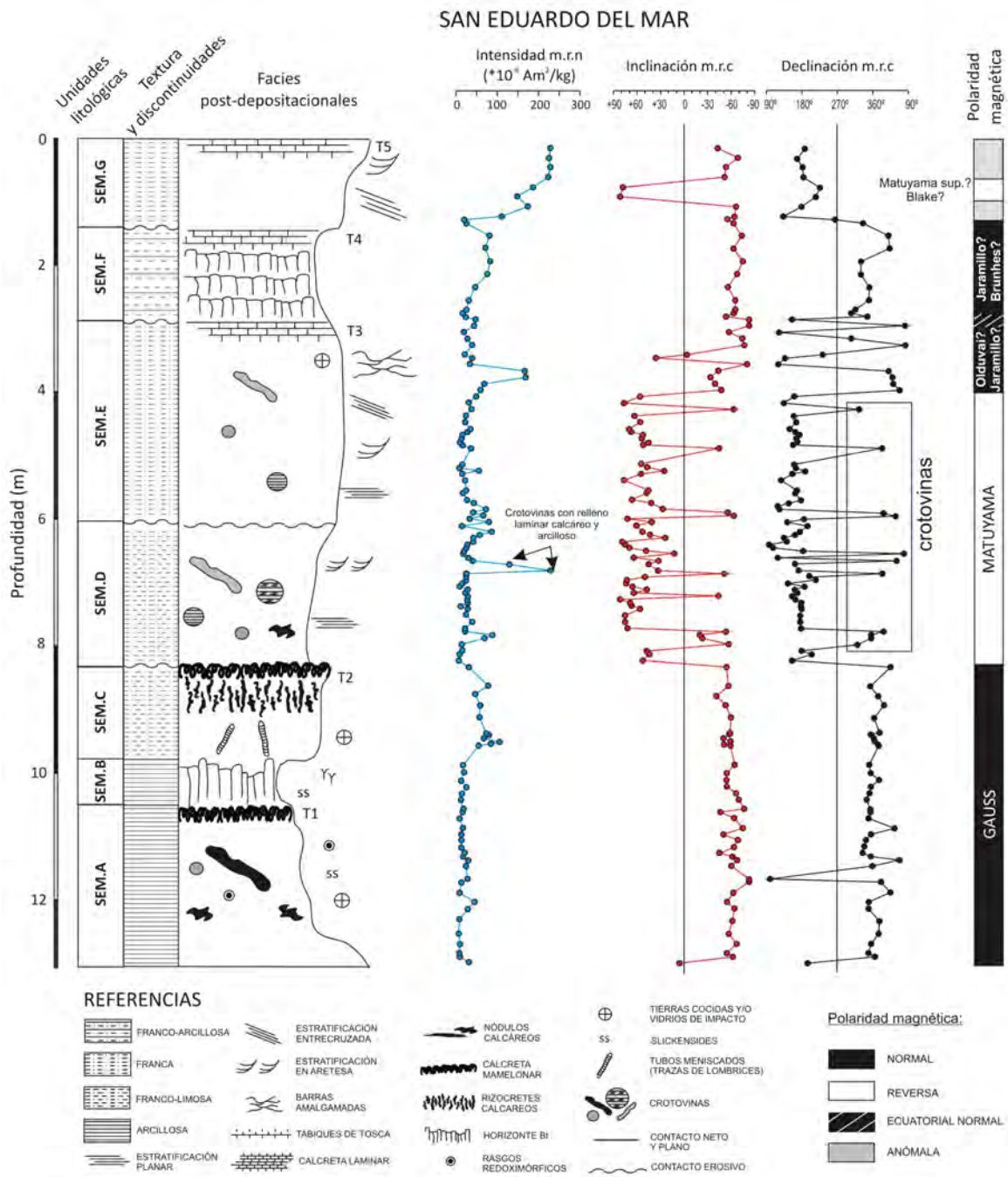


Figura 1. Perfil geológico y resultados paleomagnéticos de una sección de los acantilados de San Eduardo del Mar.

Bibliografía:

- Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2012. Magnetostratigraphy and Magnetic Parameters of a Sedimentary Sequence in Punta San Andrés, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* 253: 91-103.
- Isla, F, Taglioretti, M. y Dondas, A. 2015. Revisión y nuevos aportes sobre la estratigrafía y sedimentología de los acantilados entre Mar de Cobo y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (2): 235-250.
- Orgeira, M.J. 1987. Estudio paleomagnético de sedimentos del Cenozoico tardío en la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 362-376.
- Ruocco, M.I. 1989. A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina. *Pelaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72: 105-113.



ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO, DE PROPIEDADES MAGNÉTICAS E INFERENCIAS PALEOCLIMÁTICAS EN UNA SECUENCIA DE PALEOLAGO ASOCIADO A LA AVALANCHA DE ROCAS LAGUNA BLANCA, RÍO BLANCO (31°LS), SAN JUAN

Pilar JEANNERET^{1@}, Maria Julia ORGEIRA² y Stella Maris MOREIRAS¹

⁽¹⁾IANIGLA

⁽²⁾UBA/CONICET

^(@)pjeanneret@mendoza-conicet.gob.ar

Palabras clave: paleolago, paleoclimatología, propiedades magnéticas

En el presente trabajo se analizan las posibles evidencias paleoclimáticas mediante propiedades magnéticas en dos perfiles expuestos de un paleolago represado por la avalancha de rocas Laguna Blanca (Jeanneret y Moreiras, 2017) en la cuenca del Río Blanco, provincia de San Juan. Este paleolago ocupaba alrededor de 70 ha, y drenó parcialmente dejando sólo 16 ha de laguna. Estos represamientos naturales son frecuentes en ambientes tectónicamente activos alrededor del mundo, sin embargo en los Andes Centrales son escasamente reportados porque se encuentran en zonas remotas y porque no impactan directamente a las poblaciones (Ermini y Casagli, 2003). No obstante, han demostrado ser buenos indicadores climáticos de registro continuo (Williamson *et al.*, 2008).

Se relevaron dos columnas estratigráficas de los depósitos paleolacustres, correlacionando sus niveles basales y llegando al contacto con el depósito de avalancha. Se extrajeron muestras función de cambios granulométricos para realizar estudios texturales y de propiedades magnéticas. El análisis textural se realizó en el Laboratorio Edafológico de la Facultad de Agrarias (UNCuyo), utilizando el método de Bouyoucos en los términos más finos. Las propiedades magnéticas se midieron en el laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de rocas del IGEBA (FCEN, UBA - CONICET). Se efectuaron mediciones de la susceptibilidad magnética inicial (X) a temperatura ambiente con un susceptibilímetro Bartington de frecuencia dual (Lf: 470 Hz y Hf: 4700 Hz), calculando también la susceptibilidad dependiente de la frecuencia (Ffactor). Los parámetros magnéticos extraídos por la medición de los ciclos de histéresis y remanencia por campo inverso (Back field) se obtuvieron con un magnetómetro vibrante Molspin Ltd. Estos son: la magnetización de saturación (M_s), la magnetización remanente de saturación (M_{rs}), la coercitividad (H_c) y la coercitividad de la remanencia (H_{rc}).

Los análisis texturales junto con las observaciones de campo revelan 6 trasgresiones del lago acumulando 80 cm de sedimento, pasando de arenas finas/medias a limos culminando con 20 cm de arenas medias a gruesas con estratificación entrecruzada coincidente con depósito de dunas. En función de las coercitividades se reconocen minerales ferrimagnéticos como la magnetita o titanomagnetita, reconociéndose un aumento de M_s y M_{rs} hacia el tope de la secuencia correspondiente a un aumento en la concentración de los mismos. Coincidente con esta tendencia, las coercitividades aumentan discretamente hacia el tope. Según los valores de Ffactor no hay componentes superparamagnéticas (SP) (<30 nm). Por otra parte, los parámetros de los ciclos representados en un gráfico de Day (2001), sugieren que los minerales magnéticos son principalmente de tamaño de partícula dominio múltiple (MD) al tope y mezcla de dominio múltiple con pseudodominio simple (MD+PSD) hacia la base, coincidentes con magnetita/titanomagnetita detrítica. La falta de minerales SP se interpreta como un desarrollo deficiente del suelo, probablemente asociado al clima árido de la región. Este límite coincide con el desarrollo de horizontes cementados con yeso, indicando migración de soluciones salinas a través del perfil, el cual también pudo arrastrar minerales magnéticos PSD hacia abajo, típico de ambientes con buen drenaje. Este efecto podría ser posible en ambientes más con mayores precipitaciones permitiendo la migración de partículas más finas hacia abajo.

Los resultados obtenidos indican un ambiente lacustre más extenso en el pasado, el cual descargó parcialmente hasta el nivel actual bajo condiciones climáticas sub-húmedas a semi-áridas para luego establecerse de forma paulatina un ambiente árido que culmina en un campo de dunas removilizando el material lacustre. Por último, vuelve a establecerse un ambiente incipientemente más húmedo por el asentamiento de especies vegetales, el cual persiste hasta la actualidad. El estudio de campos de dunas en la zona de Cuyo da indicios de los sucesivos eventos de aridización acaecidos en el área, reactivando dunas pleistocenas asociadas al Último Máximo Glacial (Tripaldi y Forman, 2007). Sin fechados numéricos sólo se pueden realizar estimaciones de este proceso de aridización, el cual estaría correlacionado a algún avance glaciario holocénico, posterior a un período interglacial que aportó agua al sistema lacustre. En futuros trabajos se utilizarán dataciones en el nivel lacustre para determinar la edad del depósito y del evento de aridización.



Bibliografía:

- Ermini, L., y Casagli, N. 2003. Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(1): 31-47.
- Jeanneret, P. y Moreiras, S.M. 2017. Detección de la procedencia de deslizamientos antiguos en Cordillera de San Juan mediante imágenes Landsat. 12^º Encuentro Internacional Ciencias de la Tierra, E-ICES 12, Actas: p.111, Mendoza.
- Tripaldi, A., y Forman, S. L. 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251(2): 300-320.
- Williamson, C. E., Dodds, W., Kratz, T. K., y Palmer, M. A. 2008. Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(5): 247-254.



ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS DE LOS BAJOS DE SANTA ELENA, PROVINCIA DE LA RIOJA

Oscar JUAREZ^{1@}, Maria Cecilia CORBAT¹ y Enrique FUCKS²

⁽¹⁾Instituto de Ambientes de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA)

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

^(@)oscarjuarez705@gmail.com

Palabras clave: valle Antinaco-Los Colorados, barreales, depósitos fluviales

El valle de Antinaco-Los Colorados tiene una orientación norte-sur y está limitado por las sierras de Famatina y de Velasco, al oeste y este respectivamente. Es recorrido por un curso de agua transitario que va drenando entre barreales y médanos mediante un canal angosto de manera sinuosa, hasta conformar un curso de diseño entrelazado con barrancas de varios metros de alto (De Alba, 1979). Es alimentado por cursos provenientes de ambos sistemas montañosos, cuyos caudales y cargas sedimentarias dependen del tamaño de las cuencas, el área de proveniencia y la intensidad de las precipitaciones (Fucks, 2014).

El objetivo del trabajo es determinar las unidades geomorfológicas y sedimentarias aflorantes en la depresión central (Bajos de Santa Elena), para establecer el ambiente de depositación, en función de sus características litológicas, controladas con dataciones radiocarbónicas.

En gabinete, se recopiló y analizó bibliografía, cartografía, fotografías e imágenes satelitales. En el campo se identificaron y caracterizaron geformas y unidades estratigráficas a través del levantamiento de perfiles litológicos (Fig. 1), desde donde se extrajeron muestras para realizar los análisis cronológicos (Turner, 1971).

Se observa que el pie de monte proveniente de la sierra de Famatina, presenta gran desarrollo superficial como consecuencia del mayor aporte de sedimentos (ríos Amarillo, Oro y Miranda), mientras que el pie de monte de la sierra de Velasco tiene un desarrollo restringido, a pesar de tener sus cuencas con pendientes más empinadas. Este contrastante desarrollo pedemontano provoca el desplazamiento del curso principal hacia la sierra de Velasco, evidenciado en gran parte del valle (Fig. 1). También, se realizaron perfiles litológicos en los lugares más representativos y se exponen a continuación: Columna 1: se diferencian 3 sectores litológicos dentro de los 6,75 m de espesor total. La unidad basal (2 m de espesor), está compuesta por unidades con sedimentos areno limosos de color castaño claro, con una tenue laminación paralela. El sector intermedio está representado por 2 m de arenas de color castaño oscuro, aspecto masivo. El sector superior (2,75 m), es de color castaño oscuro, areno gravoso y masivo. Columna 2: el espesor total de 6,80 m, es dividido en 6 sectores. El sector basal (1,5 m) está compuesto por sedimentos limo arcillosos de color castaño claro, laminación paralela, obteniéndose una edad AMS de 3.944 ± 33 ka sobre carbón. Por encima, en discordancia se presenta un estrato de 30 cm de espesor, arenoso, de color pardo amarillento y masivo. Continúa un estrato de 1 m de espesor, compuesto por sedimento limo arcilloso de color castaño claro. Por encima se observa un estrato de color rojo, con 2 m de espesor, de sedimento areno limoso disturbado por grietas de desecación. Por encima, un nivel de 70 cm de espesor, compuesto por sedimento areno gravoso de color castaño claro y aspecto masivo. Y por último, un estrato de 1 m de espesor, compuesto por sedimento areno gravoso de color castaño claro y aspecto masivo, del cual se obtuvo una edad ^{14}C moderna sobre madera. Columna 3: presenta un espesor total de 5 m, que puede ser dividido en 3 sectores: el sector basal, compuesto por 1,5 m de sedimento areno gravoso, de color castaño claro, con laminación paralela; el sector intermedio, representado por 2,5 m de sedimento arcillo limoso de color rojizo, con una laminación paralela y disturbado por grietas de desecación; y, el sector superior, compuesto por 1 m de

sedimento areno gravoso de color castaño claro y aspecto masivo, del cual se obtuvo una edad ^{14}C moderna sobre madera. Columna 4: tiene un espesor total de 1,7 m, en el que se identifica: un sector inferior de 1,1 m de espesor, compuesto por arenas de color castaño claro; y un sector superior, de 60 cm, representado por sedimento arcilloso de color castaño claro, con laminación paralela en la base y disturbado por grietas de desecación hacia el techo. Columna 5: dentro de los 80 cm de espesor total, se diferencian 3 sectores. El sector inferior (40 cm de espesor), compuesto por pelitas de color castaño claro con grietas de desecación. El sector intermedio (20 cm de espesor), compuesto por arcillas castañas de aspecto masivo. Y la parte superior (20 cm de espesor), compuesta de limo arcilloso color castaño claro.

Del análisis de imágenes satelitales y de campo, pueden inferirse ambientes similares a los actuales



para los últimos 4 ka, representando secuencias correspondientes a la parte distal de los abanicos aluviales de las sierras del Famatina y Velasco, donde facies fluviales y de barreales se alternan, interpretándose la intensa erosión vertical producto de la neotectónica compressiva, cuyos rasgos pueden observarse en diferentes sectores de la región.

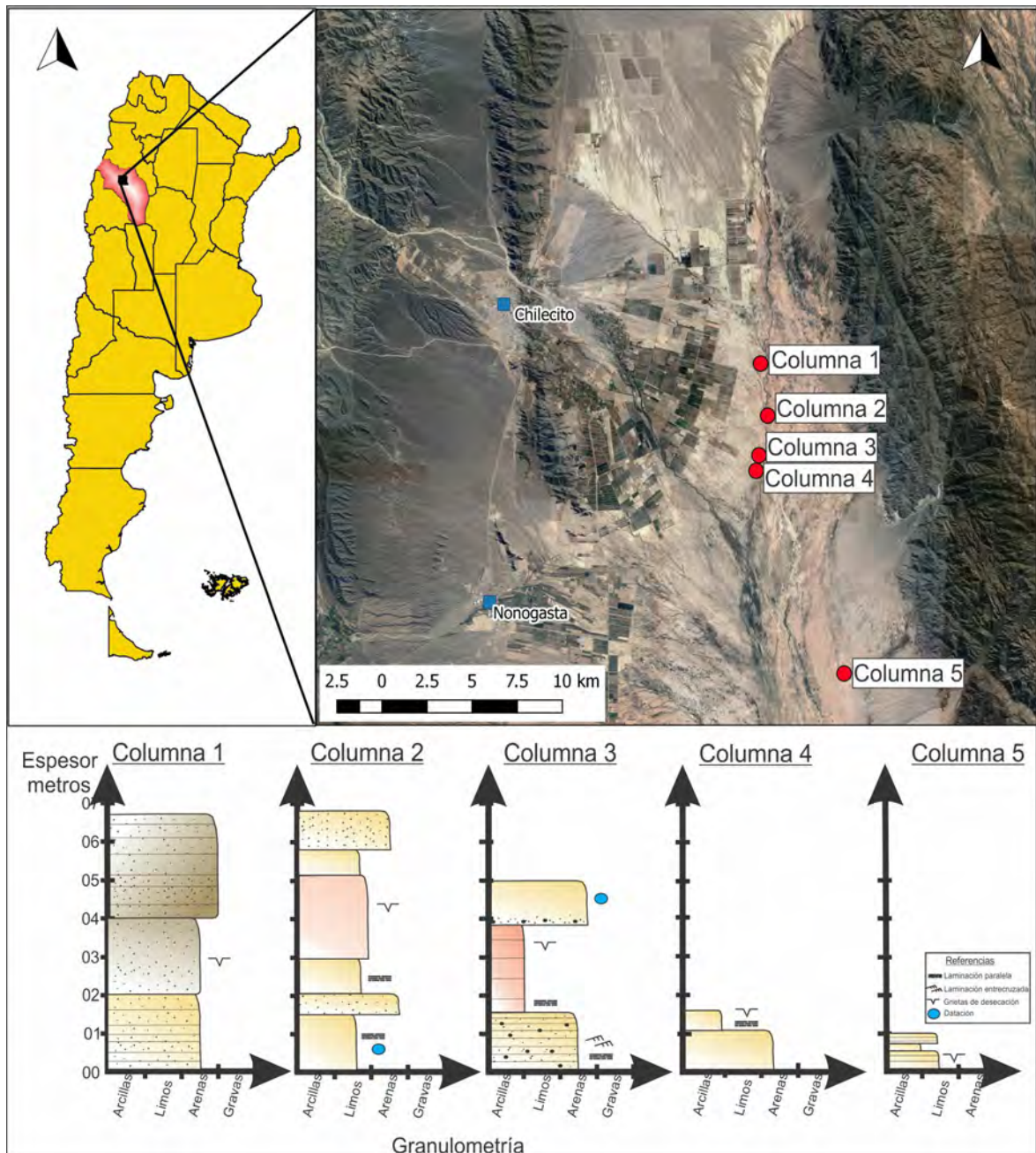


Figura 1. Ubicación del área de estudio y columnas estratigráficas analizadas.

Bibliografía:

- De Alba, E., 1979. Carta Geológico-Económico de la República Argentina Escala 1:200000. Descripción geológica de la hoja 16d, Chilecito, Boletín N°163. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Fucks, E., Schnack, E.J., Scalise, A., Gallardo G. y Cajal, J., 2014. Aspectos geomorfológicos del valle de Antinaco-Los Colorados, Sierras Pampeanas y Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. Actas del XIX Congreso Geológico Argentino, Junio 2014. Simposio de Geología del Cuaternario, Geomorfología y Cambio Climático (S-13-18).



Turner, J. C., 1971. Carta Geológico-Económico de la República Argentina Escala 1:200000. Descripción geológica de la hoja 15d, Famatina, Boletín N°126. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.



ASPECTOS PALEOAMBIENTALES DEL MB DESTACAMENTO RÍO SALADO DE LA FM CANAL DE LAS ESCOBAS, CERRO DE LA GLORIA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Cristian PEREYRA^{1@}, Nicole POMMARÉS¹, Maria Cecilia CORBAT², Mariel LUENGO¹ y Enrique FUCKS^{1,3}

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE)

⁽²⁾Instituto de Ambiente de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA)

⁽³⁾Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

(@)cristian.pereyra.86cs@gmail.com

Palabras clave: paleoambientes, Cuaternario, icnogéneros

La transgresión marina holocena ha dejado múltiples registros geomorfológicos, litológicos y paleontológicos, fundamentalmente en costas bajas. La región de la Bahía Samborombón fue generada por las periódicas oscilaciones del nivel del mar que desde el Pleistoceno Tardío (MIS5) vienen consolidando el área continental sobre el que actúa el episodio litoral más reciente (MIS1).

Las unidades estratigráficas del evento transgresivo Holoceno se agrupan como Fm Canal de Las Escobas la cual incluye cuatro miembros: Destacamento Río Salado, Canal 18, Cerro de la Gloria y Canal 15 (Fucks *et al.* 2010). El objetivo de la presente contribución es la caracterización y análisis de diferentes indicadores paleoambientales (estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos) del Mb. Destacamento río Salado aflorante en la localidad de Cerro de la Gloria. Las dataciones numéricas realizadas en esta unidad varían entre los 6 y 7 ka antes del presente aproximadamente (Fucks *et al.* 2010), previas a alcanzar el máximo transgresivo.

La zona de estudio se encuentra ubicada en la localidad de Cerro de la Gloria, sobre la ruta provincial 11, en el partido de Castelli, provincia de Buenos Aires (35°58'18.20"S/ 57°26'57.88"W). Los trabajos de campo consistieron en estudios de detalle de las exposiciones de esta unidad litoestratigráfica que presenta una extensión de 300 m de sobre el canal, donde se procedió a analizar las características texturales y estructurales, reconocimiento y análisis de la fauna y rastros dejado por ellos.

Se pudo discriminar en este miembro una secuencia sedimentaria de 206 cm de base a techo que se caracteriza, por las siguientes secciones (tomando de referencia el nivel del agua): (Fig. 1)

Se establece un predominio de granulometrías finas que se disponen con espesores similares. Dentro de las arcillas, se pudieron caracterizar dos tipos, de acuerdo a su coloración y estructura: las grisáceas con láminas de aproximadamente 1 mm, dispuestas paralelamente, y las gris-azuladas que forman niveles macizos de aproximadamente 2 cm de espesor, que son muy resistentes en seco (compactas) y muy plásticas y adhesivas en húmedo. Hacia el tope se la secuencia se observa un aumento en la proporción de arenas donde ocurre la transición con Mb Cerro de La Gloria.

Los callianassidos han dejado un registro excepcional expresados en cuevas completas o parciales, tridimensionales. Las icnitas identificadas corresponden a *Ophiomorpha nodosa* (Lundgren) diagnosticable por la presencia de pellets en su pared; *Thalassinoides* isp (Ehrenberg) presenta una pared lisa y más delgada que la anterior. En ambos casos con forma de "Y" o interconexiones en tramos de galerías. Además se identifica el primer registro para el Holoceno medio de Buenos Aires de *Maiakarichnus* isp diagnosticable por componerse de una cámara central con ramificaciones tubulares finas y relativamente cortas, estrato creciente dispuestas en abanico y a 360 grados en el plano horizontal del estrato y en conexión con *O. nodosa*. Este registro de *Maiakarichnus* corresponde al quinto en el mundo, cuya función etológica se infiere de comportamiento reproductivo o de almacenamiento. Trazas producidas por otros organismos en sustratos blandos son *Lockeia* isp (resultado de la actividad infaunal del bivalvo *Tagelus plebeius*, cuyas valvas se encuentran en posición de vida) y galerías de anélidos serpulidos. En sustratos duros se encontraron clastos con el bryozoo *Membranipora* sp, anélidos y bivalvos perforantes. Las conchillas de especies de moluscos presentes son de: *Heleobia australis*, *Epitonium georgettinum* (Kiener), *Olivella tehuelcha* (Duclos) y *Buccinanops globulosus* (Kiener), *Macra isabelleana* (d'Orbigny), *Macoma uruguayensis* (Smith), *Semele proficua* (Pulteney), *Abra aequalis* (Say) y *Corbula patagonica* (d'Orbigny) y *Tegula Patagonica* (d'Orbigny). Restos de vertebrados corresponden a dientes faríngeos de *Pogonias* sp, placas dentarias de *Myliobates* sp, una escápula fragmentaria perteneciente a un mamífero indeterminado y restos de un esqueleto casi completo de *Arctocephalus australis* (Monsalvo *et al.*, 2017).

Debido a las estructuras presentes, tanto primarias como orgánicas, se puede determinar un



ambiente de baja energía, correspondiente a un ambiente intermareal-submareal, de sustratos blandos, mayormente del infralitoral y eurihalinos.



Figura 1. Columna estratigráfica perteneciente a la sección en estudio de Canal 15 correspondiente a Miembro Destacamento Río Salado. A la izquierda se observa la sección de base a techo del perfil mostrando la litología y estructura sedimentaria, a la derecha se observan en detalle las variaciones faciales en el perfil en sentido horizontal y vertical.

Bibliografía:

- Fucks E E., E J. Schnack y M L. Aguirre. 2010. Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 167 (1): 27 - 39.
- Monsalvo S., Sesto F. y Luengo M. 2017. Primer registro de *Arctocephalus australis* (Zimmermann, 1783) (Carnívora, Otariidae) para el Holoceno medio de Bahía de Samborombón, Buenos Aires, Argentina. XXXI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Libro de Resúmenes.
- Verde M. y Martinez S. 2004. A new ichnogenus for crustacean trace fossils from the upper Miocene Camacho Formation of Uruguay. Paleontology 47 (1): 39-49.



CAMBIOS DEL NIVEL DE BASE DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO EN LA LAGUNA CARRI-LAUFQUEN GRANDE. EVIDENCIAS A PARTIR DE LA DISTRIBUCIÓN DE ESTROMATOLITOS FÓSILES

Rodrigo FEO^{1@}, Ines EYMARD², Andres BILMES³, Maria del Pilar ALVAREZ⁴, Leandro D'ELIA⁵ y Daniel ARIZTEGUI²

⁽¹⁾Universidad Nacional de La Plata

⁽²⁾University of Geneva, Department of Earth Sciences

⁽³⁾IPGP CONICET - CENPAT

⁽⁴⁾Instituto Patagónico para el Estudio de los Ecosistemas Continentales (IPEEC-CONICET)

⁽⁵⁾Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP)

^(@)rodrigo.nfeo@gmail.com

Palabras clave: cambios de nivel de base, paleolago, niveles estromatolíticos

La Laguna Carri-Laufquen se ubica en la Provincia de Río Negro, cercana a la localidad de Ingeniero Jacobacci (Fig. 1A). Está constituida por dos cuerpos de agua denominados Laguna Carri-Laufquen Grande (LCG) y Laguna Carri-Laufquen Chica (LCC). Si bien actualmente la LCG se ubica a unos 786 ms.n.m. (Cartwright et al., 2011; Pacton et al., 2016) evidencias geomorfológicas indican que durante el Pleistoceno tardío han ocurrido varios cambios en el nivel de base, que implicarían la presencia de un paleolago de mayores extensiones (Tatur et al., 2002; Ariztegui et al., 2008; Pacton et al., 2016). Como resultado de los sucesivos niveles del paleolago, se desarrollaron líneas de costa en diferentes posiciones topográficas, en algunas de las cuales pueden encontrarse estromatolitos fósiles (Tatur et al., 2002; Cartwright et al., 2011; Hunger, 2012; Pacton et al., 2016). Los estromatolitos son estructuras biosedimentarias producidas principalmente por la actividad de cianobacterias. Estos organismos son fotosintetizadores, por lo que se desarrollan en las zonas de menor profundidad de los cuerpos de agua, cercanos a la línea de costa, hasta una profundidad aproximada de 5 m (Hunger, 2012). A pesar de las contribuciones hechas por diferentes autores acerca del rango de edades (de 22 a 16,5 ka) y de la distribución topográfica de los afloramientos de estromatolitos fósiles (de 810 a 830 ms.n.m.), no es posible determinar con exactitud el intervalo temporal en el que los estromatolitos fueron desarrollados, así como tampoco si se trata de uno o más niveles estromatolíticos. El presente trabajo tiene como objetivo utilizar la distribución espacial y temporal de los estromatolitos fósiles encontrados en los alrededores de la LCG con el fin de reconstruir parte de su evolución durante el Pleistoceno tardío.

Se mapearon los estromatolitos fósiles asociados a las diferentes líneas de costa mediante el análisis combinado de un Sistema de Información Geográfico (ArcGIS), datos altimétricos con error menor a 10 cm (GPS diferencial), imágenes satelitales, y un Modelo de Elevación Digital con una resolución de 12 m (TanDEM-X; Fig. 1A). En base a los registros fósiles encontrados, se dividió a la región en zonas de estudio, y utilizando dicho GPS, se realizaron perfiles topográficos de detalle, transversales a los afloramientos, sobre los que se volcaron las posiciones de los mismos. Para acotar el rango temporal de las líneas de costa mapeadas, se realizaron dataciones radimétricas mediante el método 14C. Las edades obtenidas no han sido calibradas.

En el área de estudio, los estromatolitos se desarrollan sobre bloques basálticos de hasta 1 m de diámetro (Fig. 1B) o sobre un conjunto de guijarros centimétricos. Se los puede encontrar ya sea como formas individuales (Fig. 1B), o agrupados constituyendo afloramientos de hasta 4 m de extensión lateral (Fig. 1C). Por otro lado, se los ha encontrado: (i) Asociados a un resalto topográfico, constituido por bloques basálticos, de varios km de longitud; (ii) Sobre un rasgo geomorfológico distintivo pero de topografía plana, observable en las imágenes satelitales; o (iii) No asociado a ningún rasgo geomórfico distintivo (principalmente aquellos desarrollados sobre guijarros). La mayoría de los registros se ubican en el sector sur de la laguna, pero también se los ha encontrado en el sector norte (Fig. 1A). Los estromatolitos fueron hallados aproximadamente entre los 820 y 830 ms.n.m. Sin embargo, en las diferentes zonas de estudio solo están representados determinados intervalos altitudinales. Se reconoció un nivel superior (entre 830,79 y 826,67 ms.n.m.) representado solo en el sector suroeste de la LCG, y un nivel inferior (entre 826,22 y 819,47 ms.n.m.) desarrollado en el resto de las zonas. Las edades determinadas hasta el momento se circunscriben a los estromatolitos fósiles del nivel superior, con un rango de edades de entre 17,5 y 16,9 ka AP.

La determinación de la posición de los estromatolitos fósiles y de las edades de algunos de ellos, han permitido corroborar la existencia de cambios en el nivel de base en la región. Así, se habría desarrollado un paleolago de mayores extensiones a las actuales, con una altura aproximada de 831



ms.n.m., entre los 17,5 y los 16,9 ka AP, alcanzando una profundidad 45 m mayor a la actual. Las dataciones radiométricas de los estromatolitos fósiles de las zonas de estudio restantes, que se encuentran actualmente en proceso, permitirán discriminar si existe una discontinuidad temporal importante entre los niveles inferior y superior de estromatolitos fósiles, o si se trata de un único evento en la evolución de la Laguna Carri-Laufquen Grande.

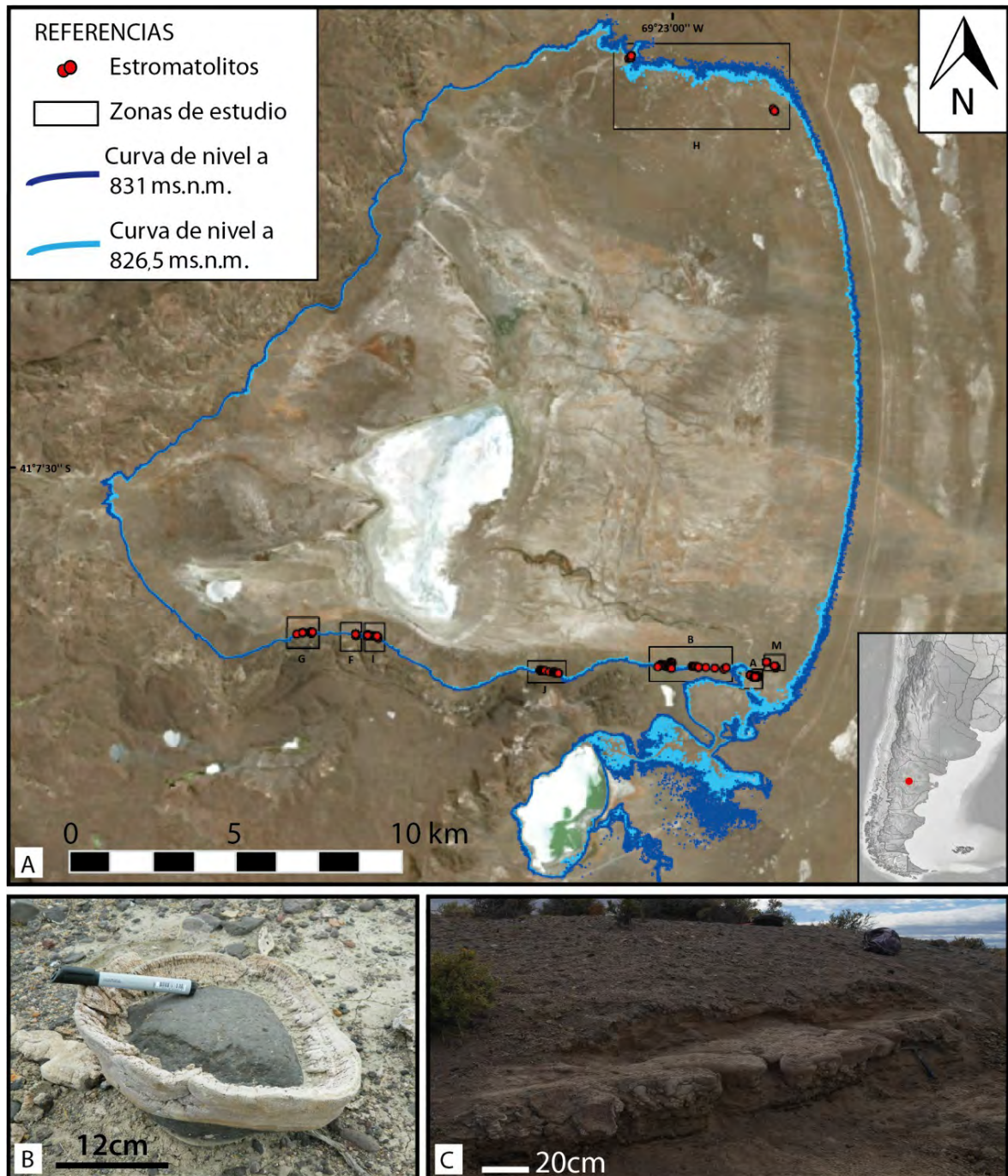


Figura 1. A) Imagen satelital de la Laguna Carri-Laufquen con la ubicación de los estromatolitos fósiles (puntos rojos), las diferentes zonas de estudio (recuadros negros), y dos curvas de nivel, realizadas a partir del TanDEM-X, que representan las líneas de costa a las que se asociarían los dos niveles estromatolíticos. B) Cuerpo estromatolítico individual desarrollado sobre un bloque basáltico. C) Estromatolitos agrupados, constituyendo un afloramiento 3 m de largo.



Bibliografía:

- Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Gilli, A., and Waldmann, N. 2008. Late Pleistocene environmental changes in Patagonia and Tierra del Fuego – a limnogeological approach. *Developments in Quaternary Sciences* 11: 241–253.
- Cartwright, A., Quade, J., Stine, S., Adams, K.D., Broecker, W., Cheng, H. 2011. Chronostratigraphy and lake-level changes of Laguna Cari-Laufquen, Río Negro, Argentina. *Quaternary Research* 76: 430–440.
- Hunger, G. 2012. Reconstruction paléoenvironnementale du Pleistocène sup.- Holocène au Nord de la Patagonie basée sur les lacs endoréiques Cari-Laufquen, étude des lignes de côtes et stromatolites associés. Master de Géologie. Université de Genève, Département de Géologie et Paléontologie, Genève, Suisse. 1–129.
- Pacton, M., Hunger, G., Martinuzzi, V., Cusminsky, G., Burdin, B., Barmettler, K., Vasconcelos, C., y Ariztegui, D. 2016. Organomineralization processes in freshwater stromatolites: A living example from eastern Patagonia. *The Depositional Record* 1/2: 130–146 (Open Access).
- Tatur, A., del Valle, R., Bianchi, M.M., Outes, V., Villarosa, G., Niegodysz, J., Debaene, G. 2002. Late Pleistocene palaeolakes in the Andean and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International* 89: 135–150.



CRONOLOGÍA GLACIAR DEL CORDÓN DEL PLATA. CONTRASTE CON EDADES RELATIVAS PREVIAS

Stella Maris MOREIRAS^{1@}

⁽¹⁾IANIGLA

^(@)moreiras@mendoza-conicet.gob.ar

Palabras clave: dataciones cosmogénicas, morenas, Andes Centrales

Los estudios paleoclimáticos de los Andes Centrales áridos han sido limitados por la dificultad de las dataciones radiométricas que requieren la inexorable presencia de materia orgánica, así como los métodos de termolumiscencia acotados a depósitos finos sepultados rápidamente. En este contexto, las dataciones cosmogénicas han brindado la oportunidad casi única de establecer cronologías numéricas nuevas en estos ambientes, aunque faltan estimaciones precisas de los rangos de erosión para estas latitudes.

Este trabajo presenta las dataciones cosmogénicas obtenidas para los depósitos morénicos ubicados en la vertiente oriental del Cordón del Plata (32°). La altura máxima de este sistema alcanza los 6.200 m snm en el Cerro El Plata. Este pronunciado relieve permitió el desarrollo de grandes glaciares a lo largo de los valles principales durante el Pleistoceno que actualmente quedan expresados como glaciares cubiertos en la cuenca del Río Blanco. Los depósitos morénicos preservados a lo largo de los arroyos Vallecitos, Angostura y Mulas fueron inicialmente estudiados por Wayne (1981). En función de métodos de edades relativas (desarrollo de suelo, espesor loess, meteorización de bloques, grado de preservación de las morfologías) infiere una edad tentativa (Wayne y Corte, 1983). A la Glaciación Vallecitos evidenciada por una morena (Vallecitos I- 2600m) se sugiere una edad de 17–22 ka y para Vallecitos II evidenciado por glaciar rocoso fósil a 3400 m se propone una edad de 12–16 ka. Además, distinguen dos drifts más antiguos denominados Río Blanco (2400 m) y Río Mendoza (2100 m) arbitrariamente asignados al MIS 6 y 12 (Wayne y Corte, 1983). De esta manera, Wayne y Corte (1983) proponen al menos cuatro glaciaciones a lo largo del valle del Río Blanco asumiendo correlaciones temporales con glaciaciones del Hemisferio Norte, donde el avance más antiguo debió alcanzar el valle del río Mendoza a los 1400 m snm. Sin embargo, no existieron estudios posteriores en donde se dataran estos avances glaciarios.

Mediante la datación cosmogénica en ¹⁰Be de los bloques superficiales preservados en los depósitos morénicos del valle del Río Blanco se lograron las primeras cronologías para estos depósitos tres décadas más tarde (Moreiras et al., 2017). En la única morena identificada en el arroyo Vallecitos no se pudieron extraer bloques para datar. La construcción del camino de acceso a las pistas de esquí de Vallecitos y las infraestructuras edificadas para su explotación han modificado radicalmente la morfología de esta morena donde difícilmente se puede identificar un bloque in situ para datar. En el valle del arroyo Angostura, el siguiente hacia el sur, se reconocieron dos avances, Angostura I y Angostura II. En tanto en el arroyo Las Mulas, se identificaron dos avances denominados Loma de los Morteritos I (LM-I) y LM-II. En ambos casos, los avances se preservaron a la misma cota.

La morena Angostura II (~3300 m) fue datada ~8 ka y ~12ka, respectivamente, contrastando con la edad de la morena LM-II (3000 m) datada en ~25 Ka BP. El avance más antiguo de Angostura I resultó en ~15 ka. Estas edades no permiten diferenciar realmente avances específicos, sólo un rango de edades que se ajustan a las edades sugeridas por Wayne y Corte (1988) para Vallecitos I y II. Una edad mucho más antigua de ~69 ka se obtuvo para la planicie aluvial identificada en el valle del arroyo el Salto posiblemente asociada con un avance del Pleistoceno tardío. Estas edades máximas permiten mejorar el conocimiento sobre los avances glaciarios de los Andes Centrales durante el Pleistoceno. Sin embargo, se requiere un esfuerzo superior en cronologías absolutas para entender la dinámica paleoambiental de esta región.

Bibliografía:

- Wayne, W.J., 1981. La evolución de glaciares de escombros y morenas en la Cuenca del Río Blanco, Mendoza. *Proceedings of VIII Congreso Geológico Argentino*, San Luis. Actas IV: 153-166.
- Wayne, W.J., 1988. The diamictons of Río Blanco basin, Cordon del Plata, Mendoza. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, V. 6. Ed. Jorge Rabassa (rotterdam /brookfield: a.a.balkema, 1990), pp. 9-31.
- Wayne, W.J., Corte, A.E. 1983. Multiple glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 42 (1-2): 185-209.
- Moreiras S.M., Páez M.S., Lauro C. and Jeanneret P. 2017. First cosmogenic ages for glacial deposits from the Plata range (33° S): new inferences for Quaternary landscape evolution in the Central Andes.



Special Volume. Interactions between Quaternary climatic forcing, tectonics and volcanism along some different tectonic settings of South America. *Quaternary International* 438: 50-64. DOI: 10.1016/j.quaint.2016.08.041



ESTRATIGRAFÍA, PALEOAMBIENTES Y CONTRASTES MAGNÉTICOS EN UNA SUCESIÓN PLEISTOCENA – ANTROPOCENA DE LA COSTA SUR DEL RÍO DE LA PLATA (PUNTA PIEDRAS, ARGENTINA)

Mauro GOMEZ SAMUS^{1@}, Mariana OLIVO², Francisco CELLONE³ y Yamile RICO⁴

⁽¹⁾Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (UNTDF)

⁽²⁾Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires – CONICET

⁽³⁾Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP)

⁽⁴⁾CIC-LEMIT

^(@)mlgomezsamus@untdf.edu.ar

Palabras clave: Río de la Plata, evolución paleoambiental, Pleistoceno-Antropoceno

Con el propósito de contribuir al conocimiento de la evolución costera del estuario del Río de la Plata, se presentan resultados preliminares de un análisis estratigráfico, sedimentológico, paleomagnético y de magnetismo ambiental en una sucesión cuaternaria de la costa del Río de La Plata, que aflora en el Balneario El Descanso.

Se relevó un perfil a escala 1:10 y se describieron las facies sedimentarias (Fig. 1a). Se extrajeron 13 muestras paleomagnéticas y 7 muestras para análisis químicos y determinación de parámetros magnéticos. El análisis paleomagnético se efectuó por desmagnetización por campos alternos (CA). El análisis químico por fluorescencia de rayos X; se determinó Si, Al, Ca y Fe, expresados como óxidos (Fig. 1b). En el IFAS se determinó susceptibilidad magnética ($\chi_{470\text{Hz}}$), magnetización remanente anhistórica (MRA) (CA = 100 mT, campo aplicado = 90 μT), magnetización a 2,5 T (MRI_{2,5T}), coercitividad de la remanencia (H_{cr}) y coeficiente S (MRI_{2,5T}/MRI₃₀₀). Las muestras magnetizadas a 2,5 T fueron desmagnetizadas por CA hasta 100 mT de campo pico y se calculó el porcentaje de remanencia residual (MRR). Además se determinó la H_{cr} de la fase residual (H_{cr} -dura). (Tabla en Fig. 1b)

Sobre la base de los atributos faciales, estratigráficos y magnéticos, se reconocieron 3 intervalos estratigráficos (IE), separados por discordancias erosivas (Fig. 1a).

El IE1 comprende una sucesión tabular de limolitas masivas color castaño-ocre masivas, intensamente bioturbadas y portadoras de concreciones carbonáticas y rasgos pedogenéticos (rizolitos, bioturbación indiferenciada). Siguen areniscas masivas, moderadamente bioturbadas (*Skolithos*, *Taenidium*). Esta sucesión representaría la acumulación subaérea de loess redepositados sobre planicies de inundación, con rasgos post-depositacionales. Su señal magnética es dominada por titanomagnetitas, consistente con la señal del loess pampeano. Las limolitas registran polaridad anómala y las areniscas polaridad normal, por lo que las primeras se asignan a la transición Brunhes-Matuyama (0,78 Ma) del límite Pleistoceno tardío - medio. Todas estas características indican que IE1 corresponde a la Fm Ensenada.

El IE2 está compuesto por una sucesión de paquetes tabulares de arcillas gris oscuro, masivas, con rasgos pedogenéticos (materia orgánica, *slickensides*, argilanes, ferranes) e intraclastos del IE1, y capas de arena masiva, con bioclastos fragmentados e intraclastos de IE1 sin orientación preferencial.

La parte cuspidal del intervalo porta materiales culturales escasos (polietileno). El intervalo IE2 representaría la acumulación por decantación de suspensiones en ambientes marino-marginales de baja energía, como marismas o sectores supramareales de planicies costeras fangosas, interrumpida eventualmente por eventos de tormentas y afectada por pedogénesis. La señal magnética indica una notable participación de minerales antiferromagnéticos (goethita-hematita) y presenta notable coincidencia con las arcillas de la planicie costera de la zona de Ensenada (Gómez Samus *et al.*, 2017). El IE2 fue previamente descrito y asignando al Mb Canal 15 de la Fm Canal de las Escobas (Fucks *et al.*, 2010).

El IE3 comprende una sucesión integrada por capas de gravas poco seleccionadas, con gradación normal, y capas de arena gravosa, masivas y con estratificación horizontal. Ambas portan intraclastos gravosos de los intervalos 1 y 2, incluyendo fragmentos óseos del pleistoceno (osteodermos de gliptodontes), como así también gran cantidad de materiales culturales (polietileno, hojalata, rodados de ladrillo y vidrio) y dientes de animales introducidos. Se hallaron envolturas de golosinas cuya fecha de caducidad corresponde a la década del 90'. El IE3 representaría una acumulación vinculada a procesos de *whashover* en planicies de *cheniers*, durante sudestadas ocurridas hacia fines del S.XX. Su señal magnética es consistente con mezcla de partículas de distintos intervalos.

De aceptarse el Antropoceno como unidad formal del Cuaternario, los depósitos portadores de



materiales culturales corresponderían a esta época/serie.

Los resultados constatan la utilidad del magnetismo como herramienta complementaria en estudios estratigráficos y paleoambientales. En futuras contribuciones se prevé ampliar los resultados y su análisis en el marco de la evolución paleoambiental de la costa del Río de la Plata, así como de la erosión costera actual y pasada (Cellone *et al.*, 2016). El hallazgo de materiales culturales en la sucesión abre la posibilidad nuevos estudios ligados a la propuesta del Antropoceno y su registro en Argentina.

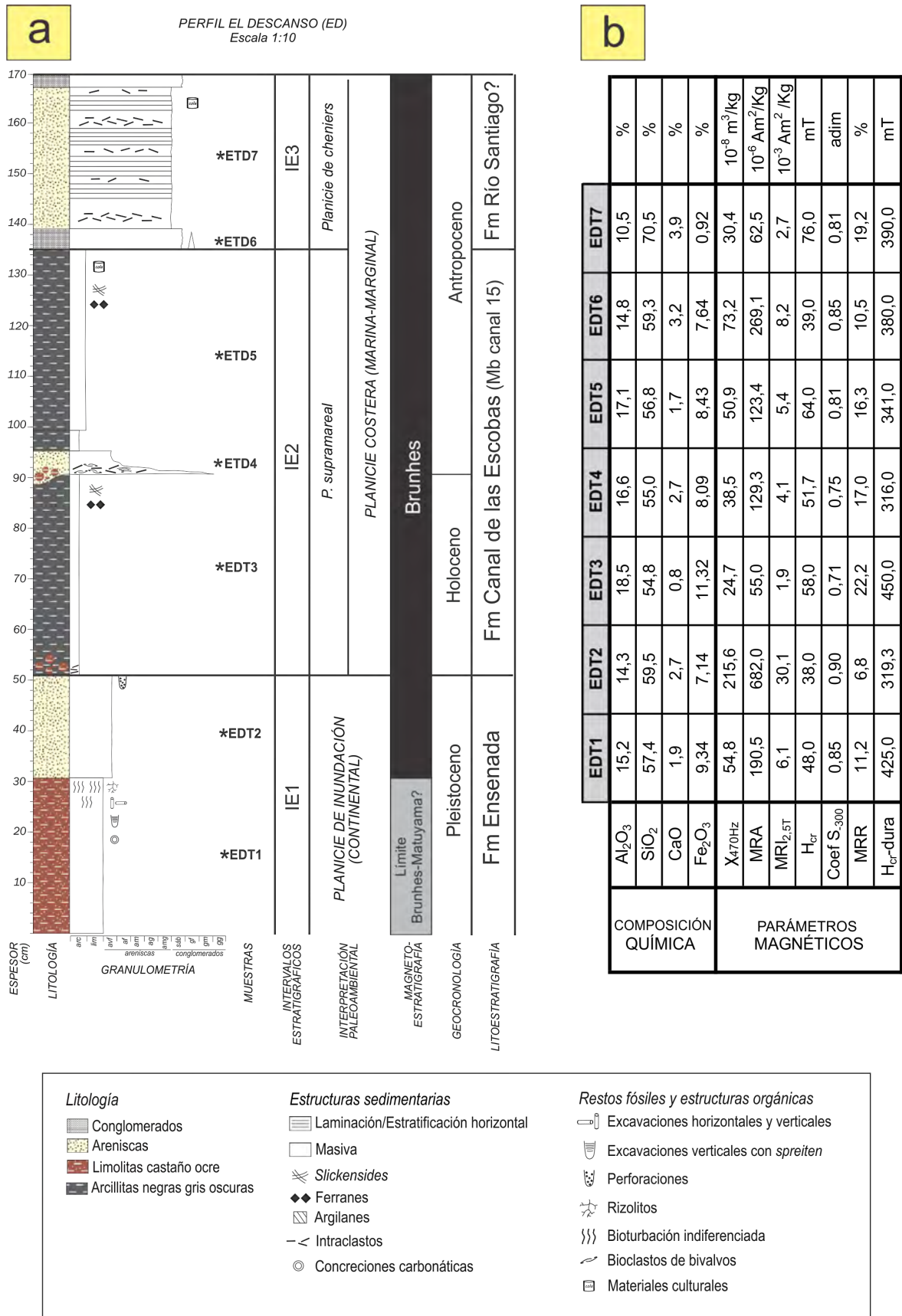


Figura 1. A) Sedimentología, magneto y litoestratigrafía del perfil de Balneario El Descanso (Punta Piedras). B) Tabla de composición química expresada como óxidos y parámetros magnéticos.



Bibliografía:

- Cellone, F., Carol, E. y Tosi, L. 2016. Coastal erosion and loss of wetlands in the middle Río de la Plata estuary (Argentina). *Applied Geography*, 76: 37-48.
- Fucks, E.E., Schnack, E.J. y Aguirre, M.L. 2010. Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la Bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 27-39.
- Gómez Samus, M.L.; Comerio, M.; Boff, L.D.; Montes, M.L.; Ontivero, P.E.; Mercader, R.C. y Bidegain J.C. 2017. Minerales con hierro en arcillas vinculadas a la ingresión marina holocena en la llanura costera del estuario del Río de la Plata (Argentina): Implicancias paleoambientales. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 24: 61-83.



EVOLUCIÓN DE LOS MATERIALES Y DEL MODELADO EN EL SOPÉ DE LA CUESTA DE SAN PEDRO, SUDESTE DEL BRASIL

Fernando NADAL JUNQUEIRA VILLELA^{1@}, Marcos ROBERTO PINHEIRO¹, André MATEUS BARREIROS¹, Marcelo REIS NAKASHIMA¹, Grace BUNGENSTAB ALVES² y Beatriz FERRAZ SCIGLIANO¹

⁽¹⁾Universidade de Sao Paulo, Brasil

⁽²⁾Universidade Federal de Bahía, Brasil

^(@)geovillela@usp.br

Palabras clave: modelado de relieve, relación entre forma, material y proceso, cobertura pedológica

Escarpas de cuesta, ubicadas en transición de unidades geomorfológicas del Planalto Occidental hacia una Depresión Periférica, en la Provincia de San Paulo, SP, Sudeste del Brasil, son una de las formas más expresivas del relieve de la Cuenca Sedimentar del Paraná, caracterizadas por relieve disimétricos compuestos por reverso suave y pendiente escarpada sin frente. En los pies de las escarpas, los modelados de relieve tienen su génesis atribuido a depósitos correlativos y alteraciones in situ, cuyas interpretaciones se basan en la aloctonia o autoctonía de los materiales, atribución fundamental principalmente en el balance morfogenético y elaboración de superficies de edad neógena. En el pie de la escarpa de cuesta de la Sierra de San Pedro/SP se encuentran colinas alargadas (pedimentos o glacis) cubiertas por materiales de edad cuaternaria y con casi ausencia de los depósitos correlativos, contrariando una literatura consagrada (Ab'Sáber, 1965). En este contexto, se propone para este trabajo el estudio de las formas y de los materiales de glacis al frente de la escarpa, lo que permite entender una evolución geomorfológico-pedológica del área y la posibilidad de entender la relación entre el modelado de relieve, procesos y materiales en la transición Planalto Occidental -Depresión Periférica Paulista. Para contestar a esas cuestiones, se optó por la investigación detallada de esa pendiente y uno de los interfluvios de la parte menos disecada del glacis. Esa pendiente ha sido estudiada por medio de una toposecuencia, siguiendo los principios del Análisis Estructural de la Cobertura Pedológica, donde han sido estudiadas las características macro y micromorfológicas, granulométricas, químicas (para fines de clasificación, óxidos y relaciones molares $K_i - SiO_2 / Al_2O_3$ y $K_r - SiO_2 / Al_2O_3 + Fe_2O_3$), mineralógicas (de la fracción de arcilla y arena), morfoscópicas (de la arena), porosidad (macro y microporosidad) y geocronológicas (datación por LOE de los materiales), además de un estudio regional sobre los aspectos estructurales y neotectónicos del área. Los resultados preliminares muestran que el interfluvio estudiado presenta, en general, una cobertura pedológica relativamente homogénea, predominantemente franco arcilla-arenosa con poca variación en profundidad, excepto al pie de la pendiente, donde el gradiente textural es más evidente. En relación al color, este es más rojo en el tope del interfluvio (2.5YR 2.5/4), ligeramente más arcilloso, y se vuelve progresivamente más amarillento (7.5YR 2.5/3) cuesta abajo, donde la arena es ligeramente más gruesa. La cobertura pedológica tiene pH débilmente ácido, predominancia de cargas negativas, baja concentración de cationes básicos y la relación K_i y K_r mayores de 0,75, lo que sugiere que esos materiales son bastante degradados y lixiviados, predominando la caolinita en la fracción arcilla. Aunque los materiales son bastante evaluados del punto de vista pedológico, ellos son relativamente jóvenes, entre 22.500 AP \pm 2.600 años (tope del interfluvio) y 27.450 AP \pm 4.350 años (pie de la vertiente). En relación al origen de estos materiales, hay mucha incertidumbre: aunque en la base del pendiente origen alóctono de los materiales sea plausible, en función de la variedad de litologías encontradas (areniscas, basaltos, diabásicos, sílex y concentraciones hierroginosas), en el tope de la secuencia eso es menos evidente, puesto que esa variación litológica no es observada, llamando la atención la presencia de magnetita en la fracción arenosa y, posiblemente, maghemita en la fracción coloidal, minerales típicamente asociados a rochas básicas, por lo tanto incompatibles con el arenisca subyacente. En resumen, los resultados preliminares sugieren una posible aloctonía de los materiales de recubrimiento del glacis, que serían derivados de una morfogénesis mecánica más acentuada en el Último Máximo Glacial e intemperie y pedogénesis más intensa en los períodos húmedos subsiguientes, especialmente en el Holoceno.

Bibliografía:

Ab'Sáber, A. N. Da Participação das Depressões Periféricas e Superfícies Aplainadas na Compartimentação do Planalto Brasileiro. 1965. 179 f. Tese (Livre Docência) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1965.



Bibliografía:

Ab'Sáber, A.N. 1965. Da Participação das Depressões Periféricas e Superfícies Aplainadas na Compartimentação do Planalto Brasileiro. 1965. 179 f. Tese (Livre Docência) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo.



GEOMORFOLOGÍA LITORAL EN LA LAGUNA DE AGNIA. SU UTILIDAD EN LA RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL

Agustina REATO^{1@}, Oscar Alfredo MARTÍNEZ², Elisa BEILINSON³, Alexander COTTESCU¹, Carolina CUEVAS¹,
René William BARENDREGT⁵ y John CLAGUE⁶

⁽¹⁾Centro de Investigación Esquel de Montaña y Estepa Patagónica

⁽²⁾Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

⁽³⁾Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP)

⁽⁵⁾University of Lethbridge, Department of Geography, Alberta Water & Environmental Science Bldg

⁽⁶⁾Department of Earth Sciences, Simon Fraser University

^(@)agustinareato@comahue-conicet.gob.ar

Palabras clave: cuencas lacustres, estabilizaciones, nivel de base

Las cuencas lacustres endorreicas de zonas áridas son excelentes sitios para el estudio e interpretación de los paleoclimas. Estas cuencas funcionan como receptáculos de sedimentos y componentes orgánicos que proporcionan información valiosa para estudios paleolimnológicos. A su vez se caracterizan por el desarrollo y conservación de geoformas litorales indicadoras de la génesis de los procesos involucrados y del contexto ambiental en el cual fueron construídas.

Las geoformas litorales pueden aportar información acerca de la extensión, geometría y las variaciones hidrológicas de los paleolagos (Schuster M., & Nutz A., 2017). Las líneas de costa, que incluyen cordones, barras o espigas y las formas y depósitos de origen fluvial y eólico asociados permiten un análisis abarcativo de la evolución de estos sistemas. El desarrollo y distribución de abanicos, terrazas fluviales y acumulaciones y formas de origen eólico tienen relación directa con las variaciones del espejo de agua, que funciona como nivel de base local. Es por ello que su estudio integral permite inferir variaciones ambientales.

En Patagonia existe un número importante de cuerpos de agua endorreicos. Los más estudiados son el lago Cardiel en Santa Cruz, y la laguna Cari-Laufquen en la provincia de Río Negro (Ariztegui et al., 2008). En el Chubut extraandino existen más de 50 cuerpos de agua endorreicos que desarrollan geoformas litorales características. La Laguna de Agnia, ubicada en el centro norte del Chubut, es una de las más sobresalientes debido a su tamaño y a la conservación de los rasgos morfológicos litorales (Fig. 1A). Se corresponde con un cuerpo de agua que varía entre 4 y 20 km² de superficie, según la época del año, y preserva en su margen oriental, a lo largo de más de 5 Km, un gran número de paleolíneas de costa. Nullo (1983) individualizó seis de estas unidades las cuales interpretó como "cordones psefíticos" correspondientes a antiguos niveles del lago durante el Pleistoceno, asignándoles esta edad en base a estratigrafía relativa.

En este trabajo describimos alrededor de 25 líneas de costas alargadas, continuas, de morfología convexa y perfil asimétrico, desarrolladas en el sector oriental de la depresión. Presentan una gran diversidad de tamaños, pudiendo alcanzar, las unidades más grandes, los 16 km de longitud, superar los 100 m de ancho y mostrar alturas de entre 7 y 10 m. Los niveles superiores de estos montículos consisten en gravas medias a finas y arenas gruesas, bien seleccionadas, con clastos redondeados, escasa matriz e incipiente estratificación horizontal. De este conjunto de crestas se distinguen 3 unidades de gran magnitud, separadas entre sí por más de 1 km ubicadas a distintas cotas, que presentan una morfometría similar y un conjunto de líneas de menor tamaño asociadas (Fig. 1B). Estas geoformas se han desarrollado, esencialmente, sobre depósitos pedemontanos y muestran en su superficie un drenaje con diseño en enrejado acorde con la forma y posición de los depósitos costeros. Los cursos fluviales de mayor tamaño han erosionado transversalmente estas acumulaciones, dejando expuestos al menos tres niveles de terrazas (Fig. 1C). Hemos reconocido, además, 5 grupos de abanicos desarrollados a distintas cotas (Fig. 1D). También identificamos depósitos de origen eólico, en la margen oriental, constituidos por material limo-arenoso (Fig. 1E).

Si bien no se cuenta, por el momento, con edades numéricas que ayuden a acotar el lapso temporal de la evolución de la laguna, el mapeo geomorfológico de detalle nos ha permitido identificar un número importante de estabilizaciones del pelo de agua que confirman un patrón regresivo, probablemente asociadas a períodos sucesivos de menores precipitaciones. En base a la continuidad longitudinal y al pronunciado resalto topográfico de algunas líneas de costa, que hemos interpretado como cordones litorales, y a la densidad de líneas costeras de menor tamaño asociadas a éstas, que vinculamos a barras o barreras, reconocemos tres estabilizaciones principales registradas a distintas cotas. Los niveles de terrazas fluviales identificadas y la disposición de los grupos de



abánicos coinciden con este patrón regresivo. Por su lado, la presencia de unidades de origen eólico activas en el sector indica la instauración de condiciones áridas en el pasado geológico reciente. Los resultados de este trabajo confirman la utilidad de los estudios geomorfológicos de detalle para conocer la evolución paleoambiental en la laguna de Agnia como base para eventuales interpretaciones paleoclimáticas en la región.

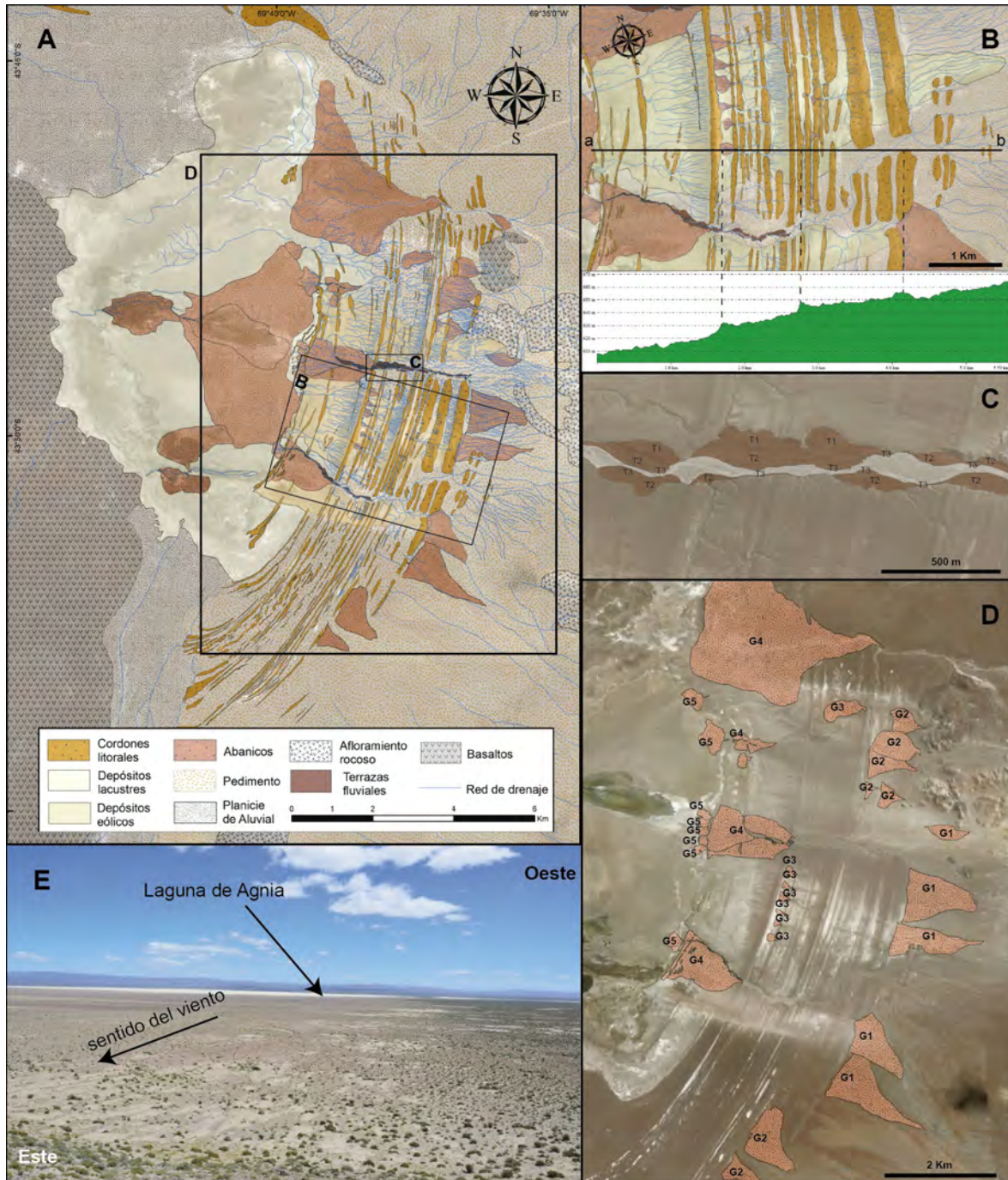


Figura 1. A) Mapa geológico/geomorfológico general de la Laguna de Agnia. B) Detalle de las líneas de costa y perfil topográfico donde se destacan los cordones litorales más sobresalientes. C) Detalle de las terrazas fluviales en uno de los valles fluviales; T1: Terraza más antigua y T3: Terraza más moderna. D) Detalle de los grupos de abanicos que se desarrollan a distintas cotas (G1: Grupo 1). E) Depósitos eólicos, tipo nebkhas, desarrollados, también, en la margen oriental de la laguna.



Bibliografía:

- Nulló F. 1983. Descripción geológica de la Hoja 45 c, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 199. 94 p.
- Ariztegui, D., Anselmetti, F. S., Gilli, A. & Waldmann, N. (2008). Late Pleistocene environmental change in eastern Patagonia and Tierra del Fuego - A limnogeological approach. En J. Rabassa (Ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego* (pp. 241-253). Ámsterdam: Developments in Quaternary Science, Elsevier.
- Mathieu Schuster and Alexis Nutz. 2017. Lacustrine wave-dominated clastic shorelines: modern to ancient littoral landforms and deposits from the Lake Turkana Basin (East African Rift System, Kenya). *Journal of Paleolimnology*. doi 10.1007/s10933-017-9960-4.



GLACIAL RECESSION IN NORTHERN PATAGONIA DURING HS1 AND HS0 STADIAL

Rodrigo León SOTERES^{1@}, ESTEBAN SAGREDO¹, Michael R. KAPLAN², Mateo A. MARTINI³, Pablo I. UGALDE¹, Scott REYNHOUT⁴ y Joerg M. SCHAEFER²

⁽¹⁾Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile

⁽²⁾Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University

⁽³⁾Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CONICET-UNC)

⁽⁴⁾Departamento de Geología, Universidad de Chile

^(@)rlsoteres@uc.cl

Palabras clave: last glacial interglacial transition, surface exposure chronology, glacial geomorphology

For more than two decades, it has been recognized that the overall warming pattern observed in both Polar hemispheres during the Last Glacial-Interglacial Transition (LGIT: ~18 - ~11.7 ka: thousands of years BP) followed a stepped sequence. In Antarctica, the warming tendency was interrupted between ~14.5 and ~12.9 Ka by the so-called Antarctic Cold Reversal (ACR). While Greenland returned to quasi-glacial conditions during two stages, the Heinrich Stadial 1 (HS1) between ~18 and ~15 ka and, the Heinrich Stadial 0 (HS0) between ~12.9 and ~11.7 ka.

In South America, recent transient paleoclimate simulation and pollen analysis suggest that the Antarctic deglaciation signature reached areas as far north as 41°S. However, the northernmost reconstruction of glacial fluctuations during this period only reaches 47.5° S, precluding the identification of the deglaciation signature of the region.

Deciphering the chronology of glacial fluctuations in northern Patagonia provides an opportunity to assess the interhemispheric phasing of millennial climate events occurred during the LGIT. Determining the sequence of past abrupt climate event in both hemispheres will contribute to identify internal forcings during global climate reorganizations.

Here, we present new geomorphic and chronological data from a tributary glacier of the Palena/General Vintter glacial lobe (43.5° S), in Northern Patagonia. Twenty-five new cosmogenic ¹⁰Be exposure ages from the Nikkita valley provide a comprehensive glacial record of the mid-latitudes of South America, which constrain the timing and spatial extent of glacial fluctuations during the last deglaciation, allowing us to differentiate the pattern between polar signatures.

Our record from Nikkita valley indicates that the ice withdrew to a near present-day limit before ~16.1±0.8 ka. Then, Nikkita glacier readvanced at 13.6±0.6 ka during the ACR. Two additional inboard moraine complexes exhibit statistically undistinguishable ages, indicating repeated glacier expansions during this event. Finally, ice retreated to the headwalls of the Andes after a minor glacial pulse at 12.5±0.2 ka.

Our findings indicate that the footprint of the Antarctica climate signature reached at least ~43.5°. Glaciers in Northern Patagonia withdrew significantly during both North Atlantic HS1 and HS0 cooling, interrupted by a period of glacial expansion coeval with the ACR. Our chronology from Nikkita glacier matches glacier records from New Zealand (43°S), suggesting a uniform glacier-climate response to the Antarctic deglacial signature across the southern mid-latitudes.



HISTÓRICA CLIMÁTICA Y AMBIENTAL AL NORTE DE CHILOÉ DURANTE EL MIS 3

Gabriel GÓMEZ SZMULEWICZ^{1@}, Juan Luis GARCÍA², Ana María ABARZÚA¹ y Carolina VILLAGRÁN³

⁽¹⁾Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

⁽²⁾Instituto de Geografía, Facultad de Historia, Geografía y Ciencia Política, Pontificia Universidad Católica de Chile

⁽³⁾Laboratorio de Palinología, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile

^(@)gngomez@uc.cl

Palabras clave: paleoambiente, paleoclima, cronoestratigrafía

El sur de Sudamérica tiene características morfosedimentarias notables que han favorecido el desarrollo de estudios paleoclimáticos y paleoambientales del Cuaternario. En la Región de los Lagos el hallazgo de una serie de sitios con maderas fósiles de alerce y ciprés de las Guaitecas en el Archipiélago de Chiloé y en el continente con edades entre los 42.600 – 49.780 años AP (Roig *et al.*, 2001; Villagrán *et al.*, 2004), ha sido de gran relevancia para la reconstrucción climática y vegetacional del MIS 3. Dentro del contexto glacial, estos bosques de coníferas aparecen como una buena evidencia de condiciones más cálidas (interstadial). Siendo ésta una línea de investigación aún en desarrollo, este estudio busca aportar al levantamiento de información y a la discusión, centrándose en el análisis estratigráfico de 5 diferentes sitios en Chiloé y en la descripción geomorfológica de la parte norte del Archipiélago, complementando así trabajos anteriores (Heusser y Flint, 1977; Denton *et al.* 1999). El objetivo es caracterizar e interpretar los ambientes sedimentarios reflejados en el análisis estratigráfico y geomorfológico, buscando una correlación cronoestratigráfica entre los diferentes sitios.

Para llevar a cabo este estudio lo primero fue realizar una fotointerpretación de la parte norte de Chiloé con las fotos aéreas GEOTEC 1:70000 del año 1998, junto a una revisión bibliográfica de las publicaciones que describen estos sitios con troncos fósiles. Se realizó luego una campaña de terreno donde se visitaron los 5 sitios, 4 de los cuales (Pta. Detico, Cabo Aituy, Pta. Tentén y Pta. Pirquén) están al lado oriental de la línea del UMG local, mientras que el otro se encuentra al oeste de esa línea y corresponde al sitio principal por tener éste la estratigrafía más completa (Pta. Pihuío). En el terreno se observaron y caracterizaron los sedimentos contenidos en los acantilados marinos y se tomaron las muestras para los fechados radiocarbónicos y de OSL. Finalmente, se llevó a cabo el dibujo e interpretación de las columnas estratigráficas junto al mapa geomorfológico realizado en el programa Arcgis 10 sobre las fotos aéreas y un DEM (30 m). La correlación cronoestratigráfica se realizará en base a fechados radiocarbónicos de maderas contenidas en los estratos de turba y también a fechados con OSL de lentes de arena contenidos en el till y en el material fluvioglacial que subyace o sobreyace las turbas, según corresponda.

En los 5 sitios estudiados es posible observar estratos de turba con troncos que corresponden a paleosuelos de bosques que se asentaron durante el MIS 3. Estas turbas aparecen en al menos 3 momentos diferentes y con distinta potencia y tamaño de troncos. Bajo la turba basal se observa en algunos casos un till y sobre la turba superior aparece material fluvioglacial, evidenciando ambos depósitos el avance del hielo previo al interstadial y posterior al mismo. Entre los estratos de turba aparecen limos laminados con presencia de ondulitas, limos grises y pardos, lentes de arena, e intercalación de turbas sin troncos y limos grises, evidenciando fluctuaciones ambientales entre fases de desarrollo de vegetación y fases inundadas someras. Por su lado, la geomorfología muestra una línea de crestas morrénicas discontinuas y márgenes de contacto de hielo que marcan el límite del UMG. Pta. Pihuío se encuentra al occidente de esta línea y corresponde a un acantilado marino que está en el borde occidental de una gran planicie fluvioglacial que se extiende desde la línea del UMG hasta la bahía de Ancud. Esta planicie sólo es interrumpida por un relieve morrénico más antiguo que correspondería a la glaciación Fuerte San Antonio descrita por Heusser y Flint (1977). Por otro lado, la planicie fluvioglacial se encuentra disectada por dos grandes canales de desagüe glacial, el primero desagua con dirección norte hacia la bahía de Caulín y el otro que corresponde al actual cauce del río Huicha desagua hacia el oeste. Ambos canales presentan diferentes niveles (terrazas) que estarían en directa relación con los procesos de deglaciación y podrían explicar diferentes momentos de avance y retroceso.

Las características morfoestratigráficas estudiadas permiten reconstruir los ambientes que se desarrollaron durante el MIS 3 en el norte de Chiloé y así inferir el clima. Se observa de forma preliminar una alta variabilidad climática donde primaron condiciones relativamente más cálidas, permitiendo el desarrollo de bosques maduros que se extendieron incluso hacia al este de la línea del UMG local.

Agradecimientos: Hans Fernández



Bibliografía:

- Denton, G.H., Lowell, T. V, Heusser, C.J., Schluchter, C., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Moreno, P.I. y Marchant, D.R. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the area of the Southern Lake District, Seno Reloncavi, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 81 A: 167–229
- Heusser, C.J. y Flint, R.F. 1977. Quaternary glaciations and environments of northern isla Chiloé, Chile. *Geology* 5: 305–308.
- Roig, F.A., Le-Quesne, C., Boninsegna, J.A., Briffa, K.R., Lara, A., Grudd, H., Jones, P.D. y Villagrán, C. 2001. Climate variability 50,000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree rings. *Nature* 410: 567–570.
- Villagrán, C., León, A. y Roig, F.A. 2004. Paleodistribución del alerce y ciprés de las Guaitecas durante períodos interestadiales de la Glaciación Llanquihue: provincias de Llanquihue y Chiloé, Región de Los Lagos, Chile. *Revista geológica de Chile* 31: 133–151.



MICROPALAEONTOLOGÍA DEL INICIO DEL ÚLTIMO CICLO TRANSGRESIVO EN LA LLANURA COSTERA NORBONAERENSE

Cecilia LAPRIDA^{1@}, Juan GILARDONI¹ y Roberto Antonio VIOLANTE²

⁽¹⁾Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber

⁽²⁾Servicio de Hidrografía Naval

^(@)chechulaprida@gmail.com

Palabras clave: planicie costera bonaerense, Último ciclo transgresivo, micropaleontología

Las secuencias sedimentarias del Pleistoceno superior - Holoceno en la llanura costera del norte bonaerense están genéticamente vinculadas al último ciclo transgresivo-regresivo. Su estratigrafía ha sido establecida en base a estudios geológicos y paleontológicos de superficie y, en menor medida, en información litoestratigráfica y sedimentológica de subsuelo. La geocronología de estas secuencias, sustentada sólo por dataciones en unidades aflorantes, abarcan los últimos ~6-7 mil años; dado que la relación entre las unidades aflorantes y de subsuelo es aún poco comprendida, la evolución costera del Pleistoceno superior-Holoceno inferior es controversial. Este trabajo analiza el contenido micropaleontológico de unidades de subsuelo de la planicie costera norbonaerense con el objetivo de complementar los estudios sedimentológicos y obtener datos que permitan mejorar la interpretación de los paleoambientes costeros y aportar al conocimiento de la transgresión postglaciar y el inicio de la regresión Holocena. Para ello se analizaron la composición específica y tafonomía de ensambles fósiles de foraminíferos, ostrácodos y briozoos del Pozo CFI-SHN 5 (23,08 m bbp, ~36°S-56°O) que incluye a la Aloformaciones Pozo N° 8, correspondiente al cortejo sedimentario transgresivo, y a la Aloformación Pozo N° 17, correspondiente al cortejo sedimentario de mar alto (Violante et al., 2001). Los briozoos se registraron a la largo de toda la secuencia y están representados casi exclusivamente por el género *Crisia*. Los foraminíferos fueron abundantes pero moderadamente diversos. Su abundancia está positiva y significativamente correlacionada con la de los briozoos. Los ostrácodos, poco abundantes, presentaron una elevada riqueza específica. La abundancia relativa de foraminíferos fue analizada mediante un análisis de agrupamiento. Los análisis permitieron identificar un número inesperadamente elevado de agrupamientos (más de 20), de los cuales sólo 4 resultaron ser estadísticamente significativos. Notablemente, los grupos no coincidieron con las unidades estratigráficas descritas, indicando una gran uniformidad faunística durante toda la secuencia. Considerando que los procesos tafonómicos que tienen lugar durante la depositación del cortejo sedimentario transgresivo y el de mar alto podrían diferir, se evaluó la preservación de los ensambles mediante índices tafonómicos, y se realizó un análisis de componentes principales con el objetivo de verificar si el estado de preservación reflejaba diferencias entre ellos. El análisis no arrojó ningún ordenamiento, indicando que los procesos tafonómicos fueron homogéneos lo largo de toda la secuencia. Al analizar las abundancias absolutas de foraminíferos y briozoos, se observó que hasta los 19,8 m bbp (Aloformación Pozo N°8), éstos eran escasos, en coincidencia con la presencia de caráceas. Esto indicaría un nivel de mar relativamente bajo, probablemente una playa emergida de edad Holoceno inferior. A partir de los 16,5 m bbp, desaparecen las caráceas y la abundancia de foraminíferos y briozoos aumenta notablemente, indicando el progreso del evento transgresivo. Entre los 11,3 y los 6,10 m bbp, el descenso en la abundancia de foraminíferos y briozoos indicaría el pasaje de barreras transgresivas que migraban hacia el continente a medida que avanzaba el proceso transgresivo. Esto coincide con la primera aparición de *Cyprideis multidentata*, que habita actualmente ambientes mesohalinos a polihalinos, que podrían haberse desarrollado por detrás de la barrera. La fauna de los términos cuspidales, asignados sólo parcialmente a la Aloformación Canal N°17, presentan ensambles consistentes con un sistema deposicional de llanuras costeras vinculado a un cortejo sedimentario de mar alto. Los resultados obtenidos permiten afirmar que la composición específica y las condiciones tafonómicas de los ensambles de foraminíferos briozoos y ostrácodos confirman las interpretaciones paleoambientales de las aloformaciones presentes en el Pozo CFI-SHN 5, aunque las edades asignadas y sus límites precisos deben ser revisados.

Bibliografía:

Violante, R.A.; Parker, G. y Cavallotto, J.L. 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la Bahía Samborombón y la Laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 51-66.



MODIFICACIONES MINERALÓGICAS Y TEXTURALES EN PERFILES DE METEORIZACIÓN EN EL MACIZO DEL DESEADO

Claudia Ernestina CAVAROZZI^{1@}, Emilia Yolanda AGUILERA² y Jorge Oscar RABASSA³

⁽¹⁾Centro de Investigaciones Geológicas

⁽²⁾Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo

⁽³⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas

^(@)cavarozzi@cig.museo.unlp.edu.ar

Palabras clave: cambios mineralógico-texturales, meteorización, paleosuperficies

Producto de los aportes volcánicos del magmatismo jurásico del Grupo Bahía Laura, en el macizo del Deseado, grandes volúmenes de magma cubren el área y constituyen un extenso plateau. Estos pulsos periódicos reflejan el inicio de la apertura del Océano Atlántico. Los eventos volcánicos generados por una tectónica activa motivaron cambios en la paleotopografía con el desarrollo de un relieve volcánico de grandes extensiones, asociado a modificaciones paleoclimáticas. El conjunto de los procesos climáticos que actuaron intervinieron en la degradación general del relieve y en la configuración de una superficie de planación (paleosuperficie) (Rabassa *et al.*, 2010). El relieve general consiste en una paleosuperficie ligeramente elevada y modificada, de crestas onduladas y redondeadas de escaso relieve y depósitos residuales con cotas elevadas que se destacan en el paisaje (alcanzan varias decenas de metros de relieve) que resaltan en el basamento cubierto de gravas residuales, coluviales y transportadas. Los perfiles de meteorización varían considerablemente en extensión y espesor, pero comúnmente su espesor es de alrededor de 25m. En algunos lugares, particularmente a lo largo de las zonas de fracturas, los procesos de meteorización adquieren más expresión. La profundidad variable de la meteorización también está controlada por las redes de paleodrenaje. En toda el área hay evidencia de inversión de relieve, así como paleovalles preservados en una variedad de niveles en el paisaje. En el estudio de esta paleosuperficie los perfiles de meteorización se analizan a escala geomorfológica regional, geoquímica y mineralógica (Bétard *et al.*, 2014; Cavarozzi *et al.*, 2017). En este trabajo se estudian las modificaciones mineralógicas y texturales de las rocas originales (Fig. 1).

La metodología aplicada consistió en trabajos de campo y de laboratorio. Los primeros incluyeron el reconocimiento regional de las superficies de meteorización y sus productos asociados, establecer la relación existente entre los mantos de meteorización y la topografía, las formas de ocurrencia, su posición en la columna estratigráfica y el tipo de geoformas asociadas a la paleosuperficie. Se analizaron cortes delgados con microscopio petrográfico para el análisis de las transformaciones mineralógico-texturales, complementados con análisis de difracción de rayos X (DRX) (Fig. 1C, E y G).

Observaciones y análisis a lo largo de los perfiles de meteorización muestran progresivas modificaciones en la fábrica de las rocas respecto de las características primarias (Fig. 1B, D y F). Estas vulcanitas sufrieron cambios mineralógicos y texturales que causaron su degradación en un regolito constituido por caolinita y óxidos de hierro como productos de alteración de los minerales primarios y cuarzo. La caolinita resulta de la alteración de feldspatos, plagioclasas y micas, y los óxidos de hierro de la transformación de biotita y clorita. La hematita-goethita confiere enrojecimiento progresivo de las rocas que comienza en las fracturas y se vuelve homogéneo hacia la parte superior de los lechos de roca de tipo laterítico, que se desarrollan en climas tropicales húmedos. Aparecen junto con caolinita en ambientes de bajo pH, típico de tales climas. Estudios isotópicos en caolinitas de Patagonia, del Jurásico superior-Cretácico inferior, indican que la alteración fue producto del intemperismo en clima templado y húmedo (Cravero *et al.*, 1991; Domínguez *et al.*, 1997). La intensidad de la meteorización química aumentó desde la base a la parte superior como lo demuestra el enriquecimiento de hierro que se presenta en forma de oxihidróxidos. En el nivel del piso se conserva física y texturalmente el arreglo mineralógico original de la roca. Desde los niveles medios del perfil y hacia la parte superior se evidencia una destrucción de la textura original, con importantes transformaciones mineralógicas. En el sector medio se observan escasos relictos de los minerales primarios y se destacan abundantes minerales neoformados como caolinita producto de la alteración meteórica de tectosilicatos. Hacia la parte superior del perfil se observa la presencia de goethita junto con caolinita, solo posible en medios de bajo pH.

Desde el punto de vista de la evolución geomorfológica esta extensa paleosuperficie y sus mantos de meteorización son la respuesta a los factores paleoambientales controlados por variaciones climáticas y paleolatitudinales que regularon las temperaturas globales de las grandes masas continentales que en ciertas áreas se mantenían tectónicamente estables como el macizo del Deseado.

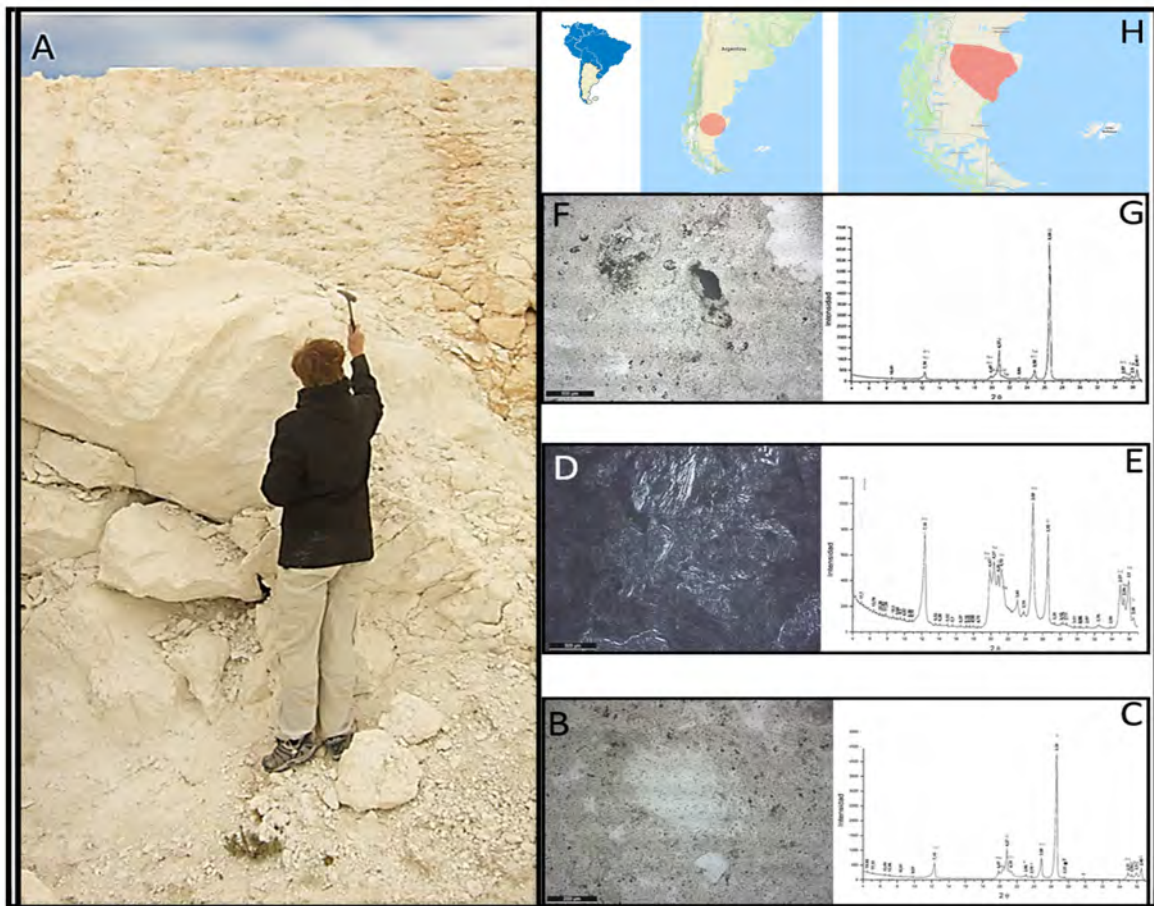


Figura 1. A) Perfil de meteorización muestreado (48° 33'S). B) Base del perfil: textura original conservada, mineralogía primaria con cuarzo y feldespato potásico (incipiente alteración argílica) y escasas láminas de biotita. D) Parte media: pérdida total de la textura original, los feldespatos presentan destrucción completa de su morfología y composición por alteración a arcillas, y cuarzo con aspecto sucio. Se destaca el alto nivel de disgregación y se concentran los mayores signos de alteración mineral en feldespatos. F)Techo del perfil: textura original parcialmente conservada, el feldespato potásico muestra fracturas y cavidades, presencia de caolinita, en menor proporción que en la zona media. Abundante cuarzo y relictos de biotita desferrozada con formación de goethita. C, E y G) Difractogramas correspondientes a cada nivel. H)Área de estudio.

Bibliografía:

- Bétard, F., Peulvast, J. P., Rabassa, J., Aguilera, E.Y. 2014. Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif, Santa Cruz Province, Argentina. En Rabassa J. & Ollier C. (ed.) Gondwana Landscapes in southern South America, Argentina, Uruguay and southern Brazil. Springer Earth Systems Sciences: 477-501. Dordrecht.
- Cavarozzi, C., Aguilera E., Rabassa J. 2017. Aplicación de indicadores geoquímicos en el estudio de paleosuperficies y mantos de alteración. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas S7- Geomorfología, Cuaternario y Cambio Climático: 29-30. Tucumán.
- Cravero M. F., Domínguez, E., Murray, H. H. 1991. Valores $\delta^{18}O$ y δD en caolinitas, indicadores de un clima templado moderado durante el Jurásico Superior- Cretácico inferior de la Patagonia, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46, 1-2: 20-25
- Domínguez, E. A., Murray H. H. 1997. The Lote 8 Argentine kaolin deposit: Genesis and paper industrial application. Proceedings of the 11th International Clay Conference: 57-64. Ottawa.
- Rabassa, J., Carignano, C., Cioccale M. 2010. Gondwana paleosurfaces in Argentina: an introduction.



PALEOSUELOS HIDROMÓRFICOS: TAFONOMÍA DE BIOMINERALIZACIONES DE SÍLICE AMORFA

Roberto DONNA^{1@}, Margarita OSTERRIETH^{1,2} y Gabriela HASSAN²

⁽¹⁾Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMDP-CIC)

⁽²⁾Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (UNMDP-CONICET)

(@)robertodonna.kof@gmail.com

Palabras clave: biomineralizaciones de sílice amorfa, paleosuelos hidromórficos, Pleistoceno

En las secuencias pedosedimentarias del Cenozoico superior aflorantes en el Sudeste de Buenos Aires es común encontrar paleosuelos hidromórficos. Estos permiten inferir periodos de clima húmedo, similares al actual. Aparecen como niveles de forma lenticular, abarcando áreas de decenas de metros y espesores de hasta dos metros, poseen colores gley y otras evidencias de procesos redoximórficos como moteados penetrantes y nódulos de Fe y Mn. Los paleosuelos hidromórficos representan un importante registro para las reconstrucciones paleoambientales basadas en múltiples indicadores. Su formación en zonas de anegamiento permite el crecimiento de diatomeas y crisófitas, especies formadoras de biomineralizaciones de sílice amorfa, y la textura arcillosa favorece la conservación de los mismos. Así como también se preservan los silicofitolitos producidos por las gramíneas durante los periodos de laguna somera o de suelo expuesto. Los registros de estas biomineralizaciones en las secuencias pedosedimentarias de la zona son escasos, a excepción de estudios de silicofitolitos. El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar los contenidos, tipos y estados de las biomineralizaciones de sílice amorfa de paleosuelos hidromórficos cuaternarios, así como también un estudio de su evolución tafonómica y comparación de resultados con el ambiente homólogo actual.

El área de estudio está localizada en las barrancas costeras de las inmediaciones de la ciudad de Mar del Plata. Se realizó un muestreo de detalle (cada 10 cm) en un paleosuelo hidromórfico asignado a la Aofm. Punta San Andrés (Zarate 1989) del perfil Escalera Barranca los Lobos; y se obtuvieron testigos, ubicados en una transecta, de hasta 30 cm, de las lagunas semipermanentes ubicadas en la intersección del Camino Independencia y el A^o Las Brusquitas. Se realizó la descripción morfológica y físico-química de las muestras según lo establecido por la Soil Survey Staff 1996. Para el estudio de los contenidos de biomineralizaciones de sílice amorfa se trataron las muestras mediante técnicas de laboratorio según Álvarez et al (2008), para silicofitolitos y con modificaciones para diatomeas. Una vez tratadas, se montaron en aceite de inmersión, y en bálsamo de Canadá para repositorio, y se contaron 700 partículas de la mineralogía total, en microscopio óptico (MO) Olympus (450x). El análisis cualitativo de las morfologías de silicofitolitos fue realizada según el ICPN (Madella et al. 2005). Para identificación de diatomeas se montaron 20 µl en Naphrax ® y se contaron 200 valvas en transectas aleatorias en un MO Leica (1000X). Las especies se identificaron de acuerdo a floras estándar (Hassan 2013)

Homólogo actual: Predominante textura arcillosa y presencia de macrorestos vegetales en los primeros 15 cm. Se observó una buena representación de diatomeas, así como también de silicofitolitos y quistes, con una disminución en abundancia con la profundidad, principalmente de diatomeas.

Paleosuelo hidromórfico: Predominante textura arcillosa, y pedotubulos revestidos con óxidos de hierro y manganeso. En el preparado de muestra total se observó una buena preservación de los diferentes morfotipos de silicofitolitos, conformando entre 15 y 20% de la mineralogía (con predominancia de rondels y biolobados), de los cuales alrededor del 40% fueron identificados y 60% se encontraban fracturados y degradados. Mientras que en proporciones menores al 1%, se observaron quistes de crisófitas, y fragmentos de diatomeas y espículas de esponjas.

El estudio de abundancias de biomineralizaciones en las distintas profundidades de los suelos de lagunas actuales permitió hacer foco sobre los efectos de los procesos tafonómicos actuantes sobre cada microfósil. Los silicofitolitos disminuyen en abundancia y calidad de preservación con la profundidad, aunque siempre se encuentran representados en la fracción mineral, mientras que las diatomeas no resisten la intensidad de los procesos de alteración, quedando muy poco registro de ellas en paleosuelos hidromórficos. Solo se encuentran espículas de esponjas fragmentadas, interpretadas como material alóctono; las lagunas no son un ambiente propicio para el desarrollo de esponjas de agua dulce, ya que necesitan flujos de agua y un sustrato firme para fijarse. Los estudios de ambientes homólogos actuales permitirán ajustar las interpretaciones paleoambientales extrapoladas del ensamble de microfósiles de sílice amorfa, teniendo en cuenta los procesos tafonómicos que los han



afectado, modificando su representatividad inicial.

Bibliografía:

- Álvarez, M.F., Borrelli, N., y Osterrieth, M. 2008. Extracción de silicobiolitos en distintos sedimentos utilizando dos técnicas básicas. *Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles*. Capítulo 3: 31-38.
- Hassan, G.S., 2013. Diatom-based reconstruction of Middle to Late Holocene paleoenvironments in Lake Lonkoy, southern Pampas, Argentina. *Diatom Research* 28 (4): 473-486.
- Madella, M., Alexandre, A. y Ball, T. 2005. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany* 96: 253-260.
- Zárate, M.A. 1989. Estratigrafía y geología de los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 220 p., La Plata.



PROCESOS DINÁMICOS (SEDIMENTARIOS Y OCEANOGRÁFICOS) DOMINANTES DURANTE EL CUATERNARIO EN EL TALUD CONTINENTAL ARGENTINO

Roberto VIOLANTE^{1@}

⁽¹⁾Servicio de Hidrografía Naval

^(@)violante@hidro.gov.ar

Palabras clave: procesos marinos, cambio climático, sismoestratigrafía

El Margen Continental Argentino (MCA) contiene importantes registros de la sedimentación marina y cambios climáticos del Cuaternario. Esos cambios se manifestaron, en la plataforma, principalmente como consecuencia de las transgresiones y regresiones marinas, mientras que en el talud y emersión lo hicieron particularmente como resultado de variaciones en la intensidad y capacidad de modelado del fondo de las corrientes marinas como así también por procesos gravitacionales en las pendientes más abruptas.

La dinámica oceanográfica responsable de gran parte de los procesos sedimentarios marinos profundos responde esencialmente a la estructuración termohalina de los océanos. Un hecho trascendental en la evolución de las cuencas marinas fue el cambio de la primitiva circulación oceánica ecuatorial -dominante antes de la ruptura de Gondwana- a una circulación latitudinal al abrirse el Océano Atlántico, lo que llevó a que a partir del Eoceno-Oligoceno las aguas tropicales y circumpolares comenzaran a interactuar iniciando la generación del complejo sistema termohalino global. Esa interacción llevó a la instalación de la Confluencia Brasil-Malvinas en el sector norte del MCA, y a que se constituyera en la región uno de los sistemas sedimentarios más energéticos del planeta, caracterizado por una muy alta concentración de sedimentos en suspensión y por la presencia de un sistema contornítico - turbidítico que es uno de los más extensos y complejos de todas las cuencas marinas (ver síntesis y referencias en Violante *et al.*, 2017). Estas condiciones de alta dinámica fueron particularmente importantes durante el Cuaternario, donde además, la consecuencia de las diferentes posiciones del nivel del mar durante las glaciaciones-interglaciaciones se tradujo en el incremento o disminución de los procesos gravitacionales en las pendientes más abruptas según la cercanía del talud a las antiguas líneas de costa.

Desde el punto de vista de la estratigrafía sísmica, la base del Cuaternario no es siempre discernible por la falta de resolución del sistema sísmico para diferenciar horizontes reflectores que no son marcadamente conspicuos. Muchos de los trabajos en el MCA definen secuencias post-Miocenas o post-Pliocenas sin detalles precisos dentro de las mismas. Por lo tanto, identificar con claridad las características y espesores de las secuencias Cuaternarias en el subsuelo marino se hace dificultoso. El único sitio donde hasta el momento se han logrado definir mejor los horizontes sísmicos más cercanos a la base del Cuaternario es el sector norte del talud bonaerense (Ej: Violante *et al.*, 2010; Preu *et al.*, 2012), donde se mencionan espesores para esta unidad entre ~20 y 100 m, con velocidades de sedimentación que alcanzarían 3,5 cm/1000 años. En el resto del MCA no se ha podido identificar la base del Cuaternario, registrándose (*e.g.*, Gruetzner *et al.*, 2012) espesores de la secuencia Plio-Pleistocena (correspondiente a los últimos 5 ó 6 millones de años) de hasta 800 ó 1000 m de espesor en sitios de muy alta sedimentación vinculados a los *drifts* contorníticos más desarrollados y a fondos y albardones de cañones submarinos, con muy alta velocidad de sedimentación (>18 cm/1000 años). De la información disponible se desprende que el Cuaternario tendría allí espesores muy variables llegando muy posiblemente a algunas centenas de metros.

La fuerte dinámica imperante en el Cuaternario se manifestó en función de la variabilidad de las corrientes marinas durante la alternancia de períodos glaciales e interglaciales. Los sistemas contorníticos que incluyen depósitos cuaternarios son más extensos y espesos en el margen patagónico debido a la mayor energía de las corrientes de origen antártico, mientras que en el sector bonaerense, la debilitación progresiva de las mismas, sumado a la configuración y morfología del margen, favorecieron el incremento de los procesos gravitacionales (turbidíticos y transporte en masa). Fue durante el Cuaternario cuando ocurrió la etapa final de evolución morfosedimentaria de la Terraza Ewing que la llevó a su configuración actual, y la excavación definitiva, por ejemplo, del Cañón Submarino Mar del Plata. Las secuencias sedimentarias preservadas en testigos en este sector norte del MCA, si bien no alcanzan la base del Cuaternario, revelan a través de la distribución de las microfauas no solamente la alternancia de ciclos glaciales/interglaciales sino también la variabilidad hacia el norte o hacia el sur en la posición de la zona de Confluencia en función de la mayor o menor dinámica de las corrientes de origen antártico en respuesta a aquellos ciclos climáticos.



Bibliografía:

- Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G. y Franke, D. 2012. Variations in sediment transport at the Argentine continental margin during the Cenozoic. *G3 Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13: 1–15.
- Preu, B., Schwenk, T., Hernández-Molina, F.J., Violante, R.A., Paterlini, C.M., Krastel, S., Tomasini, J. y Spieß, V. 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.
- Violante, R.A., Paterlini, C.M., Costa, I.P., Hernández-Molina, J., Segovia, L.M., Cavallotto, J.L., Marcolini, S., Bozzano, G., Laprida, C., García Chaporí, N., Bickert, T. y Spieß, V. 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.
- Violante, R.A., Cavallotto, J.L., Bozzano, G. y Spoltore, D.V. 2017. Sedimentación marina profunda en el Margen Continental Argentino: revisión y estado del conocimiento. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 24: 7-29.



RECONSTRUCCIÓN DE LA INGRESIÓN BELGRANENSE PARA EL SECTOR LITORAL BONAERENSE Y SUR DE SANTA FE Y ENTRE RÍOS, LLANURA CHACOPAMPEANA (33°S-60°O), ARGENTINA

Luiggina CAPPELLOTTO^{1@}, Daniel J. PEREZ², Maria Julia ORGEIRA¹ y Ofelia Rita de las Mercedes TOFALO²

⁽¹⁾Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), UBA – CONICET

⁽²⁾Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), Depto. Ciencias Geológicas, UBA – FCEN

^(@)luigginacappelotto@gmail.com

Palabras clave: ingresión marina, Pleistoceno tardío, DEM

El Estadío Isotópico Marino 5 (MIS 5), corresponde al último interglacial antes del presente y se encuentra dividido en 5 subestadios, los cuales están representados en los registros de isótopos de oxígeno de organismos bentónicos en casi todos los océanos (Shackleton *et al.*, 2003). De ellos, el MIS 5e corresponde al lapso en que el nivel del mar alcanzó su último punto más alto entorno a los 120.000 años A.P. (Pleistoceno tardío).

En la Argentina, los sedimentos de origen marino correspondientes a este último nivel alto del mar, que se encuentran intercalados entre la Formación Ensenada y la Formación Buenos Aires, han sido denominados “Belgranense” por Ameghino (1889) y se encuentran aflorando en varias localidades del litoral de la provincia de Buenos Aires (Isla *et al.*, 2000), Santa Fe y Entre Ríos.

El objetivo de este trabajo es realizar la reconstrucción del área ocupada por la ingresión marina durante el MIS 5, a partir del análisis de los sedimentos aflorantes y de las cotas alcanzadas por el mar en cada una de las localidades estudiadas. Para ello, se consideraron como localidades características, aquellas descritas por diversos autores en el sur de las Provincias de Santa Fe y Entre Ríos, y en el Noreste de la Provincia de Buenos Aires.

Se elaboró un mapa topográfico de la mencionada región, con sus curvas de nivel. Dichas curvas fueron generadas a partir de un modelo de elevación digital (DEM, *Digital Elevation Model*), con equidistancias de 5 y 1 metro. El sensor utilizado corresponde al SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), con una resolución de 1 arc-segundo. Los datos digitales SRTM, fueron obtenidos de la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

En dicho mapa, se incorporaron los niveles marinos asociados a la ingresión *Belgranense*. Se reconstruyó la paleolínea de costa, para lo cual se identificaron en las imágenes del DEM, mediante datos de latitud y longitud (obtenidos con GPS), los afloramientos conocidos de los niveles marinos y sus respectivas cotas.

A partir de los mapeos realizados, se han determinado las áreas más deprimidas de la zona de estudio, lo que permite analizar el ingreso preferencial del mar en las mismas. Asimismo, se analiza la posible influencia neotectónica en el área, durante el período de tiempo estudiado.

Bibliografía:

- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles en la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 6: 1-1028, Córdoba.
- Isla, F.I., Rutter, N., Schnack, E.J. y Zárate, M. A. 2000. La transgresión belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales, Publicación Especial 4: 3-14.
- Shackleton, N.J., Sánchez-Goñi, M.F., Pailler, D., y Lancelot, Y. 2003. Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial. *Global and Planetary change* 36: 151-155.



RÉGIMEN SEDIMENTARIO DE UN PALEOLAGO REPRESADO POR UNA AVALANCHA DE ROCAS PLEISTOCENA, MENDOZA, ARGENTINA

Stella Maris MOREIRAS^{1@}, Cecilia BENAVENTE¹ y Cibebe BUFARINI²

⁽¹⁾IANIGLA- CCT Mendoza

⁽²⁾Facultad Ciencias Agrarias - Universidad Nacional de Cuyo

^(@)moreiras@mendoza-conicet.gob.ar

Palabras clave: paleoambiente, dique natural, megafauna

En este trabajo se estudia el régimen sedimentario de un paleolago que fue represado por una avalancha pleistocena en donde fueron hallados los primeros restos fósiles de un équido en la provincia de Mendoza (Argentina). Los restos encontrados en los niveles lacustres corresponden a material dentario compuesto por premolares y molares de un equino perteneciente a la especie *Hippidion devillei* (Cerdeño et al., 2008). Esta especie vivió en Sudamérica a partir del Plioceno tardío, tras el levantamiento del istmo de Panamá hace unos 3 Ma (Webb, 1991). La edad de la avalancha de rocas responsable del represamiento resulta en $\sim 115 \pm 23$ Ka y fue establecida mediante dataciones de isótopos cosmogénicos (Cl-36) de bloques de composición volcánica preservados en la superficie del depósito.

La secuencia del paleolago analizado tiene un espesor total de 29 m, por ello se levantaron distintos perfiles verticales en función de la topografía registrando los diferentes niveles. Se detallaron las estructuras sedimentarias, la granulometría de los depósitos y las facies principales. El color de los niveles se determinó a través de la carta de Munsell en muestra de mano con humedad de campo.

En función del régimen sedimentario analizado, el miembro inferior pertenece a un ambiente dinámico cuyos 3 metros inferiores podrían corresponder al período de represamiento del arroyo. Este miembro apoyado sobre el depósito de la avalancha de rocas posee una dinámica activa con ingresos de material más grueso arenoso en una zona marginal de la cuenca (asociación de facies a). El miembro medio presenta predominio de material más fino, evidenciando un período de menor dinámica del ambiente. La alternancia de limo-arena y las estructuras sedimentarias nos permiten inferir que se trata de la zona más central del sistema a la que llegan posiblemente flujos mantiformes (paso gradual a la asociación de facies b). Las facies encontradas en el miembro superior son indicadoras también de una posición más central en la cuenca (asociación de facies b). En tanto la presencia de grietas de desecación y de barquillos apoyan fuertemente la interpretación del sistema de tipo efímero. El escaso contenido de materia orgánica hallado y la presencia de niveles carbonáticos en la secuencia lacustre, podrían indicar condiciones áridas para este paleolago, aunque la precipitación de carbonatos ocurre en un amplio rango de condiciones climáticas. Según lo observado a partir del estudio sedimentario, estimamos que posiblemente este ambiente depositacional se desarrolló en un sistema de tipo barreal típico de ambiente montañoso de altura.

Las evidencias paleo-ambientales para el Pleistoceno tardío son muy escasas en los Andes Centrales principalmente por el predominio de un clima árido que dificulta el desarrollo y la preservación de la materia orgánica. Así, el empleo de técnicas usualmente utilizadas como la determinación polínica o el fechado por radiocarbono en los registros cuaternarios es prácticamente inviable en esta región. Por este motivo, el estudio de los paleolagos si muestran secuencias bien preservadas, puede ser una respuesta a este limitante de los Andes Áridos. Este estudio permite reconstruir parcialmente el paleoambiente donde vivió el equino. Se trató de un sistema efímero de tipo barreal con períodos de llenado y secado

Bibliografía:

- Cerdeño, E., Moreiras, S. y Alberdi, M. T. 2008. Primeros hallazgos del équido *Hippidion* (*Perissodactyla*) en el Pleistoceno de la provincia de Mendoza, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 2: 211-220. Miall, A.D. 1978. Fluvial sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* 5, 859 pp.
- Webb, S.D. 1991. Ecogeography and the Great American Interchange. *Palaeobiology* 17: 266-280.



REGISTROS PALEOMAGNÉTICOS SOBRE DEPÓSITOS BIOTURBADOS DEL PLIOCENO TARDÍO, ACANTILADOS DE SAN EDUARDO DEL MAR, PROVINCIA DE BUENOS AIRES.

Yamile RICO^{1@}, Mauro GOMEZ SAMUS² y Juan Carlos BIDEGAIN¹

⁽¹⁾CIC-LEMIT

⁽²⁾Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (UNTDF)

^(@)yamilerico2468@gmail.com

Palabras clave: registros paleomagnéticos, bioturbación, plioceno tardío

El presente trabajo se enmarca en los estudios paleomagnéticos realizados en los acantilados de San Eduardo del Mar (38°14' S y 57°45' O), ubicados a unos 10 km al este de la ciudad de Miramar, en la provincia de Buenos Aires. Se analizan los resultados de las mediciones obtenidas de un depósito loessoides intensamente bioturbado, que aflora a unos 8 metros de profundidad, sobre el frente del perfil (Nivel sem-C; Rico, 2018). Se trata de un cuerpo sedimentario que se habría conformado en un ambiente de planicie de inundación; es de geometría tabular, tiene 1,50 m de espesor promedio, es de textura franca y presenta abundantes trazas fósiles de invertebrados que evidencian una intensa actividad biológica (Fig.1A y 1B). El tercio superior de esta unidad está afectado por una red carbonática que evoluciona hacia el tope a una calcreta masiva, que constituye una planchuela ondulada de gran dureza y continuidad lateral. También se constatan restos de escoria de aspecto vítreo y vesicular, dispersos erráticamente dentro del material. Se reconocen principalmente tubos meniscados entrelazados tipo *Taenidium sp*, producto de la actividad de organismos vermiformes como lombrices. Se constata actividad de roedores tipo *Actenomys sp*, evidenciada por la abundancia de crotovinas elongadas y dispuestas subverticalmente, y algunos restos óseos. Según Isla *et al.* (2015), los depósitos más antiguos de estos acantilados corresponden a la Formación Chapadmalal (Plioceno superior), que a juzgar por los estudios paleomagnéticos realizados, se habrían depositado durante una época de polaridad normal correspondiente al Cron Gauss (Rico, 2018).

Debido a la ausencia de estructuras primarias, de acuerdo a Taylor y Goldring (1993), el índice de bioturbación del presente litosoma sería de 4 o 5 (alta a intensamente bioturbado). De acuerdo a Ekdale *et al.* (1984), el sustrato sobre el cual habrían habitado dichos organismos, sería de tipo *softground* (suelo blando); un suelo con alto potencial de preservación, dado por su textura franca, grado de consolidación moderado y contenido de agua inferior al de un sustrato *soupground* y mayor al de un *firmground*. La extensión de las trazas fósiles que afectan a todo el espesor del depósito, denotan una tasa de sedimentación continua pero baja (Howard y Reineck, 1981), lo cual en conjunción con la textura, la presencia de titanomagnetitas y magnetita, y el contenido de agua apropiado, habrían favorecido el registro paleomagnético. De tal forma, contrariamente a lo esperado, ya que la bioturbación conlleva al desarreglo de los componentes litológicos primarios, los registros paleomagnéticos obtenidos en dicho nivel, proporcionaron direcciones de magnetización remanente, que permitieron definir su polaridad magnética. Prueba de ello son los resultados obtenidos en el laboratorio de Paleomagnetismo del LEMIT, donde las muestras fueron desmagnetizadas progresivamente a partir de 2,5 mT. Este procedimiento se realizó mediante un desmagnetizador por campos magnéticos alternos y las direcciones de magnetización remanente fueron obtenidas con un magnetómetro rotativo de puerta de flujo Minispín, ambos equipos marca Molspin Ltd. Los datos se procesaron con el *software* SUPER-IAPD-2000. En la Fig.1c, se indica a modo de ejemplo el comportamiento de dos muestras frente al proceso de desmagnetización, mediante estereogramas, diagramas de Zijderveld y curvas de caída de intensidad. La caída de los valores de intensidad, se produjo gradualmente desde 2,5 mT hasta 30 mT de campo pico aplicado, registrándose a este último campo, una pérdida de intensidad del 80%; por encima de 30 mT, la curva se hace relativamente asintótica y las direcciones de magnetización remanente comienzan a perder estabilidad, quedando esto evidenciado por la dispersión de las direcciones obtenidas. El magnetismo remanente característico (m.r.c.) fue definido entre 5 y 30 mT, con un máximo desvío angular bajo (< 6°). Asimismo, cabe mencionar, que la estabilidad de la componente vertical resultó mayor que la horizontal en todos los casos (ver diagramas de Zijderveld).

Estos resultados, permiten constatar que la construcción de las estructuras biogénicas producto de la bioturbación, bajo condiciones ambientales específicas, como las que estas representan y han sido indicadas, habrían favorecido la re-orientación de las partículas ferromagnéticas, permitiendo su datación paleomagnética.

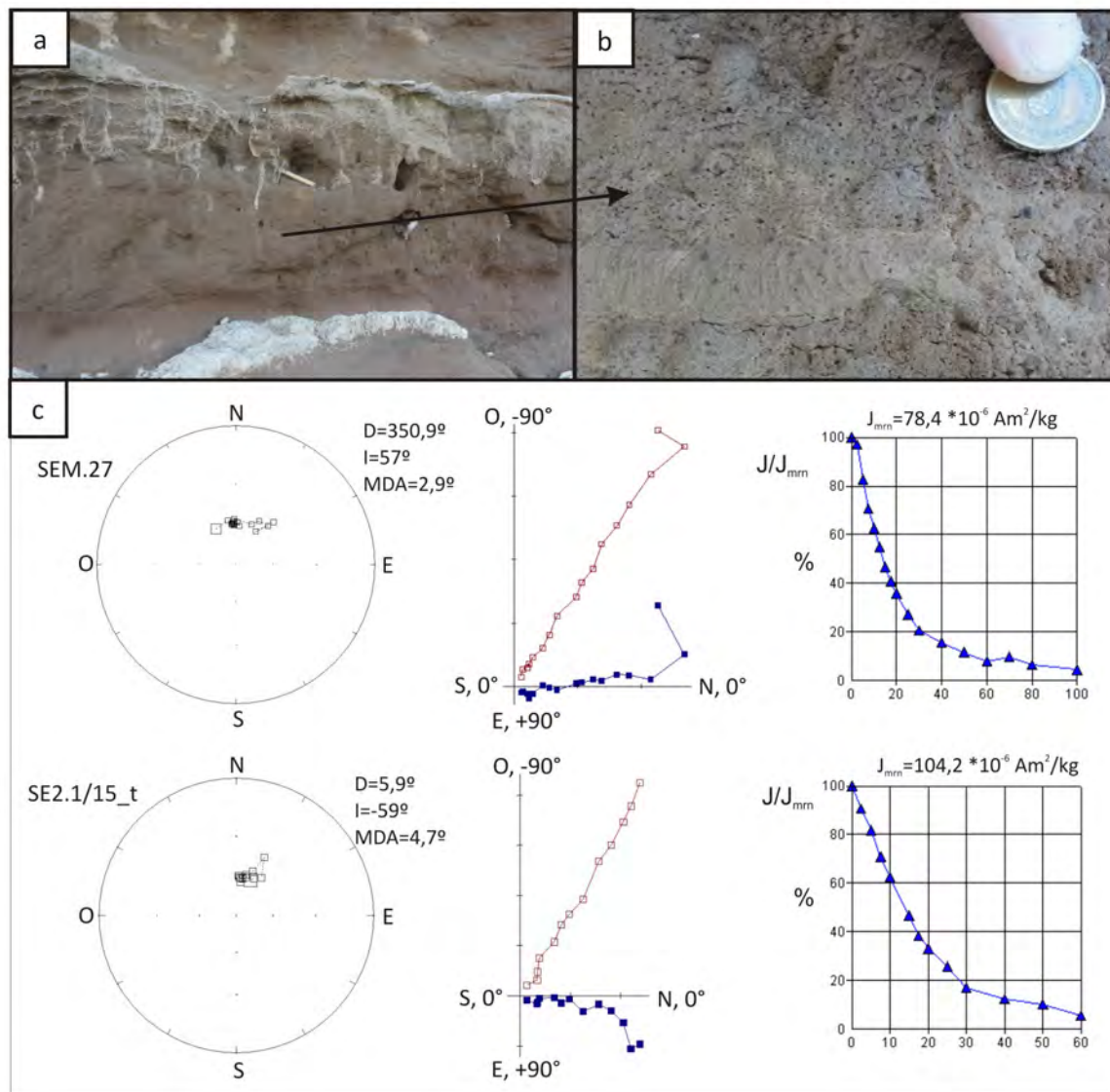


Figura 1. Depósito aluvial alta a intensamente bioturbado en una sección de los acantilados de San Eduardo del Mar (a-b); representación gráfica del comportamiento de las muestras frente al proceso de desmagnetización (c).

Bibliografía:

- Ekdale, A. A., R. G. Bromley y S. G. Pemberton. 1984. Ichnology, Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. SEPM.
- Howard, J. D. y Reineck, H., 1981. Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence with low-energy sequence. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 65:807-830.
- Isla, F, Taglioretti, M. y Dondas, A., 2015. Revisión y nuevos aportes sobre la estratigrafía y sedimentología de los acantilados entre Mar de Cobo y Miramar, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72: 235 - 250.
- Rico, Y., 2018. Paleomagnetismo y magnetismo ambiental en sucesiones del Cenozoico tardío entre Chapadmalal y Necochea, provincia de Buenos Aires. Tesis inédita. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP).
- Taylor, A. y R. Goldring. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. Journal of the Geological Society, 150:141-148.



RELACIÓN ENTRE LA REVERSIÓN GAUSS-MATUYAMA, UNA SUPERNOVA, EL LÍMITE PLIO- PLEISTOCENO Y CAMBIOS FAUNÍSTICOS

María Julia ORGEIRA^{1@}, Rosa COMPAGNUCCI¹ y Ana Maria SINITO²

⁽¹⁾UBA/CONICET

⁽²⁾CIFICEN (Universidad del Centro de la Pcia. de Buenos Aires, CONICET-CICPBA);

^(@)orgeira@gl.fcen.uba.ar

Palabras clave: transición plio-pleistocena, rayos cósmicos galácticos - supernova, campo magnético terrestre

Como continuación de contribuciones anteriores (Orgeira et al. 2016), aquí se analiza la concurrencia de acontecimientos que ocurrieron en el entorno del límite Plio-Pleistoceno.

El nacimiento de una supernova que habría iniciado en torno a los 2,8 a 2,6 Ma y finalizado entre 1,7 y 1,5 Ma, conllevó a un notable incremento de Rayos Cósmicos Galácticos (RCG) que impactaron en nuestro planeta (Breitschwerdt *et al.*, 2016; entre otros). Este fenómeno ocurrió en el mismo lapso de la reversión del Campo Magnético Terrestre (CMT) Gauss-Matuyama ocurrida hace 2,58 Ma. Más aún, contribuciones recientes muestran que durante el Cron Matuyama temprano el campo mantuvo una intensidad baja (Ahn *et al.*, 2016), lo que prolongó el efecto de la reversión del CMT. Como consecuencia de la desaparición del blindaje del CMT, se generó un mayor impacto de radiación (RCG) sobre la atmósfera y la superficie del planeta. Este impacto, según la hipótesis del efecto de formación de nubes bajas, favorece un enfriamiento global. Consistentemente, los acontecimientos mencionados son coincidentes con el inicio de un período glaciario a nivel global.

Por otra parte, el límite Plio-Pleistoceno (2,58 Ma) está relacionado con extinciones faunísticas claramente vinculadas con un enfriamiento en los océanos.

Asimismo, aún tomando en consideración lo episódico del registro fósil, se reportan cambios en la diversidad de homínidos del este africano (Vrba 1988, Campisano *et al.*, 2017). Vrba (1988) propuso que la evolución y extinción de mamíferos Plio-Pleistoceno ocurrieron en pulsos coordinados por cambios orbitales, los que generaron fuertes cambios climáticos y ambientales. Sin embargo, los registros fósiles de mamíferos del este de África ahora indican que el impacto de estos mecanismos globales fue a niveles locales y regionales, y sugieren múltiples episodios de renovación faunística Plio-Pleistoceno, algunos de los cuales corresponden a eventos de especiación en homínidos (Campisano *et al.*, 2017).

Numerosos autores han propuesto cambios evolutivos adaptativos a períodos de mayor variabilidad ambiental (selección de variabilidad). Con la incorporación de nuevos fósiles de homínidos y datación refinada, estudios más recientes demuestran que el forzamiento climático y los períodos de alta variabilidad climática podrían correlacionarse con la aparición de los primeros y últimos taxones de homínidos (Campisano *et al.*, 2017). Sin embargo, habiéndose analizado otras múltiples causas climáticas-ambientales, hasta el presente no se han formulado hipótesis sobre el posible efecto directo de la RCG extrema recibida en la superficie del planeta en el límite Plio-Pleistoceno en la evolución de los homínidos. Se destaca que recientemente Melott y Thomas (2017) han propuesto que los efectos de los rayos cósmicos de supernovas cercanas parecen ser mayores a lo estimado previamente, así como podrían asociarse a un aumento en la velocidad de mutación en organismos mayores a los micro organismos oceánicos.

Bibliografía:

- Ahn, H. S., Kidane, T., Yamamoto, Y., and Otofujii, Y. I. 2016. Low geomagnetic field intensity in the Matuyama Chron: palaeomagnetic study of a lava sequence from Afar depression, East Africa. *Geophysical Journal International*, 204(1): 127-146.
- Breitschwerdt, D., Feige, J., Schulreich, M. M., de Avillez, M. A., Dettbarn, C., and Fuchs, B. 2016. The locations of recent supernovae near the Sun from modelling 60Fe transport. *Nature*, 532(7597): 73-76.
- Campisano, C. J., Cohen, A. S., Arrowsmith, J. R., Asrat, A., Behrensmeier, A. K., Brown, E. T., and Lamb, H. F. 2017. The hominin sites and paleolakes drilling project: high-resolution paleoclimate records from the east African rift system and their implications for understanding the environmental context of hominin evolution. *PaleoAnthropology*, 1, 43p.
- Melott, A. L., and Thomas, B. C. 2017. Terrestrial effects of moderately nearby supernovae. *Lethaia*. doi.org/10.1111/let.12256.



- Orgeira, M.J., Sinito, A.M. and Compagnucci, R.H. 2016. The Influence of the Geomagnetic Field in Climate Changes Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 ka B.P.-30 ka B.P. 49 - 80.
- Vrba, E.S. 1988. Late Pliocene climatic events and hominid evolution. In: Grine, F.E. (ed.), *Evolutionary History of the "Robust" Australopithecines*. Aldine de Gruyter, New York, pp. 405-426.



SILICOFITOLITOS: SU IMPORTANCIA COMO INDICADOR PALEOAMBIENTAL EN SEDIMENTOS Y PALEOSUELOS DE LA ALOFORMACIÓN PUNTA SAN ANDRÉS

Roberto DONNA^{1@} y MARGARITA OSTERRIETH¹

⁽¹⁾Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMdP-CIC)

^(@)robertodonna.kof@gmail.com

Palabras clave: silicofitolitos, paleosuelos, Pleistoceno

Las secuencias pedoestratigráficas aflorantes en los acantilados costeros ubicados entre las ciudades de Mar del Plata y Miramar, constituyen una región geológica clásica para el estudio del Cenozoico tardío continental de la Argentina. Las secuencias han sido muy estudiadas a lo largo del tiempo por su buen registro paleontológico, y por su complejidad geológica y estratigráfica. La disposición de los depósitos resulta de una compleja interacción entre la sedimentación, erosión y no depositación, y a lo que se suman los rasgos pedogenéticos, diagenéticos y de bioturbación que han actuado en diferentes momentos de la historia sin y postdeposicional. Debido a esta dificultad, la secuencia fue separada por sus discontinuidades para facilitar su estudio, estableciendo aloformaciones. La Aloformación Punta San Andrés, correlacionable a la edad Mamífero Lujanense (Pleistoceno superior), está constituida por facies fluviales representadas por paleocanales que erosionan a los niveles subyacentes (Alofm. Punta Martínez de Hoz) y por paleosuelos hidromórficos de desarrollo regional y local (Zárate, 1989). El sudeste bonaerense forma parte de la llanura pampeana, donde las comunidades vegetales nativas que han preponderado a lo largo del Cenozoico tardío, han estado dominadas por gramíneas; las cuales son grandes proveedores de silicofitolitos, por lo que su diversidad y funcionalidad en las plantas permiten la diferenciación entre distintos niveles taxonómicos y del desarrollo pedológico asociado (Osterrieth, 2000). Si bien aparecen de manera continua formando parte de la fracción mineral del registro pedosedimentario, en trabajos previos de la zona es escasa su mención. El presente estudio tiene como objetivo describir los contenidos de silicofitolitos en la Aloformación Punta San Andrés.

Para la confección del presente trabajo se tomaron muestras de los niveles reconocibles del perfil Escalera Barranca los Lobos. Las muestras fueron secadas al aire y se realizó su descripción morfológica y físico-química según lo establecido por la Soil Survey Staff 1996. Se determinó el contenido de materia orgánica para cada muestra y la distribución granulometría con métodos de tamizado y pipeteo. Para el estudio de los contenidos de silicofitolitos se trataron las muestras mediante técnicas de laboratorio de según Álvarez *et al.* (2008). Las muestras se montaron en aceite de inmersión, y en bálsamo de Canadá para repositorio, y se contaron 700 partículas de la mineralogía total en microscopio óptico (OM) Olympus (450x) en la Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina. El análisis cualitativo de las morfologías de silicofitolitos fue realizada según el ICPN (Madella *et al.*, 2005).

El estudio del contenido de silicofitolitos en la mineralogía total permitió reconocer incrementos puntuales dentro de los niveles que conforman la Aloformación Punta San Andrés (Figura 1A). Se observó un predominio de morfotipos asignables a gramíneas con rutas metabólicas de tipo C3 (Rondels, Bilobados y polilobados), y en menor medida de tipo C4 (Saddle) (Figura 1B). Este último indica ambientes de mayor temperatura o de condiciones pedológicas con déficit hídrico y presencia de sales, encontradas a lo largo de toda la aloformación. El análisis de la tafonomía evidenció un estado de preservación variable, con niveles que presentan mayor contenido de silicofitolitos fragmentados (Figura 1C), asignado a un transporte de los mismos; mientras que capas con mejor preservación indicarían condiciones de depositación *in situ*.

Según antecedentes, el contenido de silicofitolitos de los depósitos de loess conforma entre el 0,5% y 2,0% de su mineralogía. En la Alofm. Punta San Andrés se reconocen 3 zonas con aumentos puntuales en el contenido de silicofitolitos. Permitiendo tener un indicador más, en el análisis integral del perfil para identificar paleosuelos enterrados. Los silicofitolitos son una herramienta particularmente útil para secuencias donde los rasgos pedogenéticos son obliterados por procesos postdeposicionales.

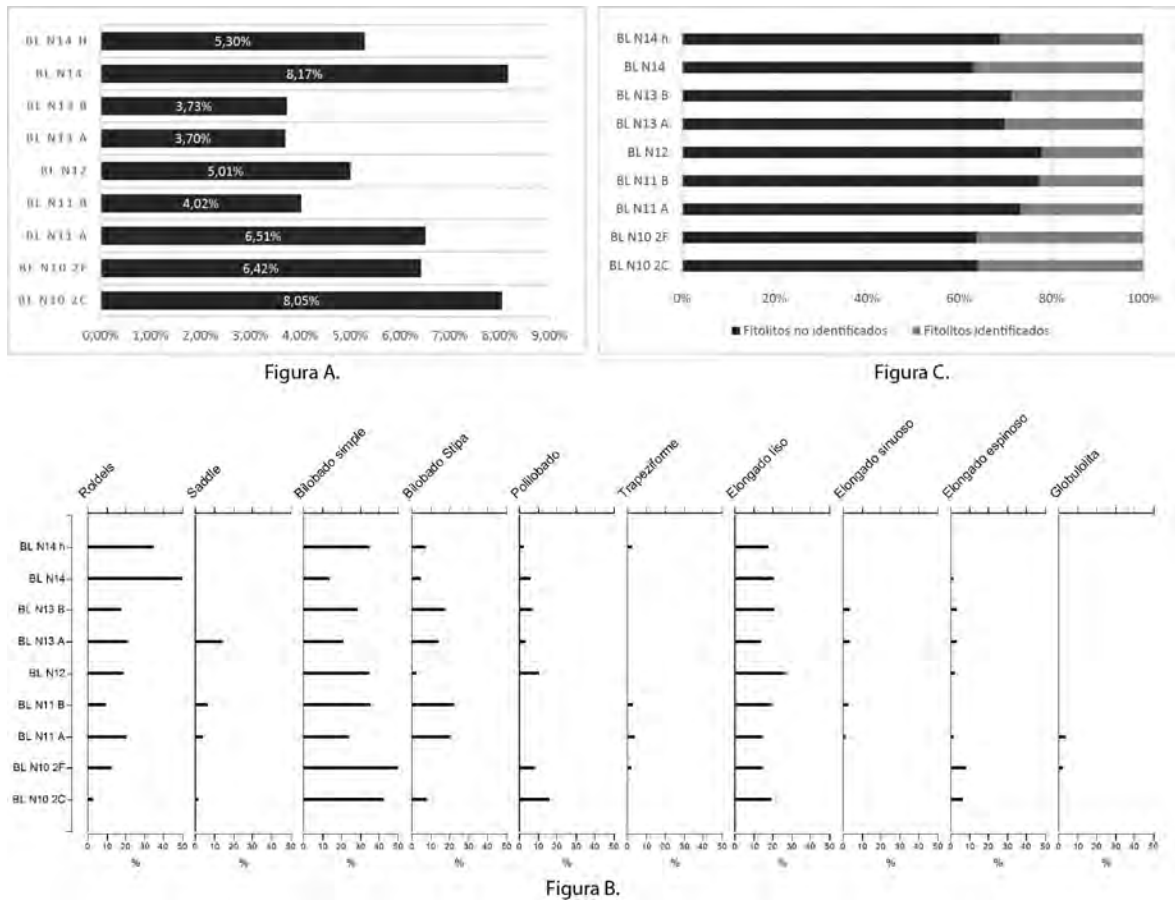


Figura 1. Contenido de silicofitolitos en la Aofm. Punta San Andrés, Perfil Escalera Barranca Los Lobos: A) Silicofitolitos respecto de la mineralogía total, B) Frecuencia de morfotipos de silicofitolitos, C) Silicofitolitos fragmentados y alterados respecto del total de silicofitolitos.

Bibliografía:

- Álvarez, M.F., Borrelli, N., y Osterrieth, M. 2008. Extracción de silicobiolitos en distintos sedimentos utilizando dos técnicas básicas. Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de Otros Microfósiles. Capítulo 3: 31-38.
- Madella, M., Alexandre, A. y Ball, T. 2005. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany* 96: 253-260.
- Osterrieth, M. 2000. Silicofitolitos una herramienta para la comprensión de procesos pedológicos del Cuaternario. *Actas XVII Cong. Arg. de la Ciencia del Suelo*: 4-10.
- Zárate, M.A. 1989. Estratigrafía y geología de los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 220 p., La Plata.



SISMOESTRATIGRAFÍA DEL CUATERNARIO TARDÍO EN EL SECTOR INTERNO DEL ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES: RESULTADOS PRELIMINARES

Eliana A. PEREYRA FERNÁNDEZ^{1@}, Salvador ALIOTTA^{1,2} y Silvia Susana GINSBERG^{1,2,3}

⁽¹⁾Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. CCT- Bahía Blanca

⁽²⁾Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur

⁽³⁾Depto. de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica Nacional, FRBB

(@)ginsberg@criba.edu.ar

Palabras clave: sismoestratigrafía, estuario de Bahía Blanca, Cuaternario tardío

La geomorfología regional del estuario de Bahía Blanca (sur de la provincia de Buenos Aires) se conforma por una costa baja, arena limo-arcillosa, constituida por una densa red de canales, separados por islas y amplias llanuras de marea. En su sector más interno se emplaza un importante complejo portuario, así como diversas industrias petroquímicas, las que le dan a la zona una gran trascendencia económica a nivel nacional e internacional. Las oscilaciones del nivel del mar y la paleotopografía regional, así como las condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas actuales, han conformado depósitos litorales. Con el objeto de estudiar el antiguo sistema costero y paleoambientes ligados al Cuaternario Tardío, en este trabajo se presenta, a modo de resultado preliminar, la característica sismoestratigráfica del Canal Principal, desde el sector de Puerto Galván hasta Puerto Cuatros.

La prospección sismo-acústica se llevó a cabo con un perfilador de 3,5 kHz y un sonar de barrido lateral. Los sismogramas obtenidos se procesaron y analizaron en base a los conceptos generales de estratigrafía sísmica (superficies de discontinuidad, terminación de reflectores, configuración interna de reflectores, espesores, etc.) propuestos por Mitchum et al. (1977). Estos datos, en conjunto con los registros de sonar, permitieron determinar los sitios de afloramiento de las unidades sismoestratigráficas interpretadas. Mediante un sacatestigo de gravedad tipo "Phleger" se extrajeron muestras de recuperación máxima de 60 cm. Las mismas se observaron con lupa binocular y se analizaron granulométricamente con un analizador de partículas.

El análisis de los registros sísmicos permitió reconocer 5 unidades, las cuales son esquematizadas en la Figura 1. **S₀**: constituye el basamento acústico sobre el cual se disponen los materiales suprayacentes (Fig. 1A, I-II). El techo, determinado en forma discontinua, tiene una tendencia a profundizarse hacia el sector SE. Si bien, estos materiales no se hallan aflorantes, perforaciones profundas existentes en el área estudiada sugieren que los mismos estarían relacionados con un limo arcilloso rojizo muy cementado. **S₁**: unidad de baja respuesta acústica, la cual presenta una gran continuidad lateral, con su techo bien definido e irregular (Fig. 1A, I). El espesor máximo relevado fue de 8 m. Esta unidad aflora en el sector dragado de Puerto Galván. Las muestras extraídas corresponden a una arena limosa cementada con Carbonato de Calcio. **S₀ y S₁** se correlacionan con un paleoambiente continental (Fm Chasico, Fm Pampiana). **S₂**: unidad de elevada respuesta acústica (Fig. 1A, I). Se observan estructuras vinculadas al relleno de paleocanales. La misma presenta un espesor máximo de 6 m, acunándose hacia Puerto Galván. Los testigos extraídos indican una arena-limosa compacta, débilmente cementada con carbonato de calcio. Posee restos biogénicos y clastos angulosos de cuarcita. **S₃**: según la configuración interna de sus reflectores se la ha subdividido en tres facies (a, b y c), las cuales evidencian condiciones hidrosedimentológicas variables (evento transgresivo?). Aflora de manera sectorizada, siendo su espesor máximo relativo de 3 m. Corresponde a un material cohesivo limo arcilloso a limo arcillo arenoso. **S₄**: unidad con una configuración sismoacústica poco definida. Generalmente aflora sobre los veriles del canal. Se observaron espesores de hasta 6 m y se halla conformada por limo areno arcilloso o arena limosa de baja cohesividad.

A través de estos resultados preliminares, se ha elaborado la columna sismoestratigráfica del sector interior del estuario, esquematizada en la Figura 1B. La densificación de los relevamientos y muestreos sedimentológicos, en conjunto con determinaciones micropaleontológicas en curso, será conducentes a establecer la geología regional de los antiguos paleoambientes vinculados al proceso evolutivo del estuario de Bahía Blanca, durante el último evento transgresivo-regresivo postglaciar.

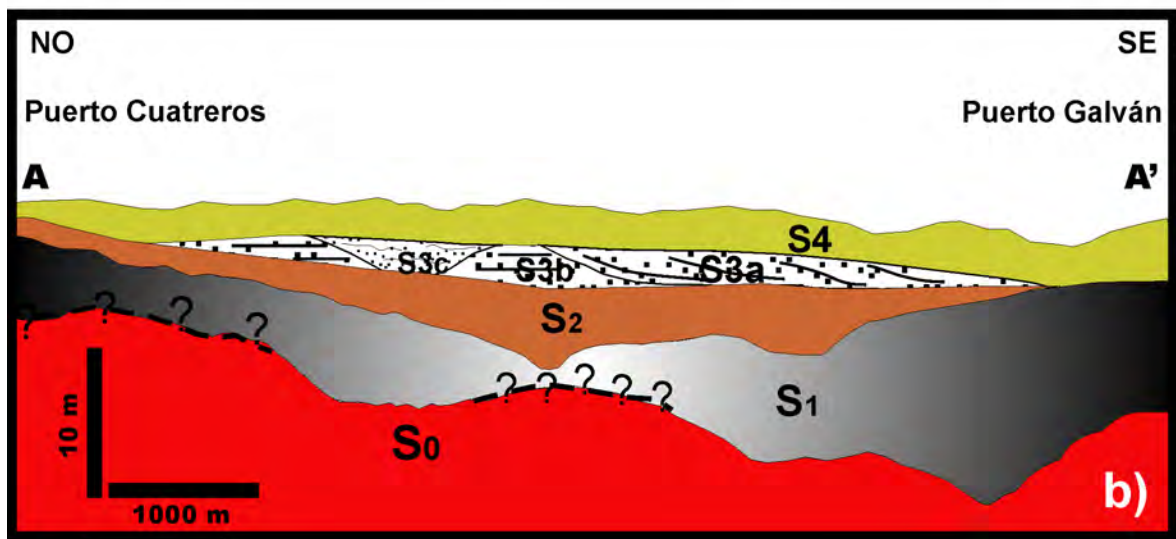
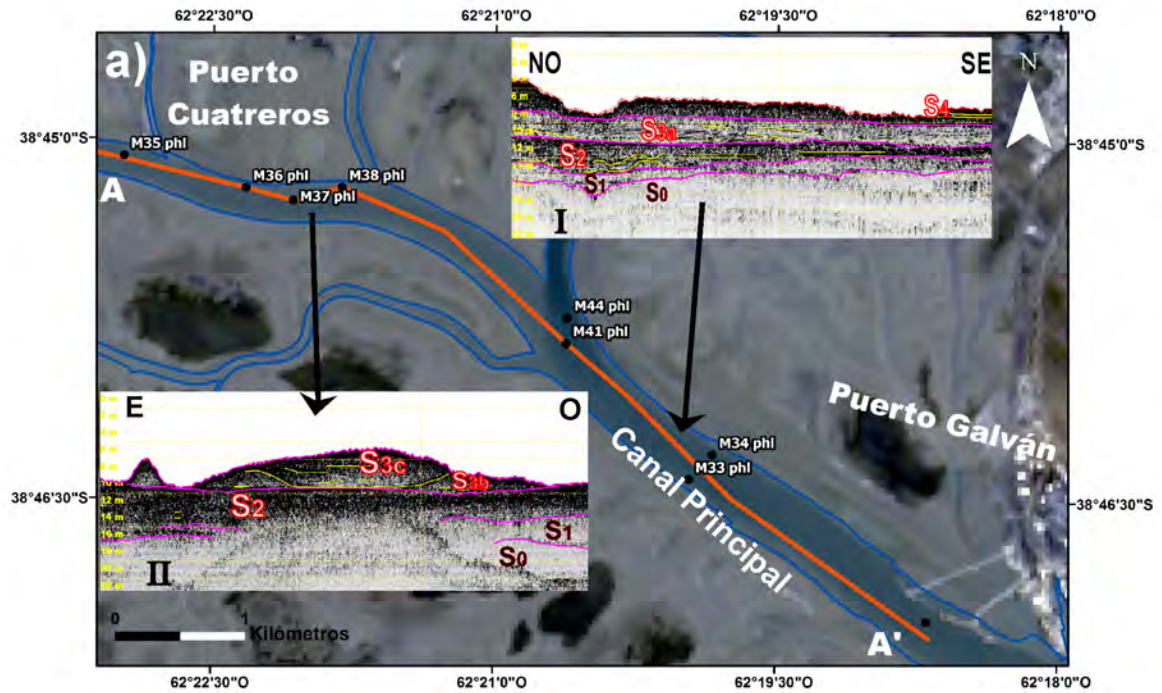


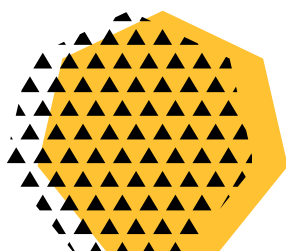
Figura 1. A) Mapa de ubicación del perfil sismoestratigráfico en el sector interno del estuario de Bahía Blanca (Puerto Galván – Puerto Cuatros). I y II: Perfiles sísmicos donde se observan las diferentes unidades sismoestratigráficas. I: sector cercano a Puerto Galván (S0, S1, S2, S3a y S4), II: sector cercano a Puerto Cuatros (S0, S1, S2, S3b – S3c). B) Esquema sismoestratigráfico preliminar a lo largo de la transecta AA' (Fig. 1A), donde se representan las diferentes unidades definidas

Bibliografía:

Mitchum, J.R., Vail, R.M. y Sangree 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. En Payton, Ch.E. (ed.) Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 26: 117 – 134, Tulsa

Sesión 2

Registros climáticos del Holoceno



Coordinadores:

Silvina Stutz (IIMYC)

Eduardo Piovano (CICTERRA)



¿QUÉ MATERIAL ELEGIR PARA DATAR? ESA ES LA CUESTIÓN. POTENCIALES FACTORES DE CONTROL EN LA EDAD DE UNA MUESTRA. EJEMPLOS DEL HOLOCENO MARINO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Sebastian RICHIANO^{1@}, Florencia MARI², Augusto VARELA², MARINA LAURA AGUIRRE³, Leandro D'ELIA² y Andres BILMES¹

⁽¹⁾Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (CONICET CCT-CENPAT)

⁽²⁾Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP)

⁽³⁾Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP)

@richiano@cenpat-conicet.gob.ar

Palabras clave: dataciones radiocarbónicas, sesgo tafonómico y ontogenético, paleoambientes

Uno de los aspectos fundamentales de cualquier trabajo científico en ciencias de la Tierra es saber a qué edad corresponden los depósitos (sea cual sea su origen) con los que estamos trabajando. Sin embargo, la precisión requerida en el control temporal depende fundamentalmente del foco de la investigación. Por ejemplo, no tienen la misma necesidad un trabajo de índole estratigráfico, arqueológico, paleontológico o sedimentológico entre otros. Ahora bien, más allá de las necesidades de cada uno, la limitante más frecuente es la disponibilidad de material datable. En el caso de la geología del Cuaternario (Pleistoceno tardío-Holoceno) y la arqueología, es tradicional utilizar el método de C14. Por otro lado, un material común de ser fechado por este método son los restos de moluscos que se preservan en los sedimentos. No obstante, es común que surjan muchas dudas sobre qué material es más apto para datar cuando no hay ejemplares en posición de vida (hecho que no es tan común como se cree). Es frecuente encontrarse con trabajos que citan un control tafonómico sobre la toma de muestras. Pero, ¿es este control la clave para asegurarnos una edad confiable? Este trabajo intenta mostrar cómo el objetivo de la investigación, el método de muestreo y el material a datar son tres variables dependientes entre sí, y cómo en este caso, el fin justifica los medios.

El caso de estudio aquí desarrollado corresponde al cordón de playa Holoceno ubicado en la localidad de Cerro de la Gloria, Provincia de Buenos Aires (Fig. A). Este cordón fue caracterizado previamente desde el punto de vista sedimentológico y se divide en cordón bioclástico, cordón arenoso y facies de sobrelavado (Fig. B). A su vez, se puede subdividir el cordón en cuerpos menores por la presencia de superficies de discontinuidad internas. En cada superficie se tomaron 3 muestras del bivalvo dominante (*Macra isabelleana*), y a modo de ejemplo se usará la muestra 14 desarrollada en el cuerpo 2 (Fig. C). Se tamizó el contenido en 3 fracciones utilizando los tamices de 0,2 y 0,56 cm (Fig. D). Posteriormente, se separaron 2 tamaños (menor y mayor a 0,56 cm) y luego se seleccionaron conchillas del mismo taxón divididas por condiciones tafonómicas (buenas y malas). Las 4 submuestras (SM1-4) generadas fueron datadas en el laboratorio de Radiocarbono del Centro de Investigaciones Geológicas (Fig. E). Para comparar estas 4 edades se utilizó Test-T, condición de igualdad de edades es que el valor de la distribución χ^2 sea mayor que el estadístico T (de Student). Se comparan con 2 sigma (nivel de confianza será del 95%) tomando un riesgo del 5%. Grados de libertad: ν (n-1).

Los resultados obtenidos muestran que si consideramos el uso de ejemplares enteros tafonómicamente bien conservados (SM1 y SM3, a priori las mejores opciones), los resultados son estadísticamente diferentes, con lo cual habría un sesgo ontogenético en las edades obtenidas. Ahora bien, si consideramos que la edad menor es la que se aproximaría más al valor real del depósito (SM1) y la comparamos con las muestras alteradas, el análisis indica que son estadísticamente iguales las tres edades radiocarbónicas (SM1, 2 y 4). Con esto se concluye que no hay efecto tafonómico para estas muestras en la medición del fechado radiocarbónico. Este trabajo, aunque preliminar, muestra que no todo lo que reluce es oro, aún cuando el caso de estudio trata de diferenciar 4 submuestras, 3 de estas son estadísticamente iguales. Finalmente, debe hacerse una consideración respecto de la finalidad de las investigaciones. Es posible que trabajos que no requieren una "sintonía fina" de la edad puedan tomar muestras sin un control estricto. Sin embargo, para modelos de alta resolución en sedimentología, la selección de ejemplares juveniles no alterados parece ser la muestra con mejor control de edad (al menos para este caso de estudio) cuando hay que tomar una decisión de qué material datar.

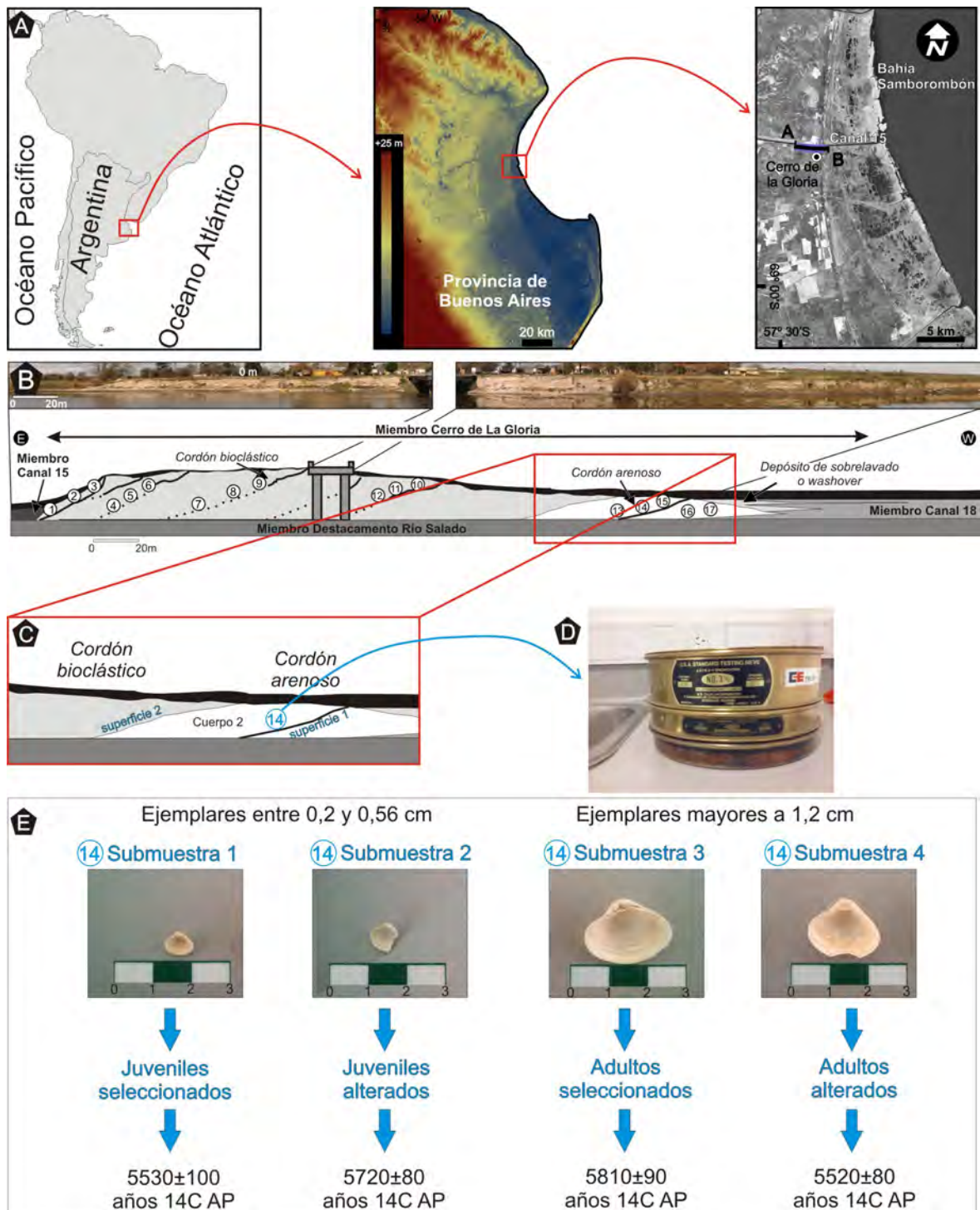


Figura 1. A) Ubicación del área de trabajo en la localidad de Cerro de la Gloria, Provincia de Buenos Aires, Argentina. B) Esquema general de los depósitos Holocenos de Canal 15. C) Detalle de la ubicación de la muestra seleccionada para el caso de estudio (14). D) Serie de tamices usados. E) Características de las 4 submuestras datadas.



CAMBIOS CLIMÁTICOS DE PEQUEÑA ESCALA REGISTRADOS EN PALEOMALLINES HOLOCENOS DE LA PROVINCIA DE SANTA CRUZ, ARGENTINA

Ofelia Rita de las Mercedes TOFALO^{1@}, Maria Julia ORGEIRA² y Malena PIROLA³

⁽¹⁾IDEAN (UBA-CONICET)

⁽²⁾IGEBA (UBA-CONICET)

⁽³⁾Instituto de arqueología (UBA-CONICET)

@rtofalo@gl.fcen.uba.ar

Palabras clave: paleomallines, paleosuelos, evidencias paleoclimáticas

A 25 km del borde oriental del lago Burmeister, departamento Río Chico, Santa Cruz, en dirección aproximada este-oeste, se observan una serie de lagunas y mallines, interconectados ocasionalmente por cursos efímeros. La más occidental de estas lagunas y la de mayor tamaño, es la Klementek (48° S, 71° 45' O), a partir de ella se suceden alrededor de una decena de cuerpos de agua en franca retracción y que parecen haber formado lagunas y mallines más amplios y conectados.

Los mallines se encuentran en zonas bajas con aporte regular de agua superficial o freática y el suelo mantiene tenores de humedad altos durante gran parte del año. Como consecuencia se desarrolla una vegetación hidrófila, preferentemente herbácea y los suelos tienen características hidromórficas (Cassola, 1988). La capa freática es más ó menos superficial y fluctúa a través del tiempo, lo que genera zonificación, el sector central corresponde al sitio donde aflora el agua durante todo el año; la zona intermedia se anega en invierno y la zona marginal permanece seca. Los suelos de los mallines han evolucionado a partir de la superposición de sedimentos glaciales, aluviales y volcánicos sobre los que se desarrolló escasa pedogénesis. Puede existir más de un ciclo sedimentario, caracterizados por discontinuidades litológicas (Luque, 1997). Generalmente son muy variables, ya que alternan sectores con suelos orgánicos, con abundante material vegetal, preferentemente raíces, en distintos grados de descomposición, con otros de horizontes minerales finos.

En el sector oriental de la zona (47° 56' 38.2''S, 71° 21' 35''W), se levantó un perfil en las barrancas del mallín Ojo de Agua, donde se encontró una lasca de obsidiana y que se describe e interpreta en esta contribución, dado que en el mismo se han registrado indicios de variaciones paleoclimáticas de pequeña escala. En el perfil, de 64 cm de espesor, predominan los suelos orgánicos con intercalaciones de niveles minerales, asociados a restos de diatomeas y silicofitolitos. Puede dividirse en 2 sectores: el superior, desde el tope de la sucesión hasta los 44 cm de profundidad, dominado por los restos vegetales y el inferior desde los 44 cm hasta la base, en el que predomina el material mineral.

En el sector superior del perfil (capas 1 a 9), dominan láminas con abundantes restos vegetales, de color gris oliva (5Y 4/1), que alternan con algunas bandas más claras, gris amarillentas (5Y 8/1), ricas en carbonato. La vegetación proliferó debido a abundante humedad y retuvo con sus raíces los materiales finos que llegaron al lugar generando un suelo esponjoso.

En el sector inferior (capas 10, 11 y 12), los restos vegetales están en menor porcentaje, forman escasas láminas de color gris oliva claro (5Y 6/1) y disminuyen claramente hacia la base. Domina el material clástico castaño amarillento pálido (10YR 6/2), mal seleccionado, desde arcilla a escasos guijarros, aglutinados por carbonato asociado a arcillas. La fracción arena está compuesta por fragmentos líticos principalmente de origen volcánico, acompañados por plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y hornblenda. Se destacan restos de diatomeas, silicofitolitos y trizas volcánicas.

Estas características indican que el perfil está formado por dos Ordenes de clasificación de suelos. Histosoles: suelos turbosos, con más de 20-25 % de materia orgánica, en distintos grados de descomposición. Estos han sido acumulados bajo agua o en condiciones muy húmedas, que previenen la descomposición. Dominan en el sector superior del perfil, lo que indica que el mismo corresponde a la zona central o húmeda del paleomallín, la que siempre tuvo agua que permitió el desarrollo de abundante vegetación. Entisoles: suelos sin desarrollo de horizontes genéticos, con escasa diferenciación de perfil. Corresponderían a las láminas claras, con predominio de materiales clásticos y con escasos restos vegetales. El pobre desarrollo del suelo se debe al clima árido de la región, donde la acumulación de nuevos materiales sobre la superficie tiene más velocidad que los procesos pedogénicos, que hubieran permitido la asimilación de estos materiales en un horizonte genético. Dominan en la base del perfil, hasta los 20 cm, se generaron en zonas intermedias o periféricas del mallín, con menor desarrollo de vegetación.

Por lo tanto, han quedado registradas evidencias paleoclimáticas de muy pequeña escala, que indican primero un aumento de humedad y reemplazo de Entisoles por Histosoles, seguidos por una importante disminución de humedad, que provocó la retracción de las lagunas y la exposición del perfil.

Agradecemos al equipo del Dr. Goñi, por el muestreo arqueológico realizado.



Bibliografía:

Cassola, A. 1988. Los Mallines. Revista Presencia 16: 11-14.

Luque, J. y Amari, M. 1997. Características edáficas e hídricas de los mallines del Chubut.

https://inta.gob.ar/sites/default/files/inta_caracteristicas_edaficas_hidricas_mallines_chubut.doc.pdf



CAMBIOS HIDROCLIMÁTICOS RECIENTES REGISTRADOS EN LAS LAGUNAS ENCADENADAS DEL OESTE (BUENOS AIRES, ARGENTINA): IMPLICANCIAS PALEOCLIMÁTICAS

Francisco E. CÓRDOBA^{1,2@}, Carla Daniela SANTAMANS¹, María Gabriela FRANCO^{1,2}, Nerina PISANI³, Lucía GUERRA³ y Eduardo L. PIOVANO^{3,4}

⁽¹⁾Instituto de Ecorregiones Andinas (INECOA), CONICET-Unju

⁽²⁾Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy

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

⁽⁴⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (UNC)

@francisco.e.cordoba@gmail.com

Palabras clave: registros paleolimnológicos pampeanos, cambios hidroclimáticos, sistema monzónico sudamericano

La cuenca endorreica de las lagunas Encadenadas del Oeste (LEO; 36°S; 62°O) comprende una serie de lagunas interconectadas y alineadas sobre una depresión regional que se localiza en el suroeste de la llanura Chacopampeana. Estas lagunas se sitúan en una zona de transición climática, que constituye un área clave para detectar los cambios de humedad efectiva relacionados con la intensidad y dinámica pasada del Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS). En este trabajo se presenta un estudio paleolimnológico realizado en el registro sedimentario de las LEO, que tuvo como objetivo analizar la respuesta hidrológica reciente de este sistema (últimos 200 años), frente a las variaciones de la circulación atmosférica asociada a la dinámica del SAMS.

En particular, se estudiaron los registros paleolimnológicos recientes de las lagunas del Monte y del Venado. La aproximación “*multiproxy*” incluyó el análisis microestratigráfico de alta resolución de los testigos sedimentarios recuperados en estos sistemas, análisis mineralógicos (DRX y MEB), geoquímicos elementales (TC, TOC, TN, TOC/TN y CaCO₃) y geoquímicos de isótopos estables en carbonatos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) y en materia orgánica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{mo}}$). Los resultados del análisis de los datos instrumentales combinados con los estudios *multiproxy* realizados sobre los testigos, indican que las LEO registraron las variaciones hidrológicas que se sucedieron en la región desde finales de la Pequeña Edad de Hielo (PEH; ~1820 AD) hasta el presente. Los datos sedimentológicos, geoquímicos e isotópicos combinados con cronologías robustas basadas en perfiles de ²¹⁰Pb e información histórica proporcionaron un marco confiable para la construcción de un modelo sedimentario para estas lagunas pampeanas someras, con profundidades y salinidades muy variables. Así, los intervalos con balances hídricos positivos o negativos (eventos húmedos y secos) controlaron los niveles de agua de las lagunas, la salinidad y la productividad primaria, como así también la composición isotópica de los carbonatos autígenicos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y la materia orgánica sedimentaria ($\delta^{13}\text{C}$) que se depositó. La intensa evaporación durante las etapas de niveles bajos dio como resultado un enriquecimiento relativo de ¹⁸O y ¹³C en las aguas, que se registra en los sedimentos con valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Por el contrario, los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ son el resultado de un mayor ingreso de agua dulce a los sistemas lacustres. Los valores relativamente bajos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{mo}}$ se corresponden con niveles altos de las lagunas, baja salinidad, baja alcalinidad y alta productividad primaria. El incremento de la salinidad durante niveles bajos se asocia con una disminución de la productividad primaria y valores altos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{mo}}$. Estos resultados muestran que las lagunas registran los cambios hidroclimáticos regionales de alta y baja frecuencia, los cuales estarían regulando el balance hidrológico y sobre todo, el funcionamiento de estos sistemas lacustres en esta región de Argentina.

Las reconstrucciones paleohidrológicas y paleoambientales de las secuencias estudiadas indican que en general durante la finalización de la PEH predominaron condiciones áridas en el sur de la región Pampeana reflejadas por los niveles bajos a extremadamente bajos de las lagunas, con episodios de fases lacustres de niveles intermedios de menor duración. La PEH se habría extendido hasta la década de 1870/80 AD, momento que es indicado por el pasaje de sistemas lacustres efímeros a perennes. A partir de ca. 1870/80 AD y hasta 1976/77 AD se produce un mejoramiento climático progresivo a partir de un incremento sostenido de la humedad efectiva, que se reflejó en los niveles intermedios alcanzados por las lagunas desde la segunda mitad del siglo XIX. Durante los últimos ~ 40 años se



establecieron los niveles lacustres más altos registrados desde la PEH, dando lugar al establecimiento de las condiciones actuales de las lagunas.

Los resultados obtenidos permitieron perfeccionar los modelos planteados previamente sobre la variabilidad hidroclimática pasada en las regiones ubicadas hacia el E-SE de la Diagonal Árida Sudamericana y aportan información crucial para descifrar la actividad del Sistema Monzónico Sudamericano en su zona de influencia más austral.



COMPARACIÓN ENTRE LA INFORMACIÓN PALEOAMBIENTAL BRINDADA POR OSTRÁCODOS Y GASTRÓPODOS EN SECUENCIAS FLUVIALES DEL HOLOCENO DE LA CUENCA DEL RÍO SALADO: RESULTADOS PRELIMINARES

Maria PISANO^{1@}, Gabriela Catalina CUSMINSKY² y Enrique FUCKS^{2,3}

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE)

⁽²⁾Centro Regional Universitario Bariloche/INIBIOMA

⁽³⁾Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

^(@)florpisano23@gmail.com

Palabras clave: gasterópodos, ostrácodos, Holoceno

Los moluscos y ostrácodos son componentes principales de las comunidades dulceacuícolas modernas y excelentes indicadores paleoambientales para el Cuaternario. Los objetivos de este trabajo son analizar la composición de los ensambles y cotejar, por primera vez, la información paleoambiental obtenida a partir ejemplares recuperados en la cuenca alta del Río Salado.

Sobre el curso del río Salado, en el sitio "Vientos de Mar" (35°16'6.10"S /59°32'54.20"O, Buenos Aires) se extrajeron, con la ayuda de un barreno para muestras inalteradas, 35 muestras a intervalos regulares de 6 centímetros que en conjunto conforman un testigo de aproximadamente 2 metros de espesor. Los sedimentos han sido atribuidos principalmente a los Miembros Gorch y Las Gaviotas (820±60 y 11.690±110 años C¹⁴AP, Fucks *et al.*, 2015) de la Formación Luján. Las muestras fueron procesadas de acuerdo a las técnicas apropiadas para el estudio de Moluscos y ostrácodos. Siempre que fue posible, los ejemplares fueron identificados a nivel de especie y en cada muestra se estimó la abundancia relativa y porcentual de individuos por especie. Se graficaron las abundancias porcentuales de las muestras a los largo del perfil obtenido y se realizó un NMDS (Non-metric multidimensional scaling), técnica de ordenación multivariada no paramétrica que representa, en el espacio geométrico bidimensional, la proximidad existente entre un conjunto de muestras basado en el índice de similitud Bray-Curtis; el perfil fue dividido, en función de las características litológicas, en cuatro unidades que se tomaron como factores de agrupamiento. Se utilizaron los paquetes Rioja y Vegan del programa R, versión 3.2.5. (R Core Team, 2016)

Fueron recuperadas siete especies de gasterópodos (en orden de abundancia): *Heleobia parchappii* (d'Orbigny, 1835), *Succinea meridionalis* d'Orbigny, 1846, *Miradiscops brasiliensis* (Thiele, 1927), *Biomphalaria peregrina* (d'Orbigny, 1835), *Gastrocopta nodosaria* (d'Orbigny, 1835), *Uncancylus concentricus* (d'Orbigny, 1835) y *Antillorbis nordestensis* (Lucena, 1954); y cinco de ostrácodos: *Limnocythere cusminskyae* Ramón-Mercau, Plastani y Laprida, 2014, *Cypridopsis vidua* (Muller, 1976), *Cyprideis salebrosa hartmanni* Ramirez, 1967, *Candonopsis* sp. e *Ilyocypris* sp (Figs 1.A y 1.B). Los NMDS (Figs. 1.C y 1.D) han arrojado un muy buen ajuste de los datos $Stress_{ostrácodos}=0,11$ y $Stress_{gasterópodos}=0,12$ y permiten diferenciar para ambos taxones los agrupamientos principales que en función de la composición y abundancia de los ensambles se detallan a continuación (Figura 1.E). Desde la base y hasta aproximadamente los -188 cm se desarrolla un nivel limo-arenoso muy fino, los ensambles presentan muy baja densidad de individuos (sólo uno o dos ejemplares) en ambos grupos y representarían asociaciones alóctonas acumuladas en un depósito eólico.

Entre los -188 y -132 cm los sedimentos son asignables al Miembro Gorch, se obtuvo una edad de 10539±36 años C¹⁴AP de este sector, los ensambles de gasterópodos muestran una alta similitud (figura 1.D) caracterizada por la presencia de especies de hábitos terrestres que viven en zonas húmedas o cercanas a cuerpos de agua. Entre los -132 y -78 cm se desarrolla el Mb. Puente Las Gaviotas, en la base las asociaciones se encuentran dominadas por *H. parchappii*, especie que habita distintos cuerpos de agua dulce, hacia el techo se destaca *B. peregrina* que se asociada a cuerpos de agua tranquilos con alta vegetación.

Con respecto a los ostrácodos, se observan diferencias en el sector medio del perfil, donde los agrupamientos trascienden las unidades litológicas reconocidas. Entre los -188 y hasta -108 cm están dominados por *C. vidua* y *L. cusminskyae*, entre los -108 y hasta los -66 cm toma mayor importancia la presencia de *C. s. hartmanni* acompañada de *Candonopsis* sp

En los últimos 78 cm se observa una clara correspondencia entre Ostrácodos y Gasterópodos, y corresponde a un nivel que representa distintos eventos de inundación con alta concentración de restos vegetales. Las especies de moluscos presentes reflejan la presencia de ambientes vegetados de baja energía. Los ejemplares de *C. vidua* y *C. s. hartmanni* hallados sostienen que los ensambles se habrían acumulado en la zona litoral de los cuerpos de agua, con presencia de vegetación.



Por lo tanto a lo largo de la secuencia puede reconocerse un aumento en la disponibilidad de agua en la zona con el desarrollo de distintos cuerpos de agua. El próximo paso será la realización de un análisis tafonómico comparativo que permitirá diferenciar ensamblajes autóctonos de aquellos alóctonos y de este modo mejorar las interpretaciones paleoambientales.

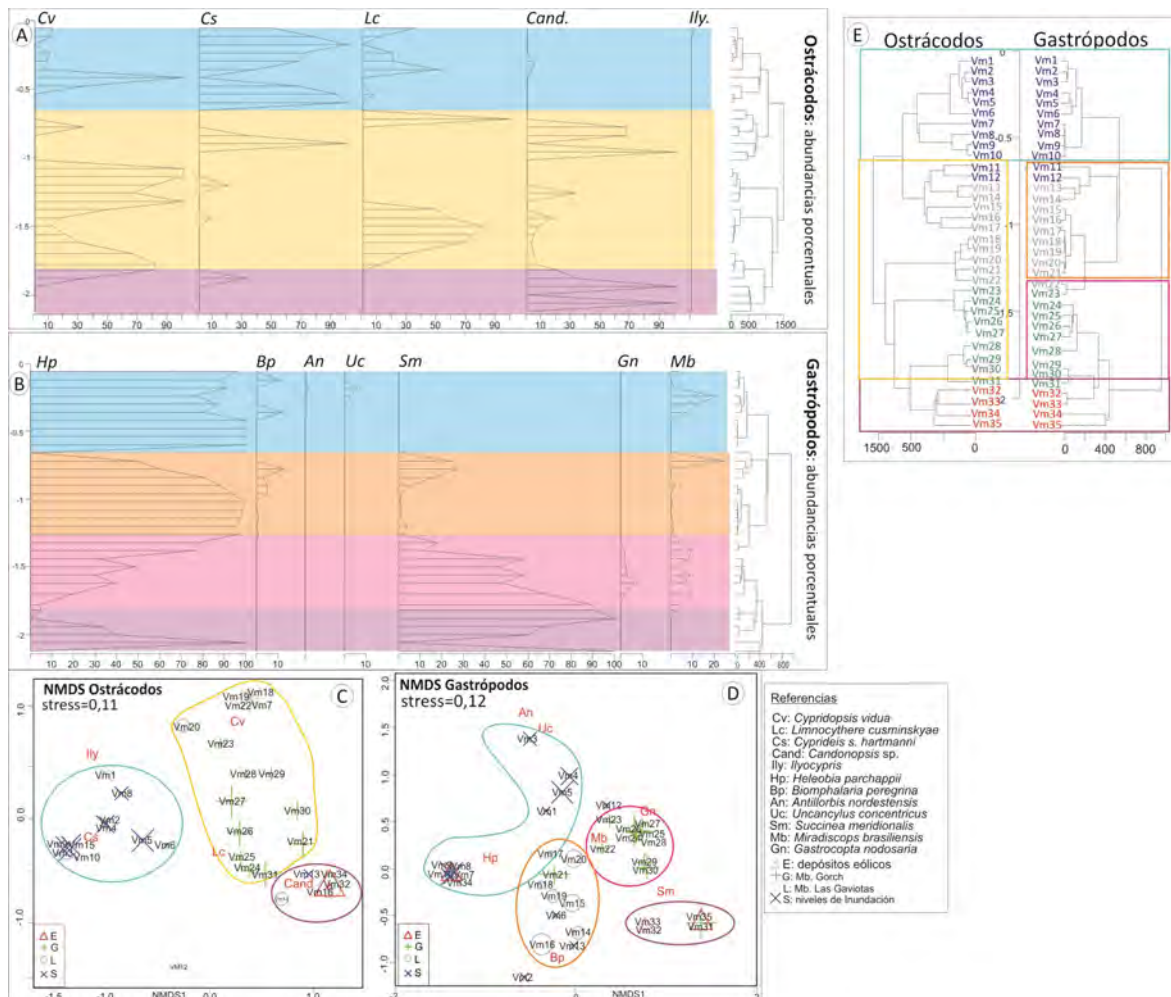


Figura 1. Abundancias porcentuales de las especies de ostrácodos (A) y gasterópodos (B) a lo largo del perfil y sectores reconocidos a partir de cambios en la composición de los ensamblajes. Non-Metric Multidimensional Scaling (NMDS) de las muestras de ostrácodos (C) y gasterópodos (D) considerando diferentes unidades litológicas (muestras obtenidas de E=depósitos eólicos, G= Mb. Gorch, L= Mb. Las Gaviotas, S=niveles de inundación). Comparación de los dendrogramas obtenidos (E) para cada taxón en donde se muestran los agrupamientos obtenidos a partir de los NMDS.

Bibliografía:

- Fucks, E., Pisano, M.F., Huarte, R.A., Di Lello, C.V. Mari, F. y Carbonari, J.E. 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires Province: Lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences* 60: 129-139.
- R Core Team (2016). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>



CONDICIONES AMBIENTALES DURANTE EL HOLOCENO MEDIO-TARDÍO REGISTRADAS EN PALEOSUELOS DE LAGUNA ARTURO, NORTE DE TIERRA DEL FUEGO, EN BASE AL ANÁLISIS PALINOLÓGICO

Lorena Laura MUSOTTO^{1@}, Ana María BORROMEI¹, María Soledad CANDEL², Adriana MEHL³, María Virginia BIANCHINOTTI⁴, Andrea María Josefa CORONATO² y Juan Federico PONCE²

⁽¹⁾INGEOSUR (CONICET-UNS)

⁽²⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC)-CONICET

⁽³⁾CONICET-UNLPam (INCITAP) y FCEyN (UNLPAM)

⁽⁴⁾Centro de Recursos Naturales Renovables de la Zona Semiárida (CERZOS), Universidad Nacional del Sur-CONICET

^(@)loremusotto@criba.edu.ar

Palabras clave: paleosuelos holocenos, paleoambientes, estepa fueguina

Se presentan los resultados provenientes del análisis palinológico (polen, esporas, algas verdes y restos fúngicos) de paleosuelos ubicados en la costa sur de la laguna Arturo (53° 43' S, 68° 18' O), en la estepa al norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, con el objetivo de aportar datos para la reconstrucción paleoambiental de la región durante el Holoceno medio-tardío.

La secuencia sedimentaria está conformada por nueve unidades eólicas areno-limosas intercaladas con ocho niveles de paleosuelos. En este trabajo se analizan los tres paleosuelos superiores de la sucesión, denominados P6, P7 y P8. Los mismos fueron datados radiocarbónicamente en ca. 5800-4900, 2900-1600 y 2400-1400 años cal. A.P., respectivamente. El paleosuelo P6 presenta un perfil A/C (espesor: 54 cm), el P7 un perfil A/Ab/AC/C (espesor: 92 cm) y el P8 un perfil A/AC/C (espesor: 40 cm). Estos muestran límites superiores abruptos-suaves e inferiores graduales-suaves, color oliva (2.5Y4/3) a castaño oliva claro (10YR 5/3), textura franco limosa. En el paleosuelo P6 se observa un leve incremento del contenido de arcilla (arcilla:limo 0,30) con respecto a los P7 (0,23) y P8 (0,25). Para el análisis palinológico las secciones fueron submuestreadas cada dos centímetros desde la superficie hasta la base de los paleosuelos. Las muestras se procesaron de acuerdo con las técnicas de Faegri e Iversen (1989) y protocolo del Laboratorio de Palinología (INGEOSUR-CONICET). Los diagramas de porcentajes y concentración de esporomorfos, algas y restos fúngicos, y el análisis de agrupamiento se realizaron con el programa TGView 2.0.2 (Grimm, 2004).

En términos generales, los espectros polínicos reflejan el predominio de comunidades arbustivas (Asteraceae subfam. Asteroideae) con escaso desarrollo de pastizales (Poaceae) y hierbas (*Acaena*, Caryophyllaceae, Brassicaceae, Rubiaceae). La vegetación extra-regional está representada por el polen de *Nothofagus* tipo *dombeyi* proveniente de los bosques subantárticos ubicados en el sector oeste de Tierra del Fuego. El registro de algas verdes (*Botryococcus braunii*, Zygnemataceae) señala la presencia de cuerpos de agua dulce. El análisis fúngico permitió identificar esporas micorrízicas arbusculares (Glomeromycota), esporas pirófilo-carbonícolas (*Gelasinospora* sp.) y esporas coprófilas (Tipo-*Podospira*, Tipo-*Sordaria*, Tipo-*Sporormiella*). Palinomorfos similares se han encontrado en muestras de superficie de la Estepa Fueguina (Musotto et al., 2012). Además se registraron cuerpos reproductivos de la familia Microthyriaceae, hifomicetes dematiáceos saprófitos (*Dictyosporium* sp., tipo-*Endophragma*) y otras esporas a las que no se pudo asignar rango taxonómico.

Las paleocomunidades vegetales identificadas serían análogas con aquellas del matorral perennifolio de *Chilictrichum diffusum* ('mata negra') que se desarrolla en las pendientes de las lomadas de la estepa semiárida en suelos con gran capacidad de infiltración (Iturraspe y Urciolo, 2002). Estos arbustos poseen sistemas radiculares capaces de aprovechar el agua de las capas más profundas del suelo en época de sequía (Oliva et al., 2001). Por otro lado, las asociaciones fúngicas identificadas sugieren condiciones paleoambientales secas en relación con la presencia de estas paleocomunidades esteparias.

Bibliografía:

- Faegri, K. y Iversen, J. 1989. Textbook of pollen analysis, Fourth ed. John Willey and Sons, 328 p., Copenhagen.
- Grimm, E. 2004. Tilia y TGView 2.0.2. Software. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield, USA.
- Iturraspe, R. y A. Urciolo. 2002 Ciclos deficitarios en el régimen de sistemas lagunares de la estepa



- fueguina. XIX Congreso Nacional del Agua, Actas 1: 1-10, Villa Carlos Paz.
- Musotto, L.L., Bianchinotti, M.V. y Borromei, A.M. 2012. Pollen and fungal remains as environmental indicators in surface sediments of Isla Grande de Tierra del Fuego, southernmost Patagonia. *Palynology* 36: 162-179.
- Oliva, G., Noy-Meir, I., Cibils, A. y Oliva, G. 2001. Fundamentos de ecología de pastizales. En Borrelli, P. y Oliva, G. (eds.) *Ganadería sustentable en la Patagonia Austral*, INTA Regional Patagonia Sur 3: 81-98.



DEPÓSITOS HOLOCENOS DE LA VERTIENTE SUR DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Jorge Orlando CHIESA^{1@}, Guillermo OJEDA¹, Edgardo STRASSER¹, Guillermo HEIDER², Rafael CURTONI³, Gustavo GOMEZ³, Verónica LALINDE³ y Franco ICAZATTI¹

⁽¹⁾Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis

⁽²⁾Conicet-CCT San Luis

⁽³⁾INCUAPA-CONICET

@jchiesa@unsl.edu.ar

Palabras clave: sedimentología, geomorfología, cronología

Los depósitos sedimentarios holocenos que suprayacen al basamento de la sierra de San Luis se constituyen como rellenos de “pampas de altura” (valle de Pancanta y arroyo La Cobrera) y valles de piedemonte (arroyo Las Barranquitas y Las Vertientes). Están representados por sucesiones fluviales (de variada energía) y eólicos, en los que se desarrollan procesos edáficos, preservan restos fósiles y sitios arqueológicos con edad numérica. El objetivo de la contribución es dar a conocer las características sedimentológicas, geomorfológicas, paleontológicas y arqueológicas que amplíen el conocimiento de las condiciones paleoambientales dominantes en el sur de las Sierras Pampeanas. Los estudios arqueológicos apuntan a la caracterización arqueofaunística y arqueobotánica como proxy para el análisis ambiental y el estudio de las estrategias de subsistencia. Las edades numéricas corresponden a Latyr (UNLP-Conicet) y Laboratorio de Arizona (Estados Unidos). Los antecedentes están sintetizados en las contribuciones de González Díaz (1981), Costa *et al.*, (2000, 2005) y Heider y Curtoni (2016).

Las sucesiones sedimentarias holocenas en la zona del valle de Pancanta y arroyo La Cobrera rellenaron antiguas depresiones fluviales labradas en el basamento cristalino durante los procesos de peneplanación. Estos rellenos muestran una configuración en planta que denota claramente su asociación con los paleovalles y que originó un relieve suavizado con superficies notoriamente planas o suavemente inclinadas (<10%), conocidas como “pampas de altura”. Estas unidades geomorfológicas se desarrollan en el valle de Pancanta entre los 1574 y 1620 m s.n.m. aproximadamente, con desniveles internos máximos entre 12 y 15 m y anchos variables entre 50 y más de 500 m. El perfil (PVP; 1.616 msnm; 32°51'S, 66°07'O) tiene un espesor de 4 m, la textura corresponde en un 84% menor de 50 µm (limo y arcilla textural) y diámetro medio (MzØ) equivalente a 16 µm, presenta un estrato inferior con un proceso edáfico datado en 7840±120 a AP y del que se exhumaron restos de *Scelidotherium leptocephalum*, un estrato aluvio-eólico intermedio, y el estrato superior con otro proceso edáfico y dos edades numéricas de 2910±90 a AP en el nivel basal y de 1270±50 a AP hacia el techo. En el sitio La Cobrera, ubicado 14 km al este del valle de Pancanta, sobre la ladera oriental de la sierra de San Luis, los rellenos que conforman las “pampas de altura” se encuentran restringidos a delgadas franjas (50-100 m) asociadas a los antiguos paleovalles, dentro de un relieve con desniveles internos más pronunciados (40 -60 m). El perfil (PLC; 1.320 msnm; 32°59'S, 66°00'O) desarrolló una potencia de 10 m, está representado por una textura en donde el 79% es menor a 50 µm, con un MzØ equivalente a 33 µm, y un fechado de 8660±1850 a AP en los estratos basales.

En el piedemonte sur de la sierra de San Luis, los restos de las antiguas superficies de erosión desarrolladas sobre el basamento cristalino desaparecen bajo potentes rellenos aluvio-eólicos que suavizan un paleo relieve pedemontano de valles fluviales dando lugar a la denominada Planicie Loessoide. Esta unidad constituye un relieve de lomadas redondeadas con suaves pendientes y valles de fondos planos con desniveles promedios de 5 -10 m. En el arroyo Las Barranquitas (PB; 1.186 msnm; 33°09'S, 66°06'O) el perfil tiene una potencia de 5,10 m, su textura general es un 75 % menor de 50 µm (limo y arcilla textural) y MzØ equivalente a 27 µm, y de la sección intermedia se exhumaron restos de *Megatherium americanum*, cuya edad numérica es de 11.929±170 a AP. Mientras que, en la zona de Las Vertientes, los rellenos que originan las pampas de altura constituyen delgadas franjas de entre 30 y 80 m y dirección meridiana, asociadas a depresiones generadas por la deformación frágil del basamento cristalino. El perfil (PLV; 1157 msnm; 32°44'S, 65°45'O) vinculado a la cuenca alta del río Conlara, tiene un espesor de 2,70 m, la textura es un 25 % menor de 50 µm (limo y arcilla textural), MzØ equivalente a 142 µm, y una edad numérica de 4190±60 a AP en los estratos intermedios del perfil.

La característica sedimentológica y ambiental de los depósitos destacada la dominancia del tamaño de grano pelitas en los perfiles con desarrollo completo del Holoceno (PVP, PLC y PB) de aporte



eólico (loessoide), en los que se infieren horizontes paleoedáficos, niveles de trizas volcánicas y esporádicos eventos fluviales de escorrentía laminar con baja a moderada energía que aportan arenas. Mientras que, el perfil Las Vertientes (PLV) expresa la predominancia de arenas fluviales durante el Holoceno tardío, y vinculado a la mayor y constante energía del río Conlara.

Bibliografía:

- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D., Ulacco, H. 2000. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000, San Luis (3366-III), Provincias de San Luis y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico (SEGEMAR) Boletín N° 293, 70 p., Buenos Aires.
- Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D., Ulacco, H. 2005. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000, Villa Mercedes (3366-IV), Provincias de San Luis y Córdoba. Dirección Nacional del Servicio Geológico (SEGEMAR) Boletín N° 348, 69 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E. 1981. Geomorfología. En Irigoyen, M. (ed.) Geología y recursos naturales de provincia de San Luis, Asociación Geológica Argentina: 193-236, Buenos Aires.
- Heider, G. y Curtoni, R. 2016. Investigaciones arqueológicas en la Provincia de San Luis: a 150 años de sus inicios, historia y perspectivas. *Revista del Museo de Antropología* 9 (1): 35-48.



EL ABANICO DEL RÍO ATUEL EN LA DEPRESIÓN DE LOS HUARPES (MENDOZA, ARGENTINA): GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN AMBIENTAL DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

Adriana MEHL^{1,2@}, Marcelo ZARATE^{1, 2}, Leandro ROJO³, Jan-Hendrick MAY⁴ y Florencia LORENZO²

⁽¹⁾CONICET-UNLPam (INCITAP)

⁽²⁾FCEyN (UNLPAM)

⁽³⁾Museo de Historia Natural de San Rafael

⁽⁴⁾School of Geography - University of Melbourne

^(@)adrianamehl@gmail.com

Palabras clave: ríos cordilleranos, frente montañoso, piedemonte andino

Los ríos Atuel, Salado y Malargüe son ríos cordilleranos que al salir del frente montañoso han construido abanicos aluviales (35° - 35°35' S) de radio variable entre ~ 36 y 75 km, generando un ambiente de bajada en la depresión tectónica neógena de Los Huarpes (Polanski, 1963). Esta contribución analiza la geomorfología, sedimentología y estratigrafía del abanico del río Atuel, en su cuenca media, a fin de reconstruir su evolución paleoambiental durante el Cuaternario tardío. Se realizaron tareas de campo (levantamiento estratigráfico de secciones representativas, reconocimiento de geoformas) y de gabinete (análisis de imágenes satelitales); se dataron los depósitos con edades radiocarbónicas -AMS- y por luminiscencia ópticamente estimulada -OSL-.

El abanico del río Atuel presenta un sector proximal, semicircular en planta, donde el río circula con diseño entrelazado hacia el SE por la margen sur de la geoforma; predominan granulometrías psefíticas. En la margen de este sector existen humedales drenados por cursos de diseño paralelo. En la parte media-distal del abanico (ambientes de bañados-salinas y Bolsón de Llanquanelo según Abraham, 1996) el diseño del río es sinuoso, con un canal de hasta ~650 m de anchura y barrancas de hasta 10 m de altura; predominan depósitos psamítico-pelíticos. A lo largo del primer tramo, ~ 25 km, el río circula en dirección ~O-E marginando el abanico por el sur; limitado en algunos tramos por afloramientos de ignimbritas/tobas de una planicie de agradación volcánica (¿Formación Loma Seca?) cubierta por un manto eólico, que infrayace mediando una discordancia erosiva, a los depósitos fluviales. Luego, el río modifica su trayecto hacia el NE y atraviesa una llanura de inundación aluvial hasta alcanzar el embalse El Nihuil, donde forma un pequeño delta terminal. En este sector distal, hacia el sur del curso actual del río se extiende una llanura aluvial con numerosos canales sinuosos inactivos; en cambio, hacia el norte, los rasgos de canalización son más escasos, y predominan geoformas de deflación-acumulación eólica, de orientación O-E.

En el paraje Puesto Vicencio 2 (35°13'0,591" S, 69°6'5,4318" O) la sucesión expuesta (~8 m de potencia -pot-) en las barrancas del río, registran un ambiente fluvial entrelazado arenoso en la base (*overbank* proximal al canal y carga de lecho del canal) a sinuoso/meandriforme en la parte media-superior. Los depósitos basales de arenas gruesas con estratificación entrecruzada tabular y lentes de guija interestratificadas arrojaron una edad mínima de $54 \pm 3,8$ ka (OSL en clastos de arena feldespáticos). Hacia arriba continúan arenas finas, medianas y/o gruesas, a gravosas, en bancos horizontales, macizos y/o con laminación ondulítica, interestratificados con arcillas rojizas, limos, y escasos lentes de guijas. De Francesco y Dieguez (2006) reportaron una configuración similar en Puesto Vicencio (~1,5 km aguas arriba de PV 2; pot. ~10 m; 35° 13' 34" S, 69° 06' 42" O). A lo largo de las barrancas, la sección media presenta también depósitos de acreción lateral tipo *point-bar* (~2 m de altura y ~3 m anchura).

En Puesto Moya (35°15'44.50" S, 69°14'28.13" O; ~15 km aguas arriba de PV2) aflora una sucesión sedimentaria granodecreciente (pot. ~4.5 m) con depósitos de *point-bar* a meandro en colmatación (conglomerados polimícticos basales; hacia arriba alternan limos arenosos, macizos y/o laminados; lateralmente el depósito -pot. 1.20 m- exhibe estructura entrecruzada tangencial en la base, y niveles límnicos y pelítico arenosos con laminación subhorizontal en la parte superior). La materia orgánica sedimentaria de dos niveles límnicos se dató en 1137 ± 20 y 656 ± 19 años ¹⁴C AP. (Prof.: 1 m y 0,55 m, respectivamente). De Francesco y Hassan (2012) reportaron edades entre 2.890 y 793 años ¹⁴C AP para Puesto Moya, mientras que un depósito cercano correlacionable fue datado en 651 ± 57 años ¹⁴C AP (De Francesco y Dieguez, 2006).

El sector medio-distal del abanico del río Atuel se construyó a finales del Pleistoceno a partir de un ambiente fluvial entrelazado arenoso; en el Holoceno tardío se registra un diseño meandroso. Las características geomorfológicas actuales del abanico sugieren una migración del río Atuel de N a S. El patrón paleoambiental obtenido es correlacionable con los ambientes inferidos en la cuenca del arroyo



La Estacada (Depresión de Tunuyán), prolongación hacia el norte de la Depresión de Los Huarpes. Además, se infiere que el curso actual del río Atuel en el sector de abanico medio-distal es un rasgo geomorfológico joven ($< 656 \pm 19$ años ^{14}C AP), condición registrada en otros sistemas fluviales del piedemonte mendocino (Mehl y Zárate, 2012).

Bibliografía:

- Abraham, E.M., 1996. Mapa geomorfológico Mendoza - sector sur. Inventario de Recursos de la Región andina Argentina. Sistema Físico Ambiental de Cuyo. Provincia de Mendoza.
- De Francesco, C.G. y Dieguez, S., 2006. Paleoambientes del Cuaternario tardío del sur de Mendoza: estado del conocimiento, problemas y perspectivas. *Anales de Arqueología y Etnología*, Volumen especial N° 61, 69-80.
- Hassan G.S., De Francesco, C.G. y Dieguez, S., 2012. The significance of modern diatoms as paleoenvironmental indicators along an altitudinal gradient in the Andean piedmont of central Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369, 349-360.
- Mehl, A. y Zárate, M.A., 2012. Late Pleistocene and Holocene environmental and climatic conditions in the eastern Andean piedmont of Mendoza (33°-34°S, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 37, 41-59. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.01.003
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17 (3/4), 127-349.



EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA Y CAMBIO CLIMÁTICO EN LAGUNA BLANCA DURANTE EL CUATERNARIO, PUNA DE CATAMARCA

Pablo TCHILINGUIRIAN^{1@}, Lorena GRANA², Daniel OLIVERA³, Daniel DELFINO⁴ y Marcelo MORALES⁵

⁽¹⁾Universidad de Buenos Aires

⁽²⁾Instituto de Ecoregiones Andinas

⁽³⁾Instituto de Arqueología y Pensamiento Americano

⁽⁴⁾Centro de Investigaciones y Transferencia de Catamarca (CONICET-UNCA),

⁽⁵⁾Instituto de Biodiversidad y Biología Experimental y Aplicada (CONICET - UBA)

(@)pabloguirian@gmail.com

Palabras clave: Puna, Laguna Blanca, geomorfología

El objetivo del presente trabajo es estudiar la geomorfología y la geología del cuaternario en la cuenca Puneña de la Laguna Blanca. (provincia de Catamarca, 26°36'S, 66°54' O, 3500 m).

El método de trabajo consistió en la interpretación geomorfológica del paisaje mediante fotos aéreas a escala 1:50000 e imágenes satelitales Google EarthTM. En el campo se verificaron las geoformas mapeadas. Se efectuaron sondeos de 6 m de profundidad en la laguna de la Laguna Blanca. Se extrajeron muestras de paleoturbas compactas para fechados radiocarbónicos que fueron analizados en el LATYR.

La región tiene las características típicas de la Puna: clima semiárido, elevada altitud y vegetación poco abundante de estepa. El aporte hídrico procede de varios cordones montañosos siendo el más importante la sierra de Laguna Blanca (5700 m) el cual ocupa un 25% de la cuenca. En las cumbres no hay glaciares ni nieve permanente. Se reconocen morenas laterales y frontales a 4500 a 4000 m de altitud. Están cubiertos por glaciares de roca inactivos de tipo lobados y elongados. Pendiente abajo de los cierres morénicos se extiende el piedemonte formado por abanicos aluviales inactivos compuestos de cenoglomerados. El drenaje de toda la cuenca (2900 km²) finaliza en la Laguna Blanca (12 km²). Esta última tiene paleoformas lacustres como ser paleodeltas, escarpas y varios niveles de cordones y terrazas lacustres. Los cordones están compuestos de grava mediana y gruesa y se sitúan en la zona norte y oeste de la laguna. El de mayor altitud (+10 m sobre el nivel lacustre actual) enrasa con la superficie geomórfica de los abanicos inactivos proglaciares previamente comentados. A la cota de +5-4 m hay una terraza lacustre que tiene una escarpa de erosión lacustre. Por debajo de los +4 m hasta los 0 m hay bermas lacustres. La secuencia sedimentaria en la terraza de +4/5 m se inicia con arenas finas costeras, continúa con 2 m de paleoturbas fechadas entre los 10400±150, 9529±140 8390 ±130 años AP. Estos suelos orgánicos son cubiertos por 1 m de arcillas verdes lacustres y luego con arenas de playa. Por encima hay arenas eólicas y fluviales que son cubiertos con sedimentos de playa y suelos minerales cubiertos nuevamente por sedimentos eólicos (Figura 1).

Una particularidad de la región es que cuenta con una gran diversidad de geoformas en cuanto a origen y edad que permite una buena reconstrucción del paisaje en cuanto a procesos. Así por ejemplo los abanicos aluviales inactivos enrasan con los cordones lacustres de mayor altitud. Esto último indicaría que el máximo lacustre se asoció a condiciones de mayor escorrentía y sedimentación. Ello posiblemente esté vinculado a la ablación glaciaria durante el Pleistoceno. En la transición Pleistoceno-Holoceno hubo niveles lacustres intermedios y estables. Desde los 10400 años AP se formaron paleoturbas perilacustres. Se interpreta que la estabilidad del nivel de agua estuvo asociada al deshielo de los glaciares de roca y de las nieves permanentes. Posiblemente el aumento de temperatura post-glacial fomentó el desarrollo de una fuerte biomasa. El desecamiento lacustre ocurrió ca 8400 años AP, tal vez asociado a la desaparición de las condiciones periglaciares en la zona de cumbres. Durante el intervalo 8400 años AP hasta el Holoceno tardío existieron condiciones de elevada aridez que dieron lugar a la formación de dunas costeras, barreales y discontinuidades. En el Holoceno tardío hubo otro momento de estabilidad lacustre que formó suelos minerales y ambientes costeros. Este evento de alto nivel lacustre fue menos duradero y no permitió la formación de suelos orgánicos. Finalmente, el nivel de agua descendió hasta su posición actual. Se formó la escarpa de erosión y diversas bermas de oleaje de edad histórica y asociados a eventos de inundación de corta duración. Lo comentado hasta aquí muestra cómo se relacionan los diferentes procesos: la fase glaciaria Pleistocena fue contemporánea con el máximo lacustre Puneño y con la formación de grandes superficies aluviales. Posteriormente, debido al cambio climático y la aridización generalizada, los cuerpos de agua desaparecieron y las dunas continuaron su desarrollo como proceso imperante.

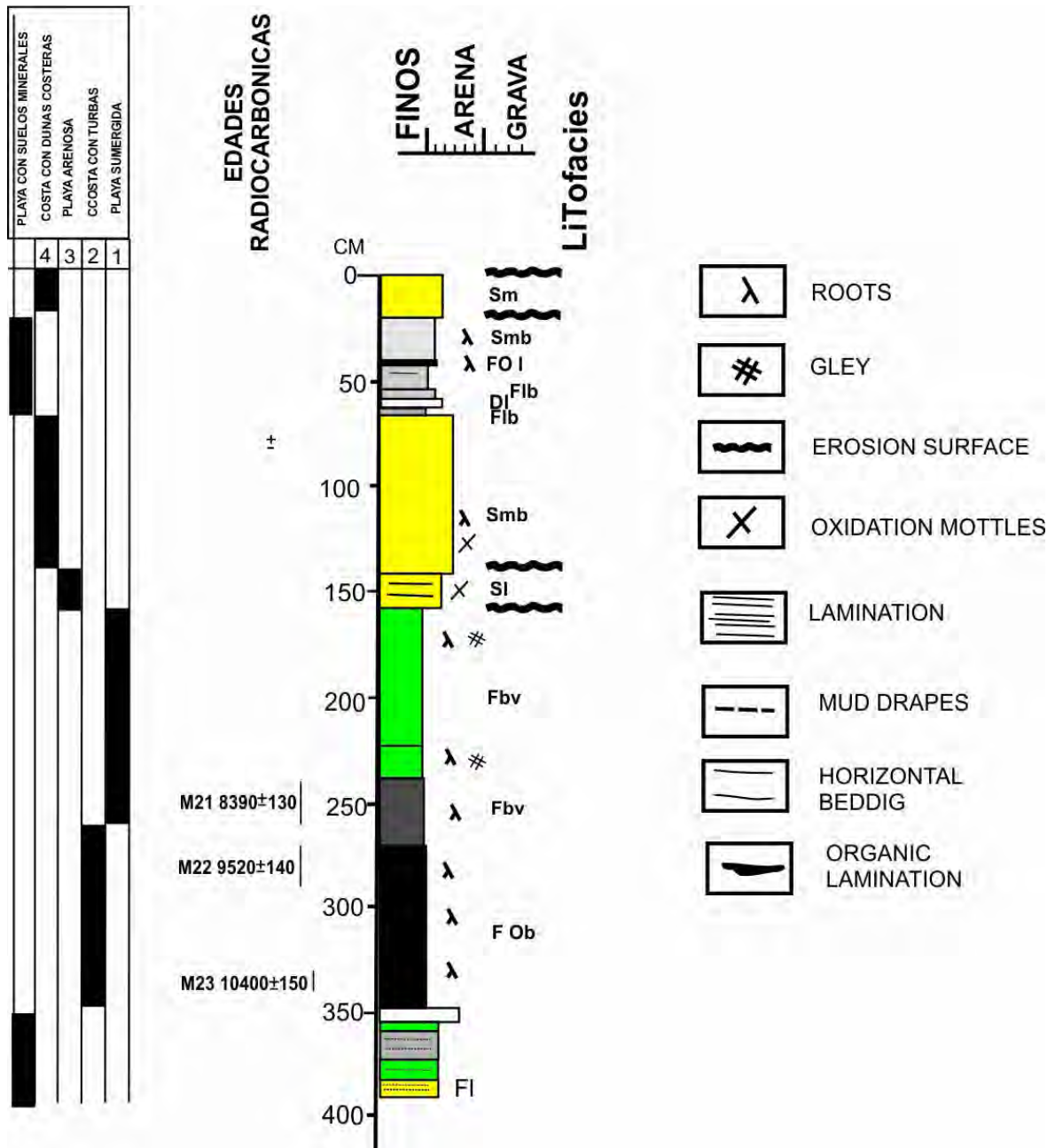


Figura 1. Perfil sedimentario en la Laguna Blanca. S: arenas, F: finos, D: diatomitas, O: material orgánico, b: bioturbación y raíces, m: estructura masiva, v: reducción y gley, l: laminación horizontal



LA INGRESIÓN MARINA HOLOCENA EN EL RÍO SALADO EN LAS INMEDIACIONES DE LA LOCALIDAD DE PILA-PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Bruno Ezequiel QUAGGIA^{1@} y Nicolás Andrés RAMOS^{1,2}

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP

⁽²⁾CONICET

^(@)brunoquaggia@hotmail.com

Palabras clave: MIS1, Formación Canal las Escobas, cuenca del Río Salado

Los depósitos litorales generados durante la ingresión marina del Holoceno medio (óptimo termal del MIS1) en la costa bonaerense ha sido estudiada por muchos autores, reajustando su cronología y extensión permanentemente. En la cuenca del río Salado es posible reconocer la interacción de los agentes eólicos, fluviales y marinos donde los cambios climáticos del cuaternario han generado un sinnúmero de unidades litológicas y geomorfológicas. La acción eólica en los períodos áridos generaron depresiones (cubetas de deflación) y elevaciones (lunnetes) que luego fueron ocupados por el río Salado generando depósitos fluviales, que se intercalan con depósitos de origen litoral que se registran en la zona de estudio. Se ha determinado que la ingresión avanzó por el cauce del río unos 60km al oeste de la línea de costa actual inundando las zonas deprimidas y lagunas en su trayecto.

El objetivo de este trabajo es reflejar las características y distribución de los depósitos de origen litoral generados durante la ingresión holocena, en el sector más interno del continente, situado en los alrededores de la localidad de Pila, entre el arroyo San Miguel y la Ruta Nacional 2.

Se procedió al análisis bibliográfico de la temática y al reconocimiento y caracterización de los principales rasgos geomorfológicos, vía imágenes satelitales y luego en el campo. En las márgenes del río Salado se levantaron 3 perfiles estratigráficos (A, B y C), realizando la descripción megascópica de los mismos, identificando textura, color, consistencia, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero.

Fidalgo et al (1973) define para la zona de estudio a la Fm. Pampiano (depósitos loessicos) como la base litológica sobre la que desarrollan los procesos del Pleistoceno superior-Holoceno representados por la Fm Lujan y Aluvio para los depósitos fluviales y Fms Pascua y Las Escobas para las de génesis litoral. La Fm La Postrera es de origen eólico, del pleistoceno tardío -Holoceno. Más recientemente Fucks et al (2015) redefinieron la Fm. Luján compuesta por: Mb. La Chumbiada sección inferior (14.040-12.100 AP, Mb. Gorch intermedio (11.690-5610 AP) y Mb. Puente Las Gaviotas (3040-680 AP, homóloga al Mb. Río Salado y Aluvio Reciente).

Los 3 perfiles estudiados (A, B y C) permiten reconocer la posición de los depósitos marinos en la secuencia estratigráfica, intercalado entre los Miembros Gorch y Puente Las Gaviotas de la Fm Lujan. El perfil

“A” es el ubicado más hacia el oeste de los tres (36° 02' 36,3" S-58° 00' 25,3" W), de base a techo se observa desde el pelo de agua por 10cm de un limo arenoso de color marrón rojizo, masivo, que se asigna al Mb La Chumbiada. De manera concordante se disponen 20cm de sedimentos limosos de coloración amarillenta a verdosa que se asignan al Mb Gorch, le sigue un nivel de coloración oscura de 30cm de espesor, textura fango-arenosa, con conchillas de moluscos de la especie *Anomalocardia brasiliiana* (Gmeling, 1791) dispuestos en una biofábrica caótica de valvas desarticuladas pero no fragmentadas. Este nivel corresponde a los depósitos marinos de la Fm Canal de Las Escobas datado en 5580 ± 110 años AP (6278-6511 cal años AP). Coronan la secuencia 1,40m de depósitos limo arcillosos grises que se asignan al Mb Puente Las Gaviotas.

El perfil “B”(36°01'32,96"S-57°59'26,48"W) presenta 10cm del Mb Gorch aflorando desde el pelo de agua sobre el que se observa el nivel marino pudiéndose separar en dos facies, la inferior de color gris oscura de 40cm con *Tagelus plebeius* (Lightfoot, 1786) en posición de vida y la superior de color castaño limo arenosa de 70cm, donde los primeros 45cm presentan laminación y el resto es masivo. En esta última facies se disponen niveles lenticulares con conchillas de *A. brasiliiana*, articuladas, y cuando desarticuladas se las observa con la concavidad hacia abajo. El techo del perfil presenta 1m de Mb. Puente Las Gaviotas.

El perfil “C” (36°01'43,59"S-57°57'35,2"W) presenta 20 cm del Mb Gorch, sobre el cual se disponen depósitos de la Fm Canal de Las Escobas, con 80cm de sedimentos de color gris y arcillosos y masivos, con *T. plebeius* en posición de vida, sobreyaciendo 40cm con niveles arcillosos, areno-arcillosos y yeso finamente laminados, asignándose a una facie de sabka. El perfil culmina con 2,5m de sedimentos fluviales del Mb Pte Las Gaviotas.

Concluimos que los depósitos marinos en los alrededores de la localidad de Pila corresponden a facies intermareales de baja energía que van perdiendo espesor hacia el oeste llegando hasta el sitio del perfil “A” donde parece ser el punto más interno de la ingresión marina holocena.



Bibliografía:

- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U.R. 1973. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobos y Monasterio Provincia de Buenos Aires. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-3, Carlos Paz.
- Fucks, E., Pisano, M.F., Huarte, R.A., Di Lello, C.V., Mari, F., Carbonari, J.E., 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires Province: Lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences* 60, 129-139.



LIMNOCYTHERE RIONEGROENSIS CUSMINSKY Y WHATLEY EN SECUENCIAS LACUSTRES CUATERNARIAS DE PATAGONIA (40º-53ºS): INFERENCIAS PALEOAMBIENTALES

Gabriela Catalina CUSMINSKY^{1@}, Corina COVIAGA,² Lorena RAMOS², Patricia PEREZ² y Marta ALPERIN³

⁽¹⁾Centro Regional Universitario Bariloche/INIBIOMA

⁽²⁾Instituto de Investigaciones de Biodiversidad y Medioambiente (INIBIOMA-CONICET), UNCo

⁽³⁾Cátedra de Estadística, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata

^(@)gcusminsky@gmail.com

Palabras clave: limnocythere rionegroensis, reconstrucciones paleoambientales, Patagonia

Los ostrácodos son microcrustáceos que habitan tanto en ambientes marinos como continentales. Poseen un caparazón quitino-calcáreo con una alta capacidad de preservación en los sedimentos, que permite su presencia en secuencias a través del registro geológico desde el Ordovícico hasta la actualidad. En el marco de las interpretaciones paleoambientales, los ostrácodos continentales son ampliamente utilizados como bioindicadores (Rodríguez-Lazaro y Ruiz-Muñoz 2012). Su ocurrencia y abundancia en este tipo de ambientes está influenciada en gran medida por factores físicos y químicos como ser salinidad, energía y temperatura del medio. Particularmente en Patagonia, estudios autoecológicos y sinecológicos han determinado que uno de los factores más importantes en la distribución de ostrácodos lacustres es la salinidad (Coviaga et al 2015 y citas). Esto ha permitido establecer especies estenohalinas y eurihalinas. El objetivo de este trabajo es mostrar la potencialidad de estos microorganismos como indicadores paleoambientales en la región patagónica, utilizando la alternancia de *L. rionegroensis*, especie poli a mesohalina, y distintas especies limnéticas y oligo a mesohalinas, a lo largo de distintas secuencias cuaternarias de Patagonia.

Limnocythere rionegroensis Cusminsky y Whatley, *L. patagonica* Cusminsky y Whatley, *Riocypris whatleyi* (Daday) (anteriormente *Eucypris fontana* (Graf)), *Ilyocypris ramirezzi* Cusminsky y Whatley, *Kapcypridopsis megapodus*, Cusminsky y Whatley *Newnhamia patagonica* (Vavra), fueron halladas en ambientes actuales de Patagonia y se determinaron sus preferencias ecológicas. Todas estas especies se han considerado como estenohalinas, i.e. con un estrecho rango de tolerancia respecto a la salinidad, excepto *I. ramirezzi* y *R. whatleyi*. En particular, *L. rionegroensis* presenta diferentes morfotipos los cuales han podido ser asociados a diferentes condiciones limnológicas (Ramos et al. 2017). Dentro de este contexto se registraron especies que habitan ambientes polihalinos como ser *L. rionegroensis* morf. I; mesohalinos *L. rionegroensis* morf. II; oligohalinos *L. patagónica* y limnéticos *N. patagonica* (Coviaga et al. 2017).

En testigos del Pleistoceno superior-Holoceno provenientes de las lagunas El Toro (provincia de Neuquén), Cari-lauquen (provincia de Río Negro), Cardiel (provincia de Santa Cruz), Cháltel (provincia de Santa Cruz, Ramón Mercau y Laprida, 2016 y citas) y El Carmen (provincia de Tierra del Fuego) se observa la presencia tanto de *L. rionegroensis sensu lato* como de sus diferentes morfotipos (I, II y III). En dichas secuencias *L. rionegroensis* alterna tanto en diversidad como en abundancia con *L. patagonica*, *R. whatleyi*, *R. sarsi*, *K. megapodus* y *N. patagonica*. Esto evidencia que en todas las secuencias se presenta una especie poli-mesohalina que alterna con especies meso-oligohalinas o limnéticas. Dicha alternancia indicaría variaciones en la salinidad del agua lo que permite inferir cambios en el nivel de estas cuencas endorreicas durante los últimos 15000 años. Estas variaciones de nivel podrían ser producto de cambios ambientales tanto regionales como locales (Borromei et al. 2018 y citas). Estos análisis y comparaciones corroboran la utilidad de ciertas especies de ostrácodos lacustres como bioindicadores paleoambientales en Patagonia para el Cuaternario.

Bibliografía:

- Borromei, A., Candel, M.L., Musotto, L., Cusminsky, G., Martínez, M. A., Coviaga, C., Ponce J.F. y Coronato, A. 2018. Late Holocene wet/dry intervals from Fuegian steppe at Laguna Carmen (Argentina), based on a multiproxy record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 499:56-71.
- Coviaga, C., Cusminsky, G. y Pérez, P. 2017. Ecology of freshwater ostracods from Northern Patagonia and their potential application in paleoenvironmental reconstructions. *Hydrobiologia* DOI



10.007/s10750-017-3127-1

- Ramón Mercau, J. y Laprida, C. 2016. An ostracod-based calibration function for electrical conductivity reconstruction in lacustrine environments in Patagonia, southern South America. *Ecological Indicators* 69:522-532.
- Ramos, L., Cusminsky, G., Schwalb, A. y Alperin, M. 2017. Morphotypes of the lacustrine ostracod *Limnocythere rionegroensis* Cusminsky & Whatley from Patagonia, Argentina, shaped by aquatic environments *Hydrobiologia* 786 (1):137-148.
- Rodríguez-Lázaro, J. y Ruiz-Muñoz, F. 2012. A general introduction to ostracods: morphology, distribution, fossil record and applications. En: D. J. Horne J. A. Holmes, J. Rodríguez-Lázarón y F. Viehberg (eds.) *Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change*. Elsevier: 1-14 p., Amsterdam.



PALEOAMBIENTES DURANTE PLEISTOCENO MEDIO A HOLOCENO EN LA PLANICIE PEDEMONTANA DEL SUR DE CÓRDOBA

Maria GRUMELLI^{1@}, Analía BECKER² y Hugo F. G. SCHIAVO¹

⁽¹⁾Departamento de Geología. UNRC.

⁽²⁾UNRC - UNVM

^(@)mariagramelli@gmail.com

Palabras clave: cambios ambientales, paleosuelos, estratigrafía

El área de estudio comprende secuencias sedimentarias expuestas en los Arroyos del Gato y Las Lajas, en la planicie pedemontana del sur de la Sierra de Comechingones, al SO de la ciudad de Río Cuarto. Los sedimentos y suelos encontrados muestran que las condiciones ambientales han fluctuado entre períodos húmedos y períodos áridos. El objetivo del trabajo es presentar evidencias de los cambios ambientales ocurridos del Pleistoceno medio al Holoceno, basados en el registro sedimentario, estratigráfico, geomorfológico y de paleosuelos presentes en la zona.

La secuencia presenta en la base depósitos aluviales y coluviales. La facies planicie aluvial es predominante y corresponde a sedimentos arenosos finos y muy finos y limos arenosos, laminados, de color pardo rojizo, sobre los cuales han evolucionado suelos con horizonte Bt (Geosuelo Estancia El Cerrito, Cantú 1998). La facies coluvial consiste en sedimentos arenolimosos homogéneos con débil estructura sedimentaria, sobre los cuales ha evolucionado un suelo con horizontes Bt1 y Bt2 (Geosuelo Santa Catalina, Cantú 1998). De acuerdo a lo propuesto por algunos autores estos sedimentos pertenecerían al miembro inferior de la Formación Pampiano (Cantú 1992), de edad Pleistoceno medio y estarían indicando el predominio de un ambiente de sedimentación aluvial con algunos aportes menores coluviales, en un clima que varía de muy húmedo y fuertemente oxidante en la parte basal a semiárido en la cumbral, evidenciado por horizontes Bt con coloración rojiza, nódulos de hierro y manganeso y revestimientos laminados de arcilla, cada vez más escasos.

Sobre estos sedimentos se depositan materiales predominantemente eólicos, pardo amarillento, compuesto por limos y limos arenosos, con formación de calcretas. Estos sedimentos eólicos conforman el miembro superior de la Formación Pampiano, se corresponde con una aridización del clima (Grumelli, 2010) y corresponderían al Pleistoceno Superior, con una edad OSL 106 ka.

La secuencia continúa con sedimentos aluviales correlacionables con la Fm Chocancharava (Pleistoceno Superior), integrados por facies de planicie de inundación y facies de canal. Sobre los sedimentos de la planicie de inundación han evolucionado suelos con horizontes Bt1 (parte del pedocomplejo La Colacha) encontrándose tanto lomas y planos altos, como suelos enterrados en áreas planas bajas. Los rasgos micromorfológicos y la evaluación geoquímica del suelo indican un régimen de humedad xérico, típico en los suelos de clima mediterráneo: inviernos húmedos y veranos cálidos con sequía prolongada. Teniendo en cuenta los sedimentos eólicos infrayacentes (Fm Pampiano superior) con una edad OSL de 106ka, y los sedimentos eólicos suprayacentes (Fm La Invernada, Cantú 2006) de edad OSL 63,1ka, puede atribuirse a los sedimentos fluviales de la Fm Chocancharava y a los suelos el IS5.

Las planicies aluviales se encuentran parcialmente cubiertas por sedimentos de manto loessico, correlacionables con la Fm La Invernada. El proceso deposicional loessico comienza aproximadamente a los 77ka-50ka y culmina a los 10,5 ka. Por lo general se observa la presencia de paleocanales cortando la sedimentación eólica cercano a la parte basal, siendo hacia arriba un material puramente eólico (Grumelli y Cantú 2006). En esta secuencia se puede reconocer un inicio árido (IS4), un cambio algo más húmedo que permitió la presencia de arroyadas (IS3) y luego una continua aridez hasta los comienzos del Holoceno (IS2).

Sobre estos sedimentos y vinculado a un mejoramiento de las condiciones climáticas al comienzo del Holoceno (IS1) y durante el *Optimum Climaticum* ha evolucionado un suelo de moderado grado de desarrollo, con un horizonte Bw (Geosuelo Las Tapias, Cantú 1998). Durante el Holoceno medio a superior la región fue predominantemente árida con intercalación de ciclos húmedos cortos. En este período se habrían originado médanos longitudinales, correlacionables con la Fm Laguna Oscura (OSL 6,6ka, Grumelli 2010). Sobre estos últimos sedimentos ha evolucionado el suelo actual de muy poco espesor y desarrollo moderado a pobre, determinado por el clima subhúmedo actual.

Bibliografía:

Cantú, M. 1998. Estudio Geocientífico para la Evaluación Ambiental y Ordenación Territorial de una



- Cuenca Pedemontana. Caso: Cuenca del Arroyo La Colacha, Departamento Río Cuarto, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto, 376 p.
- Cantú, M. P. 1992. Provincia de Córdoba. En: El Holoceno en la Argentina, M. Iriondo Editor Edición de CADINQUA. Volumen 1: 1-16.
- Grumelli, M. y Cantú, M., 2006. Vinculación de los aspectos geomorfológicos y evolución de los suelos en un área al suroeste de Río Cuarto. III Cong. Arg. de Cuaternario y Geomorf. Córdoba, Argentina. 417-426.
- Grumelli, M., 2010. Génesis y relaciones paleoclimáticas de los suelos de la Colonia Nueva Sampacho, Río Cuarto, Córdoba, Argentina. Un aporte al estudio del cambio climático global Tesis Doctoral. Trabajo inédito. UNRC, 198 p.



VARIABILIDAD HIDROCLIMÁTICA EN LATITUDES MEDIAS DEL SUDESTE DE SUDAMÉRICA DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR HASTA EL PERÍODO CÁLIDO ACTUAL

Carolina Celeste CUÑA RODRIGUEZ^{1@}, Eduardo L PIOVANO^{1,2}, Felipe GARCÍA-RODRÍGUEZ³ y Daniel ARIZTEGUI⁴

(¹)CICTERRA (UNC-CONICET)

(²)Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales Universidad Nacional de Córdoba

(³)Instituto de Oceanografía

(⁴)Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Ginebra

(@)suemail@ejemplo.com

Palabras clave: Tardiglacial, Holoceno, variabilidad hidroclimática

La Laguna Mar Chiquita (LMC) es un sistema lacustre salino ubicado en la Llanura Chacopampeana (30°54' S - 62°51' O). Su registro sedimentario contiene información de la variabilidad hidroclimática de alta y baja frecuencia desde el Último Máximo Glacial (UMG) hasta la actualidad. Durante los siglos XX - XXI la LMC ha desarrollado marcadas fluctuaciones en su volumen como resultado de la variabilidad hidroclimática regional, la cual está controlada por el Sistema Monzónico Sudamericano. El análisis del registro sedimentario y la estimación semi-cuantitativa de paleo-niveles limnimétricos de la LMC, a partir de la composición isotópica de la materia orgánica como "proxy" hidrológico han sido aplicados con el objetivo de reconstruir la variabilidad hidroclimática desde el UMG hasta la actualidad.

El marco cronológico del registro paleolimnológico de la LMC abarca los últimos ca. 24,0 cal Ka AP y fue desarrollado combinando dataciones por ²¹⁰Pb y ¹⁴C. El modelo cronológico basado en edades ²¹⁰Pb se extiende hasta el nivel 117 cm mientras que las edades radiocarbónicas (123 - 380 cm) se analizaron en un modelo bayesiano. Considerando características sedimentarias (i.e., color, textura, mineralogía) se reconocieron 3 unidades litológicas (UL) (Fig. 1). La UL A (0 - 170 cm; 2002 AD - 3.582 cal a AP) está representada por fangos limo arcillosos laminados a bandeados, la cual incluye 3 facies sedimentarias: a) facies A1; limo-arcilloso de color negro grisáceo con cristales de yeso dispersos en la matriz arcillosa, b) facies A2; sedimento limo-arcilloso de color grisáceo y c) la facie A3; sedimento bandeado con niveles evaporíticos. La UL B (170 - 367 cm; 3,6- 22,8 cal Ka AP y 400 - 418 cm, edad desconocida) está compuesta por la facies B1 (170-295cm; 3,6-18,7 cal Ka AP) formada por sedimentos macizos con láminas evaporíticas y la facies B₂ (295-367cm; 18,7-22,8 cal Ka AP) correspondiente a sedimentos compactos verdosos, con alternancia de niveles clásticos bandeados/laminados, niveles evaporíticos y láminas de materia orgánica. La UL C (367-400 cm; 22,8 - >23,7 cal Ka AP) consiste en sedimentos compactos rojizos, con escasos minerales evaporíticos dispersos.

Combinando la información sedimentológica con el modelo de paleoniveles basado en la composición isotópica de la materia orgánica se identificaron 3 estadios (Fig. 1). El Estadio 1 (23,7 - 12,3 cal Ka AP), abarca la UL C y parte de UL B, comprende sedimentos pobres en materia orgánica y ricos en yeso-calcita-halita, corresponden a fases de niveles bajos. La cronología indica que este periodo es concordante con el desarrollo del Último Máximo Glacial (UMG), Estadial Heinrich 1 (HS1) y el "Antarctic Cold Reversal" (ACR). Para el UMG (26.0 - 19.0 Ka AP) se infieren niveles bajos y en consecuencia condiciones secas. El HS1 (~18.0 - 14.6 Ka AP) identificado como un periodo cálido y húmedo en el hemisferio sur, se corresponde con un aumento en los niveles de la laguna entre los 17,8 - 16,7 cal Ka AP. El ACR, identificado como un periodo árido y frío en la región, en el registro de la LMC es concordante con un hiato asociado a niveles bajos (14,2 - 12,5 cal Ka AP). El Estadio 2 abarca desde los 12,3 - 3,6 cal Ka AP, y está representado por la sección superior de la UL B. El registro corresponde a un periodo de niveles altos desde los 12,3 cal Ka AP hasta los 8,2 cal Ka AP, seguido de una disminución drástica del nivel de la laguna llegando a un nivel mínimo a los 4,8 cal Ka AP condición que se mantiene hasta los 3,6 cal Ka AP siendo este episodio de sequía sincrónico con el fin del Holoceno Medio. El Estadio 3 está representado por el registro de la UL A (3,6 cal Ka AP - 2002 AD). Ha sido dividido en 3 sub-periodos: 1) 3582 - 879 ¹⁴C cal AP, de niveles altos en parte sincrónico con la Anomalia Climática Medieval (ACM), 2) 879 ¹⁴C cal AP - 1850 AD, de niveles bajos, registrándose dentro de este periodo la Pequeña Edad del Hielo (PEH) (1400 - 1800 AD), caracterizada como fría y árida con fases comparativamente más húmedas y 3) Período de niveles muy variables entre 1850 - 2002 AD asignado al Período Cálido Actual, durante el cual se desarrolló la fase hiperhúmeda a partir de la década de los años 1970.

El registro paleolimnológico la LMC aporta información de la variabilidad hidroclimática ocurrida a escala regional en latitudes medias del Sudeste de Sudamérica. Permite analizar la fluctuación del



transporte de humedad desde el trópico hacia el subtrópico desde el UMG hasta el cambio ocurrido en la década de los años 1970, constituyendo uno de los saltos hidrológicos de mayor magnitud reconocidos a nivel global.

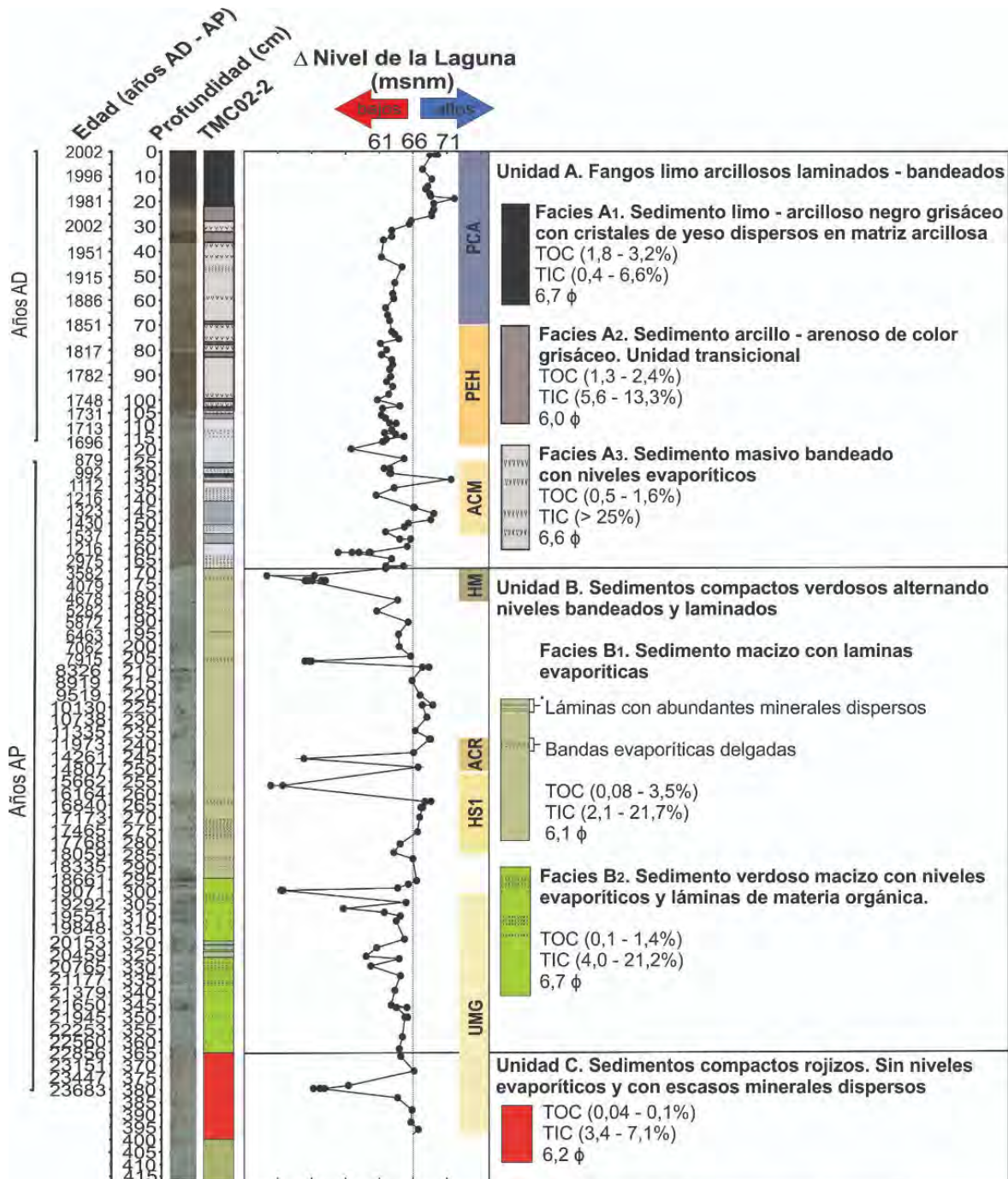
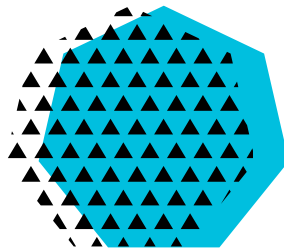


Figura 1. Registro sedimentario de la Laguna Mar Chiquita. Fotografía y esquema del registro sedimentario, curva de paleoniveles basado en la composición isotópica de la materia orgánica, periodos climáticos a lo largo del registro sedimentario; Último Máximo Glacial (UMG), Estadal Heinrich 1 (HS1), Antártico Cold Reversal (ACR), Holoceno Medio (HM), Anomalía Climática Medieval (ACM), Pequeña Edad del Hielo (PEH), Periodo Cálido Actual (PCA) y Unidades Litológicas

Sesión 3

El pasado humano y las geociencias



Coordinadoras:

Mónica Salemme (CADIC)

Jimena Oría (CADIC)

Andrea Coronato (CADIC, ICPA-UNTDF)



ANÁLISIS DE LA POSIBILIDAD DE APLICACIÓN DEL GEORRADAR EN LA DETECCIÓN DE MUROS DE TAPIA ARQUEOLÓGICOS EN TERRENOS ALUVIONALES

Diego VILLALBA^{1@}, GUILLERMO LUIS SAGRIPANTI¹, David AGUILERA² y Aldo GIACCARDI²

⁽¹⁾Universidad Nacional de Río Cuarto

⁽²⁾Universidad Nacional de San Luis

^(@)dvillalba@exa.unrc.edu.ar

Palabras clave: georradar, métodos no invasivos, sedimentos aluvionales

En la localidad santafesina de Cayastá, ubicada en la margen derecha del río San Javier, brazo del Paraná, se encuentran las ruinas de la primera fundación de ciudad de Santa Fe de la Vera Cruz la cual fue trasladada unos 85 km hacia el suroeste, hasta su actual ubicación, debido, entre otras causas, a las cíclicas inundaciones del mencionado curso fluvial (Calvo 1999).

Resultado de excavaciones arqueológicas realizadas en el sitio considerado como la primera fundación de la ciudad de Santa Fe, fue el descubrimiento de fragmentos de muros y cimientos de tapia (barros ricos en arcillas, arenas finas y materia orgánica vegetal que se apisona entre dos maderas paralelas) junto a una gran cantidad de piezas que corresponden a una ciudad hispano-americana: ladrillos, tinajas, cerámica de Talavera de la Reina, cerámica vidriada, cerámica indígena, campanas de bronce, herramientas, estribos, candados y espuelas de hierro, eslabones de cadenas, clavos, regatones, monedas, etc. (Zapata Gollán 1981), todos sepultados con sedimentos aluvionales de tamaño de grano fino a medio generados por las constantes avenidas del río San Javier.

En apoyo a las tareas arqueológicas Sagripanti *et al.* (2016) aplicaron técnicas de prospección geológica mediante la realización de tomografías eléctricas de 2D y sondeos geomecánicos de suelos para la búsqueda de pisos, muros y cimientos de tapia en sedimentos aluvionales en el sitio arqueológico Santa Fe La Vieja, en la localidad de Cayastá.

Con el fin de realizar la zonificación de sitios potenciales de enterramientos clandestinos de personas víctimas de desaparición forzada, Sagripanti *et al.* (2017) realizaron actividades de prospección del subsuelo en diferentes ambientes sedimentarios mediante la aplicación de métodos geológicos-geofísicos eminentemente no invasivos, con énfasis en la utilización de georradar. En las mismas detectaron y delimitaron anomalías correspondientes a fosas y depósitos coluviales de cantos rodados, entre otros

El objetivo del presente trabajo es analizar la aplicación del georradar en la detección de muros de tapia, de origen arqueológico, en sedimentos aluvionales.

La metodología consistió en el procesamiento de radargramas, obtenidos durante las actividades de prospección realizadas tendientes a zonificar sitios potenciales de enterramientos clandestinos y de obras de arquitectura ocultas, en diferentes ambientes sedimentarios de la provincia de Córdoba, para la detección de anomalías mediante la utilización de filtros (*DC*, *Delete Main Trace*, *FIR* y *Time Gain*) y la posterior excavación de las mismas.

Las anomalías que resultan del análisis e interpretación de los radargramas corresponden en un caso a un depósito de cantos rodados clásticos dentro de las facies distales de un abanico pedemontano y en otro a la alternancia de tabiques, de suelo indisturbado, que separan fosas rellenas con sedimentos loessoides presentes en un cementerio. Ambos tipos de anomalías, por su geometría, profundidad y los contrastes en las respuestas electromagnéticas que caracterizan a los distintos materiales, se pueden inferir como análogas a las que generarían muros de tapia de origen arqueológico sepultados por sedimentos aluvionales.

Por lo tanto se considera que la aplicación del georradar para la prospección de muros de tapia arqueológicos en ambientes de sedimentos aluvionales, como en el que está emplazada Santa Fe La Vieja, sería de mucha utilidad en la detección y delimitación más precisa de este objetivo de búsqueda.

Bibliografía:

- Calvo, L. M. 1999. Santa Fe la Vieja: población y grupos familiares españoles, 1573-1660. Ed. Academia Nacional de la Historia. Buenos Aires. 565p.
- Sagripanti, G., Villalba, D., Aguilera, D. y Giaccardi, A. 2016. Aplicación de técnicas geológicas exploratorias en el sitio arqueológico Santa Fe La Vieja, manzana 38. En Primeros asentamientos españoles y portugueses en la América Central y Meridional: siglos XVI y XVII. Compiladores Luis María Calvo y Gabriel Cocco. Ed. UNL (Ciencia y Tecnología) 396 p. Santa Fe. ISBN 978-987-749-043-5



- Sagripanti, G., Villalba, D., Aguilera, D. y Giaccardi, A. 2017. Avances de la Geología Forense en Argentina: Búsqueda con métodos no invasivos de personas víctimas de desaparición forzada. Revista Boletín de Geología de Colombia 39(3): 55-69. ISSN: 0120-0283 (PRINT) ISSN: 2145-8553 (WEB)
- Zapata Gollán, A. 1981. La urbanización hispanoamericana en el Río de la Plata, Ministerio de Educación y Cultura, Departamento de Estudios Etnográficos y Coloniales, Santa Fe.



APLICACIÓN DE LA TECNOLOGÍA GEORRADAR: SU POTENCIAL UTILIDAD EN LA PROSPECCIÓN DE SITIOS ARQUEOLÓGICOS

GUILLERMO LUIS SAGRIPANTI^{1@}, Diego VILLALBA¹, David AGUILERA² y Aldo GIACCARDI²

⁽¹⁾ Universidad Nacional de Río Cuarto

⁽²⁾ Universidad Nacional de San Luis

^(@) guillermosagripanti@gmail.com

Palabras clave: tomografías eléctricas, georradar, métodos no invasivos

La detección de objetos y construcciones enterradas ha sido una tarea compleja para los investigadores (Arqueólogos o Antropólogos) durante muchos años, ya que solo se contaba con técnicas directas y destructivas para su localización. En la actualidad se dispone de tecnologías que permiten la prospección del subsuelo desde la superficie en forma indirecta, aunque más precisa. La intervención antrópica del medio natural al realizar una excavación o la presencia en el subsuelo de objetos de propiedades físicas diferentes que su entorno genera cambios o contrastes en el medio físico que se reconocen como anomalías. Estas pueden ser detectadas y delimitadas en forma indirecta mediante la aplicación de técnicas geológicas-geofísicas no invasivas, sin provocar alteraciones en el estado en que se encuentran los sedimentos (Aguilera *et al.* 2006, Sagripanti *et al.* 2012, 2013).

La tecnología del georradar (GPR *Ground Penetrating Radar*) fue desarrollada y aplicada debido a la necesidad de contar con ella cuando han tenido ocurrencia desastres naturales o guerras. En este último caso, se ha perfeccionado la tecnología para detectar objetos ocultos que fueron enterrados durante conflictos bélicos. Un importante acierto fue su aplicación en el campo de las investigaciones arqueológicas, por ejemplo para detectar cavidades en pirámides egipcias (Strongman 1992).

Los métodos geofísicos, no invasivos, como las tomografías eléctricas 2D y 3D permiten determinar, a través de mediciones efectuadas desde la superficie, la distribución de la resistividad eléctrica del terreno en profundidad y obtener perfiles verticales en dos y tres dimensiones. Por otra parte, la tecnología del georradar que posibilita disponer de una mayor precisión para detectar objetivos de búsqueda someros, ha alcanzado una importante aplicación en investigaciones arqueológicas y en la actualidad es imprescindible, junto a otros métodos geofísicos, en el campo de la geología forense (Sagripanti *et al.* 2013, 2017).

Las investigaciones realizadas por el Equipo de Geología Forense en la búsqueda de enterramientos clandestinos de personas víctimas de desaparición forzada e involuntaria en Argentina, utilizando métodos de prospección geofísica para detectar distintas formas de ocultamiento de fosas clandestinas como obras de arquitectura, pisos, tapas de concreto, pozos de agua, etc., han permitido detectar anomalías en el subsuelo similares a las que podrían generar estructuras arqueológicas (Sagripanti *et al.* 2017).

El objetivo de esta contribución es presentar ejemplos de anomalías en el subsuelo análogas a las que pueden generar objetos o estructuras arqueológicas.

La metodología seguida fue la prospección del subsuelo con georradar y posterior tratamiento e interpretación de los radargramas obtenidos.

Los resultados obtenidos son la detección y delimitación de anomalías tanto bajo la superficie descubierta como de pisos de concreto y baldosas. Entre estas, fosas de sepulturas, muros o paredes, canales de desagüe, pozos de agua, tapas de concreto, que por su geometría, dimensiones y profundidad se consideran análogas a estructuras arqueológicas como muros de calicanto o ladrillos, sepulturas, acequias, pozos de agua calzados con adoquines o calicanto y pisos o veredas de tránsito, entre otros.

Se considera que la utilización de la tecnología del georradar, junto con otras técnicas de prospección, en investigaciones arqueológicas es de fundamental importancia ya que la información que aportan aumenta substancialmente la posibilidad de hallazgo.

Bibliografía:

- Aguilera, D., Giaccardi, A., Membrives, A., Carrara, M.T. y De Grandis, N. 2006. Santa Fe La Vieja, Arqueología de los Siglos XVI y XVII. Geofísica Aplicada a la Arqueología de "Santa Fe La Vieja", Capítulo 7: 9 p., Facultad de Humanidades y Artes, UNR, Rosario.
- Sagripanti, G.L., Aguilera, D., Giaccardi, A. y Cornero, S. 2012. Exploraciones geofísicas en arqueología histórica: Iglesia San Francisco Xavier, siglo XIX, San Javier, Santa Fe. En Teoría y Práctica de la Arqueología Histórica Latinoamericana, (1):179-188.
- Sagripanti, G., Villalba, D., Aguilera, D. y Giaccardi, A. 2013. Geología Forense: Métodos aplicados en la



- búsqueda de desaparecidos en la región central de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (1): 150-160.
- Sagripanti, G., Villalba, D., Aguilera, D. y Giaccardi, A. 2017. Avances de la Geología Forense en Argentina: Búsqueda con métodos no invasivos de personas víctimas de desaparición forzada. *Revista Boletín de Geología de Colombia* 39 (3): 55-69. ISSN: 0120-0283 (PRINT) ISSN: 2145-8553 (WEB).
- Strongman, K.B. 1992. Forensic applications of ground penetrating radar; in *Ground penetrating radar*. Ed. J. Pilon, Geological Survey of Canada, 90: 203-211.



DUNAS HOLOCÉNICAS Y SITIOS ARQUEOLÓGICOS EN EL CABO DOMINGO, TIERRA DEL FUEGO

Alejandro MONTES^{1,2,3@}, Fernando SANTIAGO¹, Mónica SALEMME^{1,2} y Ignacio MAGNERES¹

⁽¹⁾CADIC-CONICET; UNTDF; UNPSJB

⁽²⁾Universidad Nacional de Tierra del Fuego

⁽³⁾Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

^(@)alejandromontes@gmail.com

Palabras clave: aridez, disponibilidad de sedimentos, geoarqueología

El cabo Domingo (S53° 41' O67° 51') se encuentra en la costa Atlántica de Tierra del Fuego, al sur de la cuenca del río Chico y al norte de la caleta La Misión. Está constituido por sedimentitas marinas del Grupo Cabo Domingo, cubiertas principalmente por sedimentos eólicos del Holoceno. Se encuentra limitado, tanto al noroeste como al sureste, por extensas planicies de cordones litorales desarrolladas durante el Holoceno (Fig. 1A). La zona de estudio forma parte de la estepa fueguina, caracterizada por un relieve de serranías bajas y planicies glacifluviales pleistocénicas, donde los procesos eólicos son determinantes en su modelado mediante el desarrollo de bajos hidroeólicos (*pans*), *lunettes* y dunas *perched* (Villarreal y Coronato, 2017; Coronato et al., 2017). Los suelos presentan una cobertura vegetal predominantemente herbácea con pastizales húmedos en sectores de drenaje deficitario. Los fechados radiocarbónicos de materiales arqueológicos asociados principalmente a depósitos litorales y eólicos han contribuido a la reconstrucción geomorfológica de la zona (Montes, 2015). En el presente trabajo se describen los depósitos eólicos identificados en el cabo Domingo y se discuten los procesos vinculados a su desarrollo.

Mediante la utilización de imágenes satelitales y observaciones de campo se han reconocido geoformas eólicas tanto erosivas como depositacionales. Las dunas, actualmente inactivas y estabilizadas, presentan hasta 6 metros de espesor y se distribuyen en forma de crestas longitudinales orientadas oeste-este (Fig. 1A y B). Están cubiertas por suelo y vegetación, aunque en algunos sectores sus sedimentos se exponen producto de la deflación, favorecida por la influencia de la actividad ganadera en la zona. Entre las dunas se reconocen pavimentos del desierto y ventifactos (Fig. 1A). En los acantilados del cabo Domingo los depósitos eólicos descriptos presentan dos paleosuelos, uno basal desarrollado hace ca. 5,6 k.a A.P. y con continuidad tanto sobre las sedimentitas del Grupo Cabo Domingo como sobre depósitos glacifluviales aislados, y otro en la parte media de la secuencia eólica formado hace 3,7 ka A.P. También se georeferenciaron cinco sitios arqueológicos de tipo conchero conteniendo principalmente *Mytilus edulis* y *Nacella* sp., asociados a lascas, fogones y restos óseos de fauna y humanos (Fig. 1D).

La morfología y distribución de las crestas longitudinales arenosas y los rasgos erosivos asociados son compatibles con los modelos evolutivos que representan el origen y la migración de dunas parabólicas alargadas (Pye, 1982) y de los campos de dunas activos descriptos en Patagonia (Montes et al., 2015). Ambos corresponden a regímenes de vientos unidireccionales y a una cobertura vegetal moderada a baja. El desplazamiento de estas dunas va cubriendo la vegetación en la dirección del viento predominante y dejando a barlovento sedimentos desprotegidos ante la acción erosiva del viento. Esto favorece a que las dunas incorporen sedimentos como consecuencia de su propia migración. Los sectores marginales suelen quedar preservados en forma de crestas longitudinales conformadas por la arena atrapada entre la vegetación arbustiva, lo que favorece la preservación de contextos y materiales arqueológicos aislados. Los fechados radiocarbónicos obtenidos hasta el momento indican que el suministro de sedimentos necesario para el desarrollo de estos depósitos no habría existido hasta el Holoceno medio, cuando las zonas bajas circundantes fueron alcanzadas por la transgresión marina postglacial. La instalación de ambientes estuarinos macromareales al noroeste del cabo Domingo habría permitido el transporte eólico de sedimentos expuestos en forma subaérea durante la marea baja. Igualmente el desarrollo de las dunas estaría favorecido por condiciones ambientales de mayor aridez relativa en la estepa fueguina, interrumpidas por períodos más húmedos vinculados con el desarrollo incipiente de suelos y vegetación (Coronato et al., 2017).

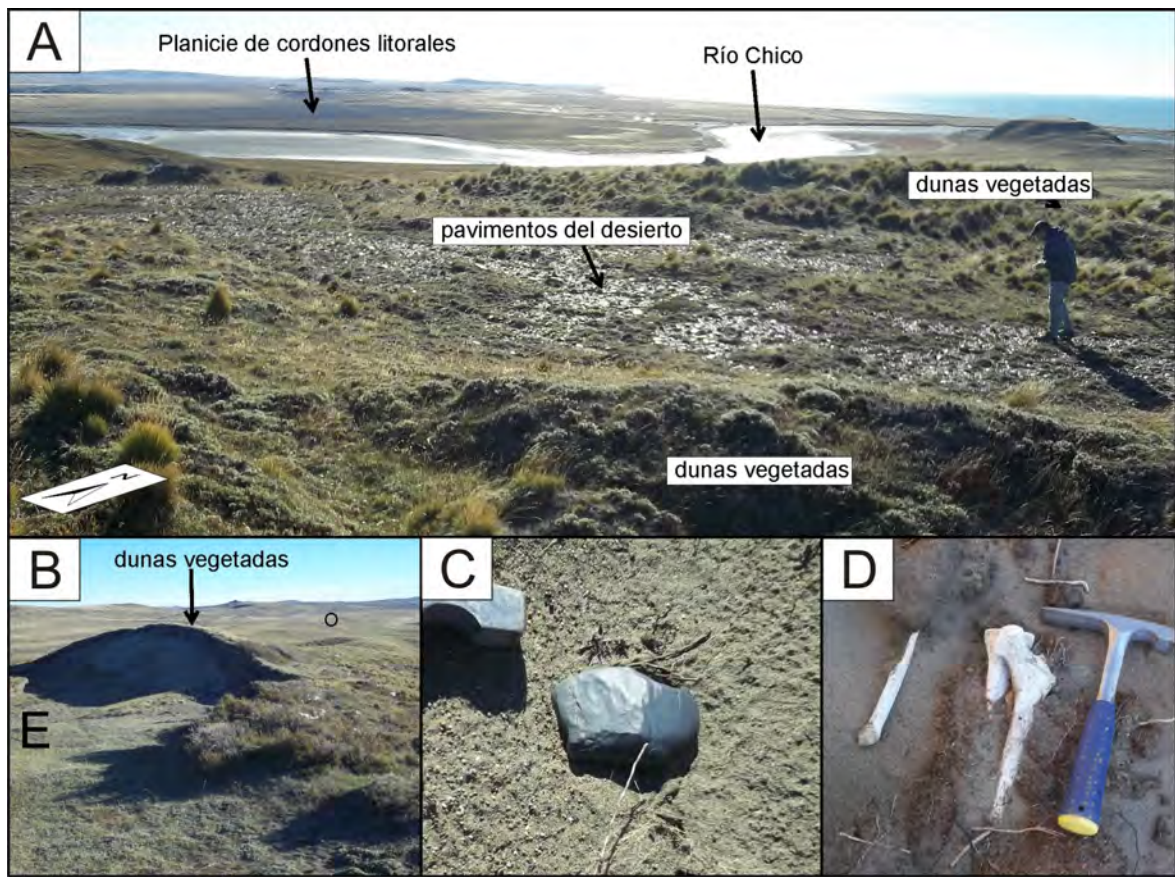


Figura 1. A) Distribución de dunas perpendiculares a la dirección del viento predominante y separadas por sectores con evidencias de erosión eólica. B) Duna vegetada de 2 m de altura con morfología de cresta orientada longitudinalmente de oeste a este. C) Ventifacto. D) Restos óseos detectados en las dunas.

Bibliografía:

- Coronato, A., Salemme, M., Oría, J., Mari, F., López, R. 2017. Dunas “perched” en la estepa fueguina: reservorio de información arqueológica y ambiental del Holoceno. *Actas, XX Congreso Geológico Argentino* 32-34. San Miguel de Tucumán.
- Montes, A. 2015. Morfología y evolución de los depósitos litorales del Holoceno en la zona de desembocadura del Río Chico, Tierra del Fuego. Tesis doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco.
- Montes, A., Rodríguez, S., San Martín, C., Allard, J. 2015. Migración de campos de dunas en cañadones costeros de Patagonia. *Geomorfología e implicaciones paleoclimáticas. Revista de la Sociedad Geológica de España* 28 (2): 65–76.
- Pye, K. 1982. Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, Cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland. *Geografiska Annaler*, A64: 212-227.
- Villarreal, M.L., Coronato, A., 2017. Characteristics and nature of pans in the semiarid temperate-cold steppe of Tierra del Fuego. En: Rabassa, J. (Ed.), *Geomorphology and Quaternary of Argentina. Springer Book Series*, pp. 203–224.



GEOMORFOLOGÍA DEL ARROYO LOS HORNOS Y SU VINCULACIÓN CON REGISTROS ARQUEOLÓGICOS. PIEDEMONTE ORIENTAL SIERRA DE LAS QUIJADAS. SAN LUIS. ARGENTINA

Guillermo OJEDA^{1@}, David CANDIA HAZLUPCK¹, Jorge Orlando CHIESA¹, Guillermo HEIDER^{1,2}, Avto GOGICHAISHVILI³
y Catriel GRECO^{1,2}

⁽¹⁾Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis

⁽²⁾CONICET-CCT San Luis

⁽³⁾Universidad Nacional Autónoma de México

^(@)wojedae@gmail.com

Palabras clave: geomorfología, arqueología, paleoambiente

El arroyo Los Hornos integra los sistemas fluviales efímeros que drenan el piedemonte oriental de la Sierra de Las Quijadas, en el noroeste de la provincia de San Luis. Su curso sigue la pendiente regional hacia el ENE (1-1,3%) en busca de su nivel de base en el bolsón de Pampa de las Salinas (Fig. 1). El clima del sector es árido a semiárido (SMN, 2018), lo cual dificulta la formación de cuerpos de agua permanentes.

Durante investigaciones geomorfológicas recientes en el área se reconocieron evidencias arqueológicas consistentes en estructuras de combustión/hornillos, restos líticos y cerámicos, asociados a antiguas planicies aluviales del arroyo Los Hornos, en el presente inactivas y bajo procesos de erosión por carcavamiento. Estos hallazgos motivaron la realización de nuevas campañas con el objetivo de tratar de establecer el periodo ocupacional y las formas de uso del espacio por parte de los pueblos originarios en una región donde el agua se constituye como un recurso crítico en la toma de decisiones. En este trabajo se dan a conocer los resultados preliminares alcanzados mediante dichos estudios.

La geomorfología del arroyo Los Hornos fue descrita por Candia Halupczok (2015) como un "Canal Efímero Discontinuo" (Bull, 1997). Este tipo de cursos, a diferencia de los arroyos, se caracterizan por presentar canales discontinuos intercalados por depósitos de abanicos de canal. Otros rasgos particulares son la pequeña cuenca de alimentación (19,5 km²), que nace en el piedemonte oriental de la Sierra de las Quijadas, con divisorias de aguas asociadas a lomadas residuales, producto de la erosión de antiguos niveles de pedimentos. Su colector principal es rectilíneo y recorre unos 14 km en dirección OSO-ENE hasta su desembocadura en un depósito de explayamiento con forma de abanico, luego continua hasta conectarse con el colector principal de la cuenca en la cañada de Vilance.

Los sedimentos de la antigua llanura de inundación del arroyo conforman niveles de terrazas erosionadas por efecto de acaravamiento. Estos depósitos se extienden entre 100 y 350 m ocupando el ancho del paleovalle, limitadas entre laderas de 6 a 10 m de alto, constituidas por areniscas rojizas pedimentadas referidas al cenozoico. Sedimentológicamente los depósitos comprenden en la base arenas y gravas finas fluviales, cubiertas por limolitas arcillosas friables, con delgados lentes de arenas finas que corresponderían al Pleistoceno tardío- Holoceno medio. Sobre esta sucesión se desarrollan depósitos limosos y arcillosos, con evidencias pedogenéticas y portadoras de los restos arqueológicos; el techo de la sucesión lo constituyen arenas gravosas y limos arenosos de alta continuidad zonal y reducido espesor.

Los restos arqueológicos fueron caracterizados en la primera mitad del siglo XX como perteneciente a los pueblos "Olongastas" o "Culturas Riojanas", destacándose a los "Hornillos o Tinajas" de tierra cocida como principal elemento del registro arqueológico (Viganti, 1938; Heider *et al.*, 2018).

El análisis geomorfológico de la cuenca muestra que los típicos rasgos de un sistema discontinuo como el descrito por Bull (1997) están vinculados al pequeño tamaño de la cuenca colectora, a la escasa pendiente general próxima al 1%, y a un régimen de lluvias torrencial y de ocurrencia mayormente estival. La presencia de un substrato impermeable a pocos metros de profundidad o subaflorente asociado a las sedimentitas finas referidas al neógeno (Fm. las Mulitas?) y condiciones paleoclimáticas de mayor humedad como lo indican las características del paleosuelo antes mencionado, habrían permitido el desarrollo de pozos y/o pequeñas lagunas, con dimensiones y permanencia mayores que en la actualidad y que habrían favorecieron el asentamiento de los grupos humanos constructores de los hornillos. En la parte alta de la cuenca puede actualmente comprobarse parcialmente la presencia de humedales asociados a depósitos de abanicos de canal, muy vegetados actualmente, e incluso la presencia de una represa artificial construida recientemente en el sitio en base a la facilidad del cierre para el embalse del agua.

La relación entre los hornillos y el paleosuelo permite establecer que la ocupación ocurrió



durante su desarrollo. El carcavamiento del antiguo valle del arroyo Los Hornos se asocia preliminarmente al empobrecimiento climático posterior (Pequeña Edad del Hielo?) y, probablemente, en relación a la modificación ambiental asociada a los asentamientos humanos como factor de transformación a partir de la deforestación de pequeñas parcelas sobre el cauce para actividades agrícolas de baja escala.

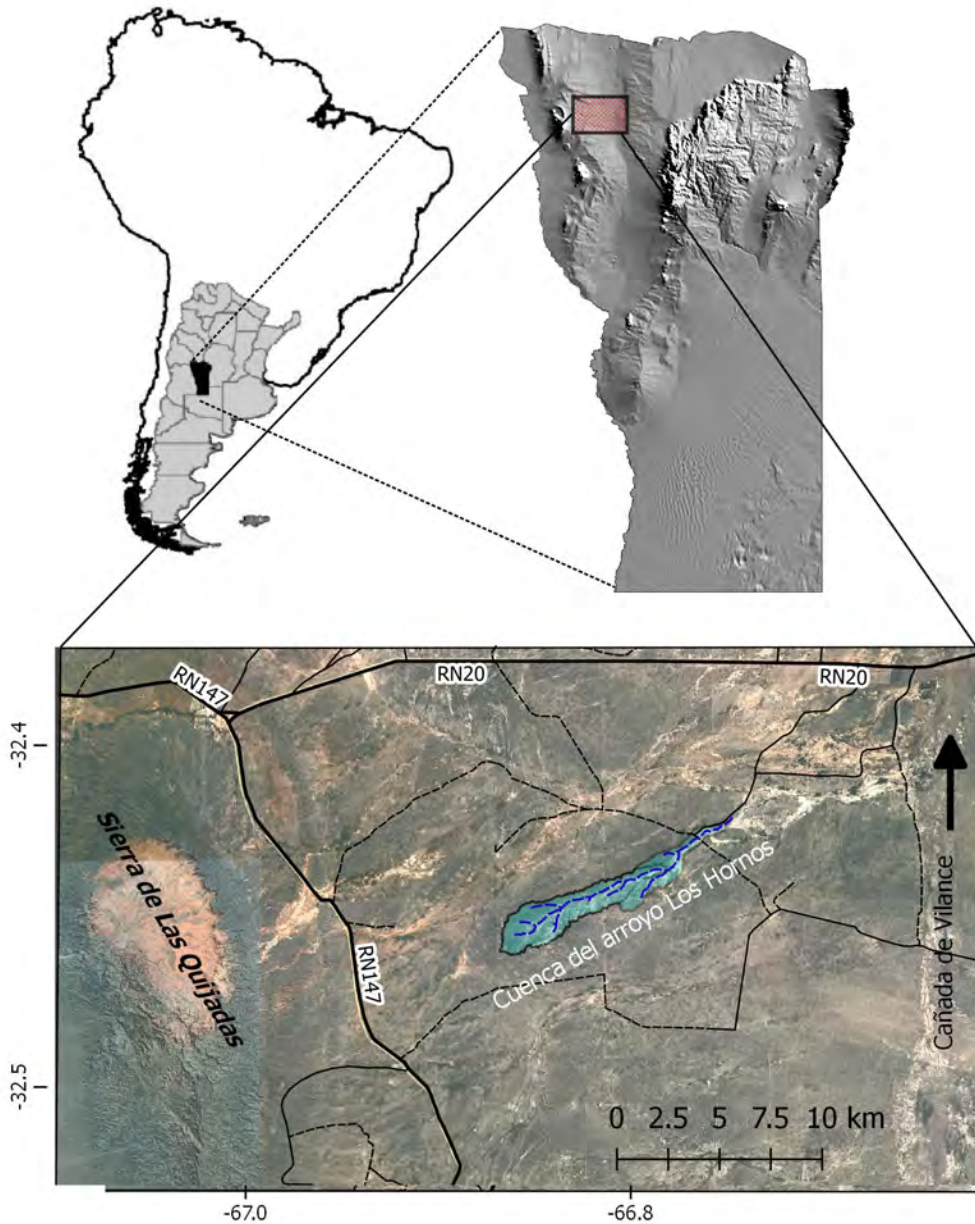


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio

Bibliografía:

Bull, W.B. 1997. Discontinuous ephemeral streams. *Geomorphology* 19: 227-276.



- Candia Halupczok, D. 2015. Geomorfología del piedemonte nororiental de la Sierra de Las Quijadas. San Luis. Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inérita), 100 p., San Luis.
- Heider G., A. Gogichaishvili, C. Greco, C. Gogorza, A. Irurzun, G. Ojeda y J. Chiesa. Estudios geoarqueológicos en el sector semi-árido occidental de la provincia de San Luis. VII Congreso Nacional de Arqueometría. San Miguel de Tucumán, Tucumán. Resumen publicado pp. 336-337.
- Servicio Meteorológico Nacional, 2018. Caracterización estadística de largo plazo. <https://www.smn.gob.ar/caracterizaci%C3%B3n-estad%C3%ADsticas-de-largo-plazo>
- Vignati, M. (1938). El “horno de tierra” y el significado de las “tinajas” de las provincias del occidente argentino. *Physis*, 9, 241–253



LA EVOLUCIÓN DEL PALEOLAGO COMO MARCO DE REFERENCIA PARA EVALUAR LA CRONOLOGÍA DEL USO INTENSIVO DE PECES POR CAZADORES RECOLECTORES EN EL BAJO DE SARMIENTO (CHUBUT)

Julián Eduardo MORENO^{1,2@}, Santiago PERALTA GONZÁLEZ^{1,2}, Ariadna SVOBODA¹ y Hugo PÉREZ RUIZ²

(1) IDEAus CONICET

(2) Facultad de Ciencias Humanas y Ciencias Sociales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

(@)julianemoreno@yahoo.com

Palabras clave: cazadores recolectores, paleolago Sarmiento, pesca

Las investigaciones arqueológicas en el bajo de Sarmiento (centro-sur de la provincia del Chubut, 45°30' S y 69°01' O) dan cuenta de un uso intensivo y sistemático del entorno fluvial del lago Colhué Huapi por parte de cazadores-recolectores, el cual estuvo centrado a la explotación de peces (Svoboda y Moreno 2018, Moreno *et al.* 2016). Las principales evidencias que lo sustentan son, por un lado, el predominio absoluto de restos de peces en los contextos excavados y, por el otro, la existencia de una tecnología específica orientada a la captura de peces, inferida a partir de la alta frecuencia de pesos líticos. Estos últimos son interpretados como los componentes perdurables de redes para la pesca. A partir del estudio de sitios arqueológicos se pudo consignar el uso intensivo de los peces hacia el Holoceno tardío final; no obstante, la actividad pesquera podría remitirse a momentos previos, tal como lo sugieren los pesos líticos hallados en el sitio PS7, ya que este sitio por estar ubicado a nueve kilómetros al sur del lago Colhué Huapi y sobre una paleoplaya es potencialmente antiguo (Reyes y Svoboda 2016). En este sentido, el objetivo de este trabajo es evaluar si este fenómeno es asignable exclusivamente al Holoceno tardío final o si se extiende a momentos anteriores considerando que el bajo estuvo ocupado desde hace al menos 5000 años AP.

Trabajos anteriores permitieron construir un modelo de evolución del paleolago Sarmiento (González Díaz y Di Tommaso 2014), el cual ocupó la mayor parte del bajo. De acuerdo al modelo, el paleolago se hallaría a unos 30 metros sobre el nivel del lago Musters hace unos 5000 años AP, descendiendo hasta los 10 metros en el 2000 AP. Luego del 1600 AP quedaría expuesto gran parte del fondo del valle y el paleolago daría lugar a los actuales lagos Musters y Colhué Huapi (Moreno *et al.* 2016). Utilizando esta información como aproximación a la cronología y la presencia de pesos líticos como aproximación a la actividad de pesca, se realizó un estudio distribucional en la localidad de La Campanita (LC), en el sureste del lago Colhué Huapi. Fue dividida en tres sectores: 1) LC Alto, por encima de los 30 metros disponible para la ocupación en el Holoceno medio; 2) LC Medio, entre los 30 y 10 metros, correspondiente al final de Holoceno medio y Holoceno tardío inicial; y, 3) LC Bajo, por debajo de los 10 metros, utilizable a partir del Holoceno tardío final. Se realizó un registro estandarizado, utilizando dos metodologías complementarias: una transecta (T1) de 13 km de longitud en sentido Este-Oeste y prospecciones dirigidas en los sectores de médanos erosionados. También se tomaron muestras de fogones a fin de realizar dataciones y análisis zooarqueológicos.

En la transecta T1 se registró un sitio en LC Alto, uno en LC Medio y cuatro en LC Bajo. Se relevaron 53 pesos líticos, todos provenientes de LC Bajo. Por su parte, las prospecciones en médanos erosionados dieron por resultado 15 sitios en LC Alto, 11 en LC Medio y 10 en LC Bajo. En este último sector se hallaron 46 pesos líticos, uno en LC Medio y ninguno en LC Alto. Finalmente, solo se hallaron contextos arqueológicos con restos óseos de peces en sitios de LC Bajo.

Se discuten estos resultados en relación a la superficie prospectada, los problemas de visibilidad y tamaño de las muestras en cada sector concluyendo que ninguno de estos factores puede explicar la distribución de los pesos líticos. Asimismo, se discute la asignación cronológica en base a los resultados de las dataciones en otras localidades del bajo que indican que la mayoría de los sitios hallados por encima de los 10 metros son anteriores al 1500 AP a lo que se suma la datación *ca.* 4000 años AP del sitio LC Alto 1, ubicado en los médanos erosionados y por encima de los 30 metros. Es de aclarar que la mayoría de las muestras de carbón tomadas en la localidad resultaron insuficientes y las restantes están siendo procesadas. La abundancia de cerámica (que en Patagonia central es posterior al 1500 AP) en LC Bajo y su ausencia total en los otros dos sectores también avala esta asignación temporal.

A modo de conclusión, los resultados confirman que el uso intensivo y sistemático de los peces en el lago Colhué Huapi fue una estrategia de subsistencia asignable al Holoceno tardío final. Esto supondría un cambio abrupto en las pautas de subsistencia de la sociedad de cazadores recolectores.



Bibliografía:

- González Díaz E. F. y Di Tommaso. 2014. Paleogeofomas lacustres en los lagos Musters y Colhué Huapí, su relación genética con un paleolago Sarmiento previo, centro sur del Chubut. *Revista de la Asociación geológica Argentina* 71 (3) 416-426.
- Moreno, E. J., H. Pérez Ruiz, y F. Ramírez Rozzi. 2016. Esquema cronológico y evolución del paisaje en el bajo de Sarmiento (Chubut). F. Mena (Ed.), *De mar a mar*, pp. 477-485.
- Moreno, E. J., H. Pérez Ruiz, F. Ramírez Rozzi, M. Reyes, A. Svoboda, S. Peralta González y M. Herrera Santana. 2015. Primeros resultados de los trabajos arqueológicos en el lago Colhué Huapí (Chubut). *Cuadernos del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano* 24 (2): 133-137.
- Svoboda, A. y Moreno E. J. 2017. Peces y coipos: zooarqueología del sitio Valle Hermoso 4 (lago Colhué Huapí, Chubut). *Revista del Museo de Antropología* 11 (1): XX-XX.PP 81-94.
- Reyes, M. R., A. Svoboda. 2016. Un acercamiento a las artes de pesca a partir del análisis de los pesos líticos en el área de los lagos Musters y Colhué Huapí (provincia de Chubut). F. Mena (Ed.), *De mar a mar*, pp. 496-509.



LAGUNAS ESTACIONALES COMO FUENTE SECUNDARIA DE MATERIAS PRIMAS LÍTICAS. NORTE DE TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA

Jimena ORÍA^{1@}, Mónica SALEMME¹, Andrea María Josefa CORONATO^{1,2}, Alejandro MONTES^{1,2,3} y María Valeria BÁRTOLI

⁽¹⁾CADIC-CONICET

⁽²⁾ICPA-Universidad Nacional de Tierra del Fuego

⁽³⁾Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

(@)jimenaoria@hotmail.com

Palabras clave: lagunas estacionales, estepa fueguina, canteras secundarias

El norte de Tierra del Fuego tiene un paisaje de serranías, planicies, lomadas y depresiones que albergan lagunas estacionales (Fig. 1A). Es un ambiente de estepa herbácea y arbustiva con alta cobertura vegetal y escasa visibilidad arqueológica. La periferia de las lagunas fueron espacios atractivos para la ocupación humana durante el Holoceno. Si bien la condición salobre del agua no permite considerarlas como recurso para consumo, los grupos de cazadores-recolectores exploraban estos espacios para la captura de guanacos y aves y para abastecimiento de rocas.

Las cuencas lagunares tienen un rol central en la estructura del registro arqueológico. Hasta el momento, los estudios estuvieron enfocados en conocer los procesos de formación del registro en la periferia de las lagunas e identificar los rasgos que pudieron funcionar como atractores para la ocupación humana en el pasado. En este trabajo proponemos la relevancia de los fondos lagunares expuestos por desecación como fuente secundaria de materias primas líticas.

En períodos climáticos húmedos las lagunas contienen agua proveniente de las precipitaciones, de la escorrentía superficial y del aporte freático. En períodos climáticos secos sufren desecamiento dejando al descubierto sus fondos limo-arcillosos y salobres. Debido a este comportamiento fluctuante, estas cuencas lacustres originadas por deflación en fondos de valles y paleocauces se definen como *pans* (Villarreal y Coronato 2017).

Un recurso fundamental en la subsistencia de grupos cazadores-recolectores es la materia prima lítica. Si bien el sustrato predominante en la región está conformado por sedimentitas marinas, existen numerosos afloramientos de estratos gravosos de origen principalmente glacifluvial que constituyeron la principal fuente de abastecimiento. Los *pans* también funcionaron como fuentes secundarias de materia prima lítica al exponer depósitos de rodados agrupados en determinados sectores (Fig. 1B, 1C).

Se presenta aquí un estudio distribucional de estos agrupamientos de rodados en las lagunas Amalia (53° 35'17" S - 68° 26'53" O) y Arturo (53° 43'38" S - 68° 19'11" O) y las evidencias de aprovechamiento de los mismos, tales como núcleos y lascas primarias. El sitio arqueológico Arturo 4 (Oría et al. 2017) es uno de estos agrupamientos; allí se excavaron dos cuadrículas (Fig. 1D) de 1 m² cada una; la presencia de rodados alcanza una profundidad aproximada de 40 cm. Se colectó la totalidad de material, con o sin evidencias de uso. Luego, con el objetivo de lograr una caracterización del depósito, se evaluaron la frecuencia de artefactos arqueológicos y las relaciones tamaño-profundidad y peso-profundidad de estos.

Los agrupamientos de rodados de mayor tamaño fueron utilizados por los grupos de cazadores-recolectores como fuente de materia prima para la talla. Sus litologías coinciden con la de los artefactos recuperados en los sitios arqueológicos de las periferias lagunares. Estos agrupamientos se encuentran en sectores próximos a las costas o asociados a paleocauces en el interior de los *pans* (Fig. 1E). Se plantea la posibilidad de discriminar entre conjuntos de artefactos movilizados por deriva litoral en el caso de sectores costeros, o artefactos *in situ* en espacios asociados a paleocauces. En aquellos agrupamientos generados por deriva litoral, los núcleos y lascas provendrían de un *locus* distinto donde tuvo lugar la acción de talla. Conocer la dinámica de los rodados en el cuerpo de agua e identificar su patrón de ordenamiento propiciará herramientas para interpretar estos casos.

En cualquiera de estas dos situaciones, ya sean canteras *in situ* o contextos re-depositados, se propone que los *pans* son geoformas que resultaron atractivas por la oferta de agrupamientos de rodados con una densidad y concentración remarcable en el paisaje de la estepa fueguina.

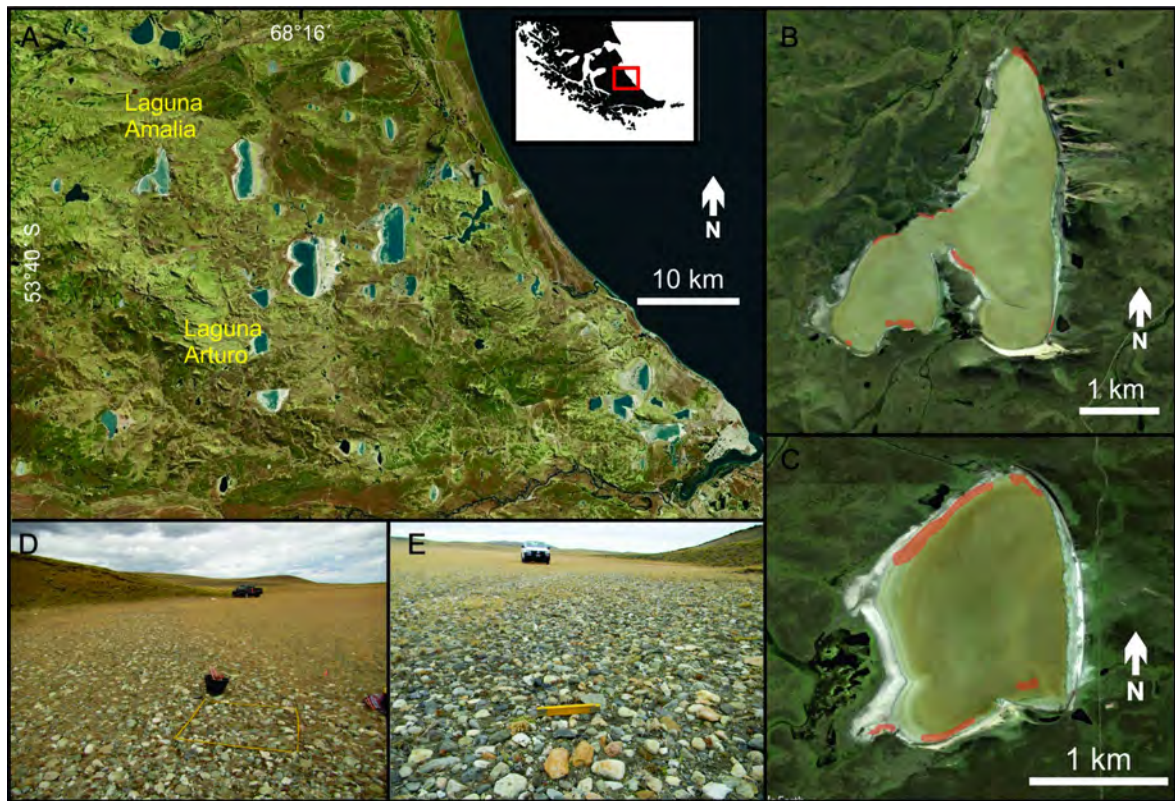


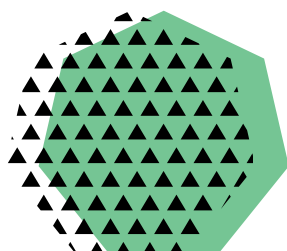
Figura 1. A) área de estudio con ubicación de los dos casos presentados, B) laguna Amalia indicando los sectores con agrupamiento de rodados en color rojo, C) ídem en laguna Arturo, D) cuadrícula planteada en el sitio Arturo 4, E) agrupamiento de rodados en el fondo seco de la laguna Amalia.

Bibliografía:

- Oría, J., Bártoli, M. V., Fernández, M. y Salemme, M. 2017. Fuentes secundarias intermitentes. El uso de materias primas líticas y del espacio en Laguna Arturo, Tierra del Fuego. X Jornadas de Arqueología de la Patagonia, Libro de resúmenes: 115, Puerto Madryn.
- Villarreal, M. L. y Coronato, A. 2017. Characteristics and nature of pans in the semiarid temperate-cold steppe of Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.) *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina*, Springer Verlag: 203-224, The Netherlands.

Sesión 4

Patrimonio Natural



Coordinadores:

Jorge Rabassa (CADIC, UNTF)

Marcelo Zárate (INCITAP)



CAAPUCÚ: UNA CIUDAD CONSTRUIDA SOBRE UN CAMPO DE NÚCLEOS DE ROCA (CORESTONES) EN EL PARAGUAY ORIENTAL

Christian Fernando COLMAN^{1@}, Yennifer SARUBBI JACKS², Ricardo SOUBERLIC¹, Derlis VERA², Yamila Raquel BOGARIN GALARZA², Néstor SALINAS¹, Oscar Alfredo MARTINEZ³ y Jorge RABASSA⁴

⁽¹⁾Laboratorio de Paleontología. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de Asunción

⁽²⁾Proyecto Paisajes Gondwánicos del Paraguay Oriental. Departamento de Geología. FACEN - CONACYT

⁽³⁾FCNyCS - UNPSJB - Esquel

⁽⁴⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas

^(@)achigeo09@gmail.com

Palabras clave: paisajes gondwánicos, geomorfología de regiones cratónicas, meteorización química profunda

Caapucú es una ciudad de 15.937 habitantes (2017), ubicada en el Paraguay Oriental, que se halla emplazada sobre un campo de núcleos de roca o *corestones* de gran extensión, constituyendo uno de los pocos ejemplos geomorfológicos urbanos de este tipo. El sustrato sobre el cual se han desarrollado los *corestones* se corresponde con el Complejo Río Tebicuary y la Suite Magmática Caapucú de edad precámbrica (Delío et al. 1996 y Cubas et al. 1998). En el presente resumen se presentan los resultados de las primeras observaciones realizadas en el sitio, las cuales se enmarcan en el Proyecto "Paisajes Gondwánicos del Paraguay Oriental", PINV 15 766.

Se realizaron observaciones geológicas y geomorfológicas de detalle que consistieron en identificar los bloques, medirlos, determinar sus formas, el grado de enterramiento, las litologías involucradas y el grado de alteración de la roca. La ejecución de estas tareas debió sortear las limitaciones propias de trabajar en un área absolutamente urbanizada. Se elaboró, además, la cartografía correspondiente, a una escala adecuada a las dimensiones del sector estudiado (aprox. 5.500 km²).

Los estudios realizados permitieron confirmar la presencia de un mínimo de 37 bloques aislados y otros 25 que se distribuyen en diferentes grupos que conforman *tors*. Los bloques son característicamente redondeados a subredondeados y sus diámetros varían entre 1 m y 13 m. La composición es, sin excepción, granítica, del tipo "Barrerito", que corresponden a granitos rosados de granos gruesos a medios, de textura fanerítica en partes porfirítica, con cristales de feldespato potásico rosa subhedrales, plagioclasas blancas euhedrales oportunamente zonados y cuarzo anhedral, se observan también minerales ferromagnesianos en menor proporción, (biotita y hornblenda) en ocasiones alterados. Son frecuentes los diques de aplitas, pegmatitas, riolitas, microgranitos y vetas de cuarzo.

El gran tamaño de los bloques no permite aceptar que su buen grado de redondeamiento se deba a procesos de transporte y erosión. Se interpreta que este característico rasgo superficial se debe a meteorización química profunda, probablemente bajo condiciones ambientales más cálidas y húmedas que las actuales y que estos afloramientos de granito representan un antiguo frente de meteorización. El paisaje actual, sobre el cual se ha fundado la ciudad de Caapucú, sería el producto, entonces, de alteración química y profunda de la roca, quizás durante el Mesozoico, y su posterior exhumación, durante el terciario, lo que habría favorecido la movilización de la cubierta meteorizada (seguramente hacia la Cuenca Chaco-Paranaense) y la exposición de la roca fresca inalterada. Para un mayor detalle sobre estos procesos geológicos en Sudamérica véase Rabassa y Ollier (2014) y los trabajos allí citados.

Debido a que los bloques graníticos estudiados no pueden ser removidos, las diferentes obras civiles que conforman la urbanización de Caapucú han debido adaptarse a esta limitante natural. Esto le confiere a la ciudad un interés que excede lo geológico y que se relaciona con aspectos urbanísticos, arquitectónicos y sociológicos.

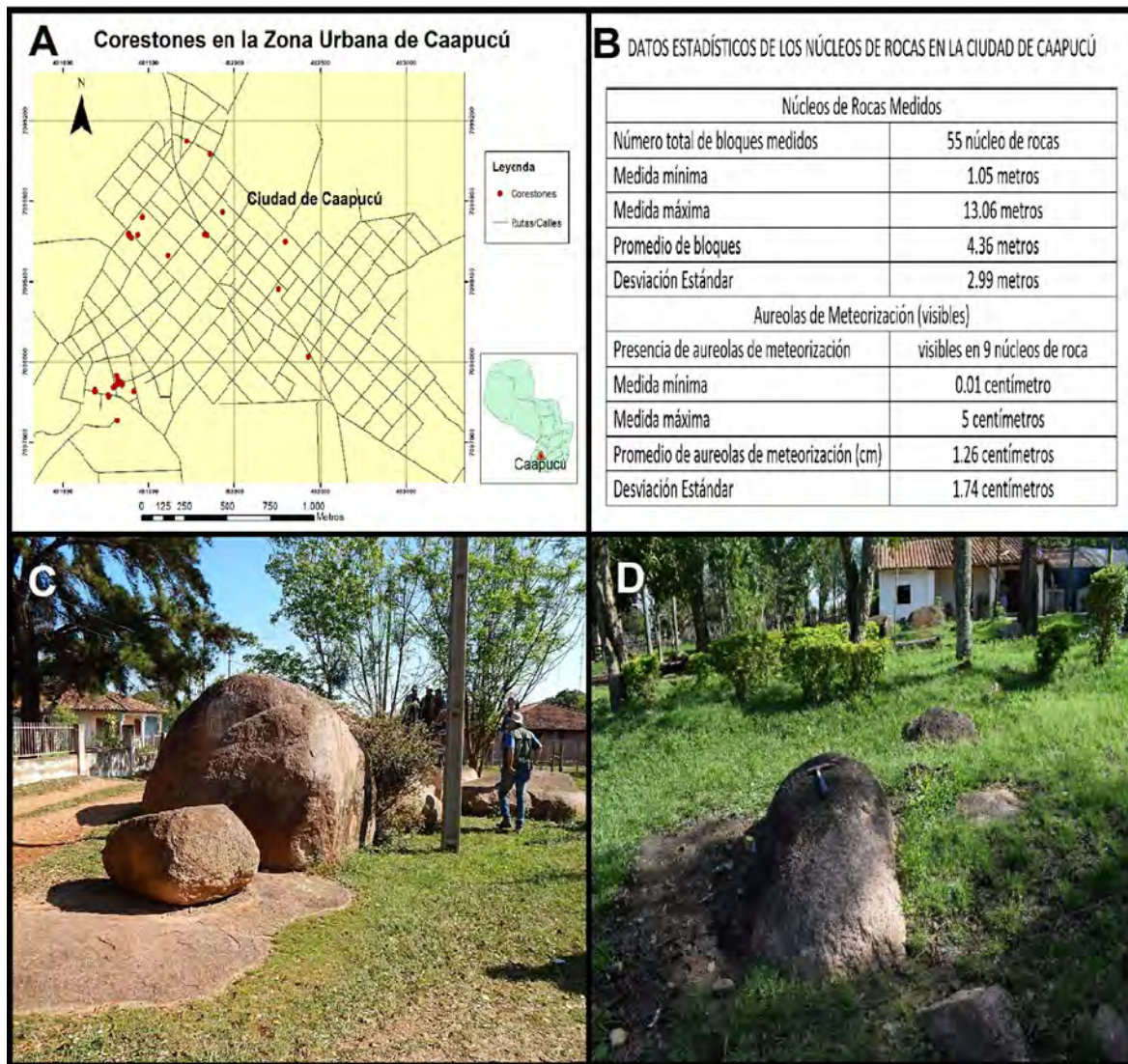


Figura 1. A) Trama urbana de la ciudad de Caapucú y la ubicación de los núcleos de roca identificados en el presente trabajo. B) Datos obtenidos a partir de las mediciones realizadas a los núcleos de roca. C) Fotografía de corestones reposando sobre un frente de meteorización, conformando un pequeño paseo central. D) Fotografía de un corestone en un propiedad del área urbana de Caapucú.

Bibliografía:

- Cubas, N. Garcete, A. y Meinhold, K., 1998. Mapa geológico de la República del Paraguay. Escala 1:100.000. Hoja Villa Florida, 5468. Dirección de Recursos Minerales (MOPC). Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales, 74 p. Asunción.
- Delio, D., 1996. Síntese da geologia do Paraguai oriental, com ênfase para o magmatismo alcalino associado. Tesis de Maestría, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 163 p. São Paulo. Brasil.
- Rabassa, J. y Ollier, C., eds., 2014. Gondwana Landscapes in southern South America. Earth System Science book Series, Springer Verlag, 545 p.



CARACTERIZACIÓN PAISAJÍSTICA EN VALLES DE TUCUMÁN, SALTA Y CATAMARCA, ARGENTINA

Liliana del Valle NEDER^{1@}, Graciela Fátima SÁNCHEZ¹, Rosana del Valle RIOS¹ y Mayra Alexia VARELA ITUARTE²

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Naturales e Inst. Miguel Lillo

⁽²⁾CONICET

^(@)liliana.neder@yahoo.com.ar

Palabras clave: paisajes, Valles Calchaquíes, Tucumán

Los valles intermontanos de las provincias de Tucumán, Salta y Catamarca, Argentina (Santa María y Tafí), manifiestan una morfología con un fuerte control estructural, que define la orientación meridional. En estos valles, la historia geológica ha impreso una multiplicidad de geofomas resultantes en los diferentes sustratos litológicos, que fueron afectados por agentes endógenos (tectónica) y exógenos (climáticos), resultando rasgos paisajísticos característicos en cada valle. En este trabajo el objetivo fue valorar el paisaje de los valles intermontanos, desde una perspectiva geológica – paisajística, con un enfoque objetivo donde se cuantifican según criterio experto, distintos atributos, poniendo énfasis en la calidad y fragilidad visual. El paisaje es considerado un componente cultural de un territorio con la totalidad de factores naturales y antropogénicos, siendo el más complejo y morfológicamente más extendido bien cultural, dado que contiene y comunica mensajes y valores con los cuales todos pueden identificarse.

El valle de Santa María es elongado (120 km longitud y 20 km ancho), abarcando parte de las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca. Está limitado al oeste por la sierra de Quilmes y al este por Cumbres Calchaquíes/Aconquija. Presenta características climáticas áridas-semiáridas, con diferencias litológicas y altitudinales importantes, donde residen pobladores con raíces culturales ancestrales, propiedades de segunda residencia y una gran afluencia turística. El fondo de valle presenta una alta fragilidad ambiental y una fuerte presión antrópica con degradación constante de sus cualidades paisajísticas, por las actividades rurales que modifican el paisaje, favorecidas por la traza de la ruta nacional 40 que facilita la accesibilidad. El valle Tafí de morfología aproximadamente triangular en planta, está limitado por las Cumbres Calchaquíes, Aconquija y Ñuñorco, con clima semiárido a subhúmedo y relieve modelado por tectónica y paleoclimas. La herencia cultural se manifiesta en sitios arqueológicos como huella de poblaciones ancestrales. Estas características geológicas/geomorfológicas forman un conjunto equilibrado de morfologías que determinan un alto valor patrimonial natural y cultural. Esto se traduce en una creciente demanda inmobiliaria y turística para los tucumanos y visitantes, basadas principalmente en la belleza del paisaje circundante.

En la caracterización de los paisajes se pueden aplicar dos enfoques distintos: uno objetivo, basado en los valores intrínsecos de sus atributos físicos, y otro subjetivo, determinado por la percepción de los observadores. En la Calidad Visual se analizan: morfología, actividades antrópicas, vegetación, variabilidad cromática, rasgos visuales y fondo escénico. A cada componente se le da un valor (de 1 a 3) según las características establecidas por el método, y posteriormente se suman y promedian en el número de componentes.

La Fragilidad del paisaje es la aptitud de un territorio para admitir cambios sin que afecte su carácter o sus aspectos visuales, está muy relacionada con la visibilidad. Se determina analizando los componentes de: pendiente; densidad vegetal; altura de la vegetación; tamaño de la cuenca visual; forma de la cuenca visual; compacidad de la cuenca visual; valor tradicional y accesibilidad. Posteriormente el procedimiento es similar al de la calidad visual. La ponderación y clasificación final de la calidad visual, se realiza en ALTA (3 - 2,4), MEDIA (2,3 - 1,7) y BAJA (1,6 - 1,1). Según el valor promedio para la calidad y fragilidad visual de los valles de Tafí y Santa María, se obtuvo una Alta calidad visual.



CAVERNAS EN LITOLOGÍA GRANÍTICA: EL RÍO SUBTERRÁNEO “LA BESTIA”, PROVINCIA DE CÓRDOBA, ARGENTINA

Eduardo GARCÍA ARÁOZ^{1,2@}, Nicolás MADELÓN³, Micaela PLEITAVINO² y Marcela CIOCCALE²

⁽¹⁾CONICET

⁽²⁾Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba

⁽³⁾Geólogo Consultor

^(@)garciaaraoze@hotmail.com

Palabras clave: río subterráneo, caverna, Batolito de Achala

En la región serrana de la provincia de Córdoba existen numerosos cursos de agua que, en algunos tramos, se infiltran entre las rocas convirtiéndose en verdaderos “ríos subterráneos”. Estos sitios corresponden a un tipo particular de cavernas que se desarrollan principalmente en los afloramientos de litología granítica. Además de despertar el interés de centenares de turistas que los visitan cada año por su imponente belleza, estos ambientes revisten un gran valor científico ya que constituyen hábitats de características únicas dentro de su entorno. Su ubicación, al igual que la de otros accidentes geográficos, no es aleatoria, sino por el contrario, está estructurada por procesos geológicos y geomorfológicos a lo largo del tiempo, que responden a la historia evolutiva del macizo rocoso (García Aráoz et al., 2018).

El río subterráneo “La Bestia”, ubicado al pie del escarpe de Los Gigantes, es actualmente el mayor exponente de estas geoformas en la provincia de Córdoba, con un recorrido aproximado de 200 m longitudinales y 30 m de desnivel total. Es una cavidad formada bajo grandes bloques graníticos diferencialmente basculados que “techan” una quebrada de paredes sub-verticales en un sector del río El Cajón (Figura 1). El recorrido subterráneo se realiza por el lecho del río. La boca de entrada presenta dimensiones métricas y se compone de bloques tabulares (Figura 1C) formados por tres juegos de discontinuidades: 110°/90°, 30°/90°, 45°/30°. El movimiento de estos bloques ha sido predominantemente en sentido descendente, dado que sus planos principales se mantienen con sus orientaciones originales. En el interior se reconocen diferentes cámaras (Figura 1A). Desde el ingreso y hasta, aproximadamente, los 50m de recorrido, el agua discurre encauzada por pasadizos estrechos entre bloques de diversos tamaños, que han sido horadados y pulidos por el poder de la corriente. En este sector son comunes los saltos de agua que no superan el metro de altura. Este primer trayecto conecta con un cañón angosto de paredes lisas, de aproximadamente 1 m de ancho, 30 m de largo y 12 m de alto, formado entre dos planos de fractura. Este pasaje debe atravesarse a nado y comunica con una cámara interior de sección circular, de 4m de diámetro, que mantiene un nivel de agua constante entre 0,5 m y 1,5 m, dependiendo de la estación del año. El piso de esta cámara se encuentra cubierto de arena, y a partir de allí el río se torna completamente subterráneo, siendo accesible solamente con equipo de buceo. Siguiendo el cauce subacuático (espeleobuceo), la caverna continúa con otras cámaras de diferentes dimensiones y profundidades, hasta arribar a una cámara final con techo abierto que se puede utilizar como salida o ingreso en rappel de unos 10 a 12 m, aproximadamente. Se ha podido observar que en temporadas de crecidas esta última cámara, oficia de aliviadero colmándose impetuosamente. Esta caverna está ubicada en una quebrada de sección asimétrica, con flanco norte abrupto (con pendientes promedio mayores a 50°) y flanco sur tendido (con pendientes promedio menores a 30°). En la imagen satelital (Figura 1.B) se reconocen dos cicatrices curvas sobre el flanco septentrional y bloques dispersos de diversos tamaños sobre el cauce del río (Figuras 1.D), que evidencian procesos de remoción en masa. De esta manera, se ha interpretado su origen a partir de un proceso de deslizamientos de rocas que sepultó un tramo del cauce del río formando el techo de la cavidad. Posteriormente, sobre el mismo se desarrolla la cubierta edáfica y se instala la vegetación que eventualmente podría disparar procesos disolutivos (Elortegui Palacios, 2011).

Como corolario de este trabajo, se pretende alentar la investigación de estas geoformas particulares para que sean consideradas como parte fundamental del Patrimonio Geológico y de nuestra herencia natural. Es sólo a partir del conocimiento, que pueden llevarse a cabo la correcta protección y puesta en valor de estos sitios que, sin lugar a dudas, resultan un recurso de trascendente significación y, posiblemente se constituyan en piezas claves para el desarrollo turístico del territorio, fomentando así las economías locales.

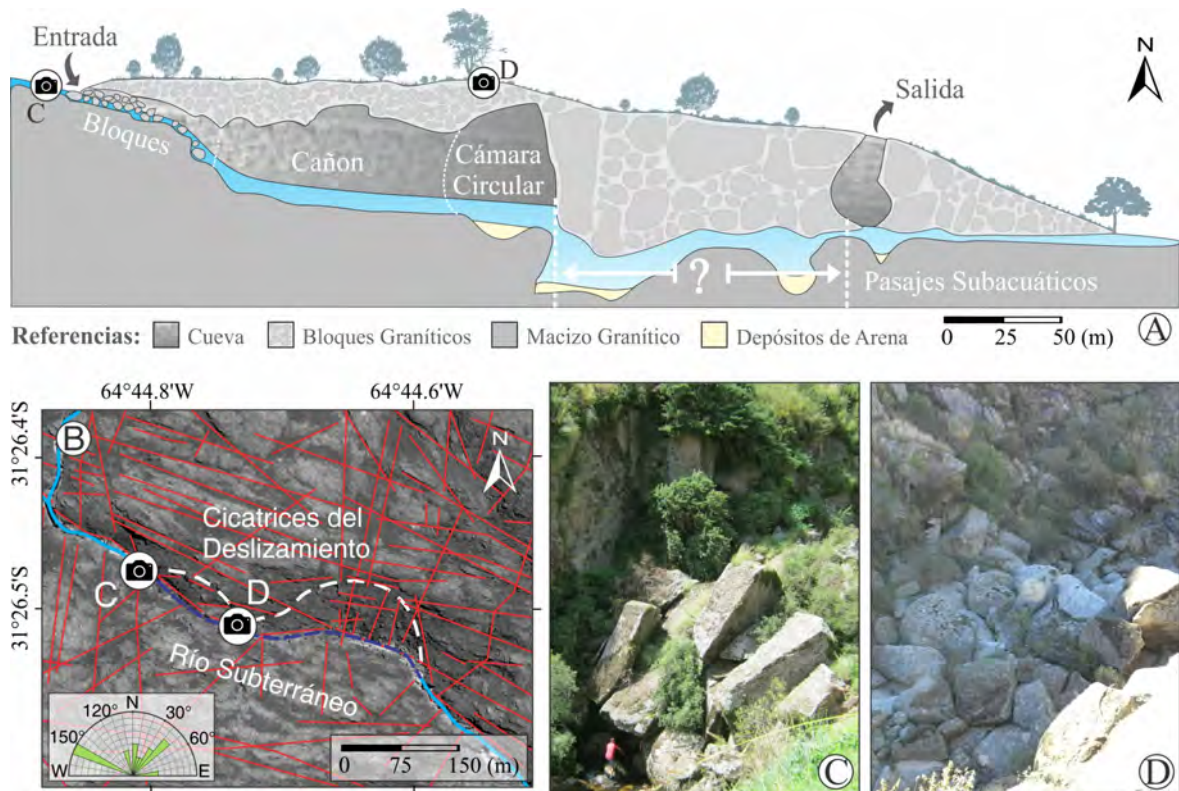


Figura 1. Río subterráneo “La Bestia”. A) Sección esquemática del río subterráneo “La Bestia”. B) Mapa de lineamientos en el entorno del río subterráneo. Se pueden observar las cicatrices circulares producidas por el deslizamiento de los bloques que originan el espacio subterráneo. C) Bloques tabulares que forman el ingreso a la caverna. D) Bloques caídos que forman el techo de la caverna.

Bibliografía:

- Elortegui Palacios, J. 2011. Clasificación geológica de las cavernas de la provincia de Córdoba. In XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Argentina: Asociación Geológica Argentina.
- García Aráoz, E., Madelón, N. y Cioccale, M. 2018. Caverna del Valle de Los Lisos: una hipótesis sobre su origen en el contexto geomorfológico de las Sierras de Córdoba, Argentina. REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS, 35(1), 18-27.



EL ROL DE LOS GEOPARQUES EN LA CONSTRUCCIÓN IDENTITARIA: UN ARGUMENTO EN FAVOR DE SU DESARROLLO EN EL CONTEXTO ARGENTINO

Lucas MISSERI^{1@} y Lucas Emmanuel MISSERI²

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Naturales y Museo

⁽²⁾Centro de Investigaciones Jurídicas y Sociales de la Facultad de Derecho - Universidad Nacional de Córdoba

^(@)lucas.misseri@hotmail.com

Palabras clave: geoparque, patrimonio geológico, identidad cultural

El patrimonio geológico incluye ciertos elementos del paisaje en que nos desenvolvemos desde nuestro nacimiento y durante la construcción de nuestra identidad individual y cultural, por eso es necesario abogar por sitios donde pueda conservarse. Sin embargo, y a pesar de la riqueza geológica de Argentina, en nuestro país escasean las áreas donde el patrimonio geológico sea motivo de protección y se presenten las condiciones estructurales y no estructurales para ello. Es por eso que en el presente trabajo se fundamenta la importancia de que existan estas áreas enmarcadas bajo el concepto de "geoparque", ya que su valor no sólo está dado por su función ecológica sino también por el impacto que puede tener en la constitución de la identidad cultural de quienes habitan el territorio.

A partir de diferentes trabajos (Jauretche, 1973; Fernández y Guirado, 2001; Aponte García, 2003, Carcavilla, 2011; Carut, 2017; entre otros) y teniendo en cuenta la experiencia del primer geoparque argentino "Pillán Mahuiza", se destaca que la repercusión del patrimonio geológico en la identidad de la comunidad deriva del rol que cumplen ciertos rasgos geológicos como parte del paisaje cotidiano, influyendo en la disponibilidad de alimentos, las costumbres, la habitabilidad, las manifestaciones artísticas, etc. Asimismo, se define cómo la creación de un geoparque puede derivar en otros procesos vinculados con el aprendizaje sobre la geología local (geoaprendizaje), la apropiación de la misma como patrimonio (patrimonialización), la convocatoria de turistas (geoturismo) y la promoción de la conservación del patrimonio geológico.

Una vez seleccionado el sitio que reúne ciertas características de interés e importancia geológica y/o patrimonial (geosito) se deben realizar actividades educativas-participativas y senderos interpretativos, buscando generar el geoaprendizaje necesario para conocer las características geológicas del lugar. Ese conocimiento colabora con la patrimonialización, la cual surge de la sinergia entre la conformación identitaria individual y nacional, estando esta última determinada por la historia de un país a la que es transversal su paisaje geológico. Ahora bien, la conformación de un geoparque es probable que convoque visitantes interesados, por lo que se desarrollaría un tipo de actividad turística: el geoturismo. Los geoturistas concurrentes, si no recorren el camino del geoaprendizaje, difícilmente colaboren con la conservación del geoparque e incluso pueden afectar la identidad de la comunidad local que se ve obligada a convivir con el afluente geoturístico.

Por lo expuesto con anterioridad, se arriba a la conclusión de que gracias a la cuaterna antes descrita (geoaprendizaje-patrimonialización-geoturismo-conservación) los geoparques no sólo son áreas conservacionistas, sino que también aportan a la construcción identitaria tanto en la esfera local como nacional.

Bibliografía:

- Aponte García, G. 2003. Paisaje e identidad cultural. Universidad Colegio Mayor de Cundinamarca. Tabula Rasa, núm. 1, enero-diciembre, 2003, pp. 153-164.
- Carcavilla, L.; Belmonte, A.; Durán, J. J.; Hilario, A. 2011. Geoturismo: concepto y perspectivas en España. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2011 (19.1). ISSN: 1132-9157, pp. 81-94.
- Carut, M.A.; Torre, F.; Moscoso, P.; Carut, C. 2017. Geoparque Pillán Mahuiza, San Martín de los Andes. XX Congreso Geológico Argentino. Tucumán. Disponible en: http://www.memoria.fahce.unlp.edu.ar/trab_eventos/ev.9418/ev.9418.pdf.
- Fernández, J. M. y Guirado, J. 2001. Geodiversidad y patrimonio geológico en Andalucía, en Medio Ambiente 37, Consejería de Medio Ambiente, Sevilla, pp. 24-33.
- Jauretche, A. 1973. Manual de zonceras argentinas. Peña Lillo editor, Buenos Aires.



LA “PIEDRA MOVEDIZA” (“ROCKING STONE”) DE TANDIL (PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA) Y LAS “PIEDRAS EQUILIBRISTAS” (“BALANCING ROCKS”) DE PARAGUAY Y BRASIL

Jorge RABASSA^{1@}, Oscar MARTÍNEZ², Cristian COLMAN³ y Francisco LADEIRA⁴

⁽¹⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas

⁽²⁾Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

⁽³⁾Universidad Nacional de Asunción

⁽⁴⁾Universidade de Campinas

@jrabassa@gmail.com

Palabras clave: piedras movedizas, meteorización química, Argentina, Paraguay, Brasil

Las “piedras movedizas” (“rocking stones”) y las “piedras equilibristas” (“balanced rocks”) son bloques de roca balanceados sobre uno o más puntos de apoyo. Estas geoformas suelen ser núcleos de roca o “corestones” residuales, formados por meteorización química profunda y expuestas por denudación fluvial (“balanced rocks”, Fairbridge 1968). Se discute la génesis de la “Piedra Movediza” de Tandil, y dos ejemplos de “piedras equilibristas” en Paraguay y Brasil.

La “Piedra Movediza” de Tandil cayó el 29 de febrero de 1912 (Figuras 1 A y B). Se desconoce desde cuándo estuvo en esa posición, ni cuándo comenzó a oscilar. Esta inusual geoforma había sido mencionada por viajeros del siglo 19. Zeballos (1876) la interpretó correctamente como el resultado de meteorización química, y sugirió que habría otros ejemplos en las cumbres regionales (Rabassa y Ollier 2014). Walther (1912; véase Fairbridge 1968) la describió como una “piedra balanceada” de génesis subtropical. La mayoría de los casos de “piedras movedizas” son de ambientes tropicales; en el caso de Tandil, es un relicto de otros paleoclimas. Son rocas graníticas del Precámbrico que ya estaban expuestas en el Precámbrico tardío, más de 600 Ma atrás. En el Jurásico medio a tardío se mantenían a menos de 1000 m de profundidad, tras largos periodos de estabilidad tectónica. Aguas meteóricas percolantes las meteorizaron químicamente, con espesos perfiles de meteorización. La estabilidad climática coetánea permitió el desarrollo de perfiles de meteorización muy profundos en el Mesozoico tardío (Rabassa y Ollier 2014). Estos climas “hiper-tropicales” generaban precipitación muy abundante y el agua meteórica se infiltraba siguiendo fracturas, causando meteorización química profunda. En el terciario el clima cambió, la meteorización se detuvo y fue reemplazada por denudación de los saprolitos durante el Cenozoico. Grandes bloques fueron redondeados in situ y se denominan “corestones” o núcleos rocosos. Los “corestones” forman concentrados residuales en “tors”. El Cerro La Movediza es un tor en desmantelamiento, con bloques rodeados de saprolito in situ y bloques denudados en la cumbre, formando un “frente de meteorización”. Estos bloques se acumularon sobre la superficie rocosa, con varios puntos de apoyo, que se degradaron, generando una “piedra movediza” o “equilibrada”. Estos puntos de apoyo del “corestone” se degradaron y el bloque se precipitó pendiente abajo. La fase de movimiento o equilibrio de estos bloques es un rasgo ocasional y efímero de su historia geomorfológica. Estudios en Paraguay Oriental han identificado una “Piedra Equilibrista”, en Paso Carreta, a 100 km de Asunción (Figura 1C). Esta región se caracteriza por lomadas suaves y onduladas, con “inselbergs”. La “Piedra Equilibrista” es una “balanced rock”, desarrollada en areniscas de la Formación Tobati, Grupo Caacupé, Ordovícico Superior. Se estudiaron tres secciones: (a) afloramiento base, que soporta el cuerpo rocoso superior, (b) una delgada zona de contacto intermedio y (c) el cuerpo superior, equilibrado. No existe control litológico de las distintas secciones. Esta “piedra equilibrista” no tiene movimiento en la actualidad. Se han observado geoformas similares en Goiás, Brasil, donde un inmenso bloque aparece “equilibrado”. Se trata de la denominada “Pedra Chapéu do Sol”, en Cristalina, Goiás (16°44’S; 47°33’O; 1093 m s.n.m; Figura 1.D). Son cuarcitas del Meso-Proterozoico, Grupo Paraná. Aparecen formaciones superficiales cenozoicas que corresponden a cubiertas detrito-lateríticas, de la Superficie Sul-Americana. Esta geoforma está vinculada a intemperismo laterítico del Paleógeno, con denudación posterior. Este trabajo demuestra que las “piedras movedizas” y “balanceadas” son rasgos efímeros del paisaje, pero que serían mucho más frecuentes de lo que habitualmente se presupone.

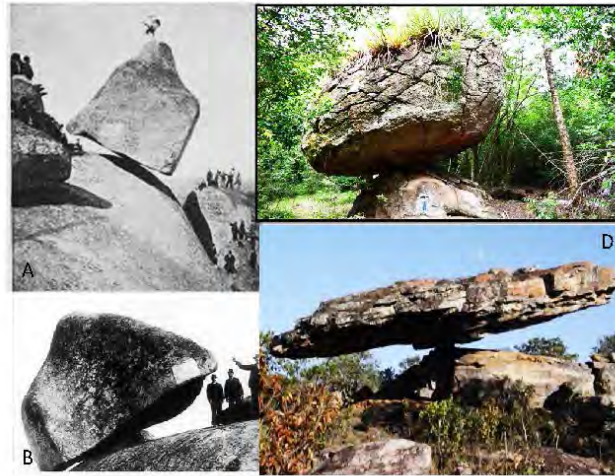


Figura 1. A) La “Piedra Movediza” de Tandil, en 1900. B) Idem, otra vista, antes de su caída. C) La “Piedra Equilibrista” de Paso Carreta, Paraguarí, Paraguay Oriental. D) La “Pedra Chapéu do Sol”, Goiás, Brasil.

Bibliografía:

Fairbridge, R.W. 1968. *The Encyclopaedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corporation, New York.

Rabassa, J. y Ollier, C., eds. 2014. *Gondwana Landscapes in southern South America*. Earth System Sciences book series, Springer Verlag, 545 pp.

Walther, J. 1912. Über transgressionen der oberen “Gondwana Formation” in Sud-Brasilien und Uruguay. *Centralbl., Mineralogie und Palaeontologie*, 385-403.

Zeballos, E. 1876. Estudio geológico sobre la Provincia de Buenos Aires. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 1876: 5-66. Buenos Aires.



PROPUESTA EVOLUTIVA PARA LA FORMACIÓN DE LA GRUTA DE LA VIRGEN, EN EL MACIZO DE LOS GIGANTES DEL BATOLITO DE ACHALA, PROVINCIA DE CÓRDOBA, ARGENTINA

Nicolas MADELON^{1@}, Eduardo GARCÍA ARÁOZ^{2,3}, Micaela PLEITAVINO³ y Marcela CIOCCALE³

⁽¹⁾Consultor independiente

⁽²⁾CONICET

⁽³⁾Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba

^(@)madelon.nicolas@gmail.com

Palabras clave: cavernas, morfología granítica, espeleología

La gruta de la virgen es una caverna desarrollada en litología granítica en el macizo de Los Gigantes del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba, Argentina. Se encuentra en la pared sur de la Quebrada de Los Caracoles, sobre la Pampa de Achala, al oeste del Mogote Grande. Definir su origen dentro del contexto geomorfológico resulta de utilidad para entender la evolución del paisaje granítico en el cual se encuentra.

La Pampa de Achala se presenta como una altiplanicie elongada en dirección norte-sur, formada por colinas aplanadas de cumbres convexas y amplias, que han sido niveladas por procesos erosivos y acumulación de sedimentos. Las laderas oeste, norte y sur de estas colinas tienen una pendiente muy suave con promedios menores a los 15°, mientras que hacia el este se conectan con el escarpe de la sierra de Los Gigantes mostrando un flanco recto y abrupto con pendientes de hasta 40°. De acuerdo con Carignano et al. (1999), la evolución geomorfológica del Batolito de Achala puede resumirse en tres etapas principales: Una primera etapa bajo condiciones endógenas, con grandes concentraciones de esfuerzos que generan estructuras de deformación; una segunda etapa, bajo condiciones exógenas en la cual se forman perfiles de meteorización profunda y se gestan las geoformas actuales; por último, una tercera etapa, al producirse el levantamiento de las sierras, donde predominan los procesos erosivos y se elimina el material meteorizado formando el paisaje observado en la actualidad. Para comprender la evolución de la caverna se realizó una evaluación integral del paisaje granítico donde se encuentra, incluyendo observaciones geomorfológicas y estructurales, tanto de su entorno como de su interior. La cavidad consta de una sola cámara con forma de gruta abovedada de 7 m de alto, 8 m de profundidad y 6 m de ancho. El piso está conformado por tres escalones que ascienden hacia el interior de la caverna. Estos escalones están limitados por diques pegmatíticos subhorizontales que presentan mayor resistencia a la erosión. Diques similares, también han sido observados por encima del techo de la cavidad, aflorando a diferentes alturas en el macizo rocoso. Todo el conjunto se encuentra atravesado por discontinuidades subverticales que presentan dos direcciones principales, con valores de 115° y 130°, creando bloques en forma de cuñas agudas, reconocibles tanto en el techo como en las paredes. El piso de la caverna se muestra cubierto por arenas medias y gruesas producto de la meteorización y erosión del macizo. La ausencia de bloques permite descartar un origen o crecimiento del espacio subterráneo por colapso gravitacional desde el techo o los flancos. A través de estas discontinuidades se infiltra agua hacia el interior de la caverna, presumiblemente desde los sedimentos acumulados por encima de la misma. La circulación se concentra en la intersección de las discontinuidades, formando acanaladuras u oquedades de forma convexa y tamaños variables con superficies lisas y pulidas. El agua se evacúa a través del ingreso de la caverna en forma de escurrimiento laminar.

A partir de las observaciones realizadas en la gruta, particularmente su forma y la ausencia de bloques caídos en su interior, se propone una hipótesis para su origen, basada en el modelo elástico de formación de cavidades propuesto por Vidal Romani (1985) para los tafoni. De acuerdo con este modelo, la concentración de esfuerzos, en condiciones endógenas, sobre determinados puntos de un plano de discontinuidad, produciría la rotura del macizo en el entorno de esos puntos, generando zonas de debilidad, más susceptibles a los procesos de meteorización, denominadas zonas de plastificación (Vidal Romani, 1989). Luego, bajo la influencia de los procesos exógenos, la alteración diferencial del macizo produciría la evacuación de los granos minerales contenidos en estos recintos y generaría las cavidades con diferentes formas y tamaños (Mayor Rodríguez, 2011). De esta manera, el origen de la caverna estaría relacionado con un proceso de alteración diferencial, canalizado a través de los planos de fracturas subverticales, que progresaría a mayor velocidad según zonas elípticas generadas por concentraciones de esfuerzos en torno a puntos particulares del macizo (Figura 1).

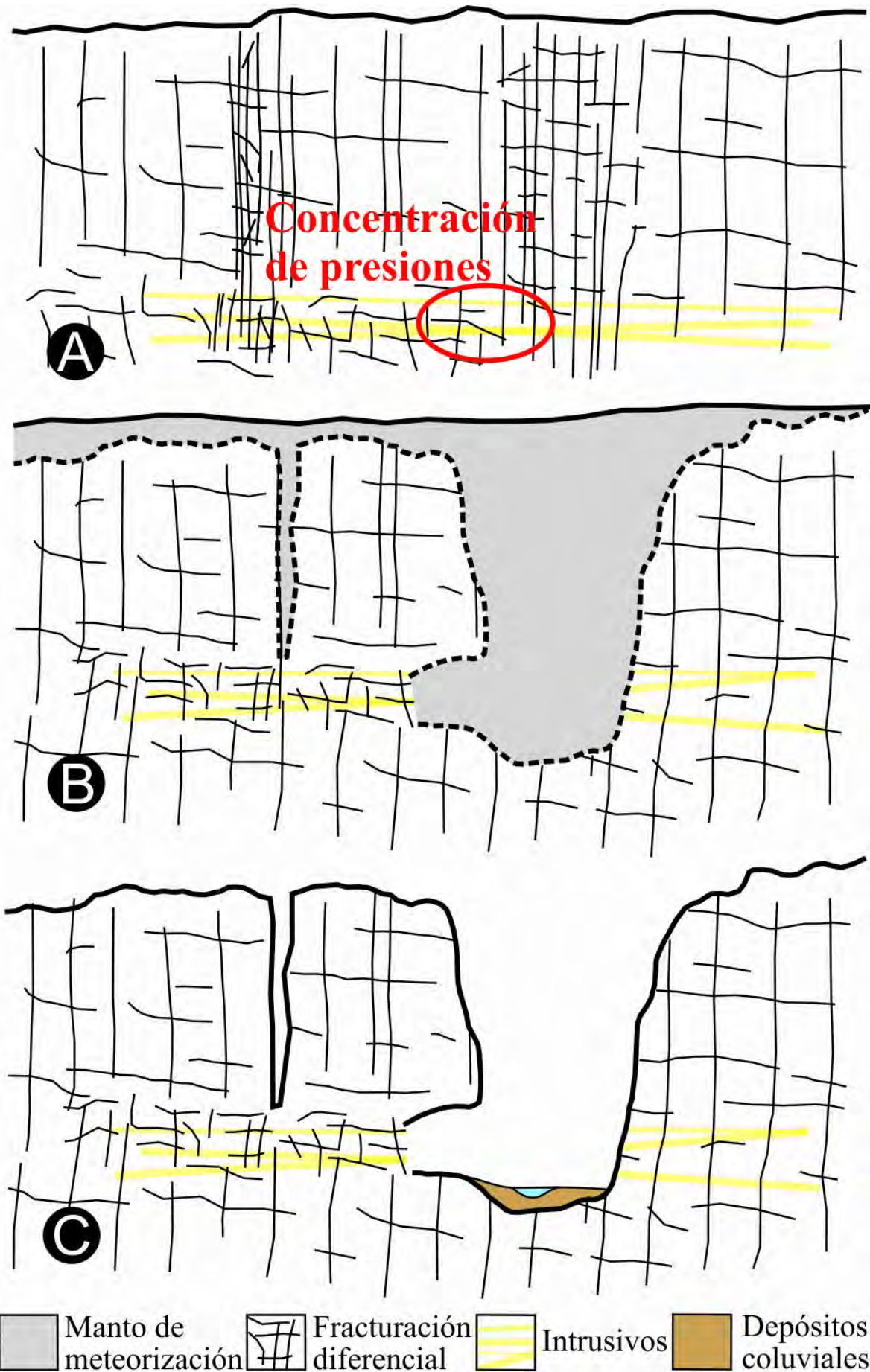




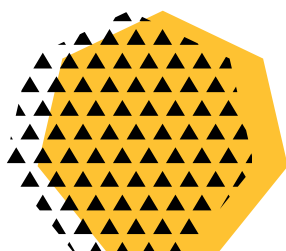
Figura 1. Hipótesis del origen de la caverna. A) En el contexto evolutivo del macizo granítico de Achala, se puede establecer un primer período caracterizado por condiciones endógenas y concentración de esfuerzos que producirían las zonas de debilidad en el entorno de las discontinuidades y sus intersecciones. B) En una etapa posterior de meteorización profunda se produce la alteración del macizo con mayor intensidad en las zonas de debilidad o con mayor frecuencia de fracturas. C) Finalmente, al ubicarse el sector en un relieve positivo se remueve el material meteorizado descubriendo las geoformas actuales, entre ellas la caverna.

Bibliografía:

- Carignano, C., Cioccale, M., & Rabassa, J. (1999). Landscape antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphological evolution since Gondwanic times. *Zeitschrift Fur Geomorphologie Supplementband*, (November), 245–268.
- Mayor Rodríguez, J. A. (2011). Génesis de cavidades graníticas en ambientes endógenos y exógenos, PhD thesis, Instituto Universitario de Geología Isidro Parga Pondal, Universidad da Coruña, 396 pp.
- Vidal Romaní, J.R., 1985, El cuaternario de la provincia de La Coruña. Modelos elásticos de formación de cavidades, PhD Thesis, Servicio de Publicaciones, Universidad Complutense de Madrid, Serie Tesis Doctorales, Madrid. 283 pp.
- Vidal Romaní, J.R., 1989, Granite geomorphology in Galicia (NW España), *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 13: 89-163.

Sesión 5

Volcanismo



Coordinadores:

Gustavo Villarosa (IPATEC)
Miguel Haller (IPGP, UNPSJB)



CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS GLACIO-VOLCÁNICOS EN EL VOLCÁN LANÍN

Tomás Gregorio FUENTES^{1@} y María Lourdes SANTILLAN²

⁽¹⁾Centro de Investigaciones Geológicas

⁽²⁾Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT

^(@)tomasgfuentes88@gmail.com

Palabras clave: volcanismo, glacio-volcanismo, Lanín

El volcán Lanín es un estratovolcán compuesto que se eleva 3776 m sobre el nivel del mar. Se ubica en el extremo Sur de la Provincia de Neuquén, en el límite internacional con Chile, a 60 km de la ciudad de Junín de los Andes. Forma parte de la cadena volcánica Villarrica-Quetupillán-Lanín la cual presenta una extensión de 60 kilómetros con rumbo N50°O, en lo que se distingue como Zona Volcánica Sur (Stern, 2004). Si bien en la actualidad el volcán Lanín no evidencia manifestaciones de actividad volcánica y no se conocen registros históricos, es considerado un volcán activo. Su compleja historia geológica se inicia en el Pleistoceno medio (?) y alcanza su clímax de actividad volcánica durante el Holoceno (Lara et al., 2004). Dadas sus características geomorfológicas y su posición latitudinal, el volcán Lanín presenta cuerpos glaciares sobre su cumbre y sus flancos. Para el lapso comprendido entre el Pleistoceno temprano y el Holoceno Rabassa et al. (1990), realizan una descripción de al menos 4 *Drift* glaciares en el valle del Río Malleo, el cual se extiende desde la base norte del volcán hacia el este. Estas masas de hielo formaron parte en el pasado de eventos eruptivos sin-glaciares (Fennell et al., 2014). La interacción del magma con el hielo/agua generó depósitos con características faciales distintivas, que pudieron ser observados y diferenciados en el terreno.

El presente trabajo, se enmarca en el desarrollo del plan de tesis doctoral titulada "Evolución volcánica y petrológica del volcán Lanín, un estratovolcán de arco, Neuquén-Argentina", cuyos objetivos específicos planteados son: realizar un mapa detallado de la zona de estudio integrando las diferentes unidades que conforman el volcán. Realizar un estudio petrológico-geoquímico detallado de las diferentes unidades que conforman el edificio volcánico. En esta contribución se realiza un reconocimiento de los afloramientos sobre la base de un mapa realizado previamente en gabinete mediante la utilización de imágenes satelitales, los cuales luego fueron constatados durante los trabajos de campo (Fig. 1A y B). Se recolectaron muestras para estudios petrológicos (microscopio petrográfico). Se confeccionaron perfiles y paneles de correlación para establecer la relación (espacial/temporal) de las diferentes unidades. Se realizó un mapeo detallado de las unidades volcánicas, los cuerpos de hielo actuales y depósitos sedimentarios.

Las unidades volcanoclásticas que se caracterizan por presentar: color castaño, mala selección, matriz sostén, presencia de vitroclastos con fragmentación de tipo blocosa (Fig. 1C, D, E y F), junto con pómez y líticos polimícticos de diferentes granulometría y estriados (erosión glaciar), inmersos en una matriz con una marcada palagonitización; mezcla de minerales de arcilla, zeolitas y mineraloides, fueron recategorizadas como "glacio-volcánicas". Estas unidades intercalan dentro de la estratigrafía del volcán entre depósitos lávicos de composición basáltica y andesitas basálticas.

A partir de las observaciones realizadas al microscopio, se infiere que la fragmentación de tipo blocosa (no vesiculada) de los vitroclastos, tiene su origen producto de un enfriamiento brusco del magma y su posterior fragmentación como resultado del contacto con cuerpos de hielo/agua. De igual modo la alteración producida por la hidratación del vidrio volcánico, en este caso Sideromelano de origen basáltico, le imprime el color castaño a estas unidades.

La identificación, caracterización e interpretación de los depósitos glacio-volcánicos, ayuda a tener un conocimiento más acabado de la compleja evolución del volcán Lanín respecto de los eventos glaciares para esta zona de estudio.

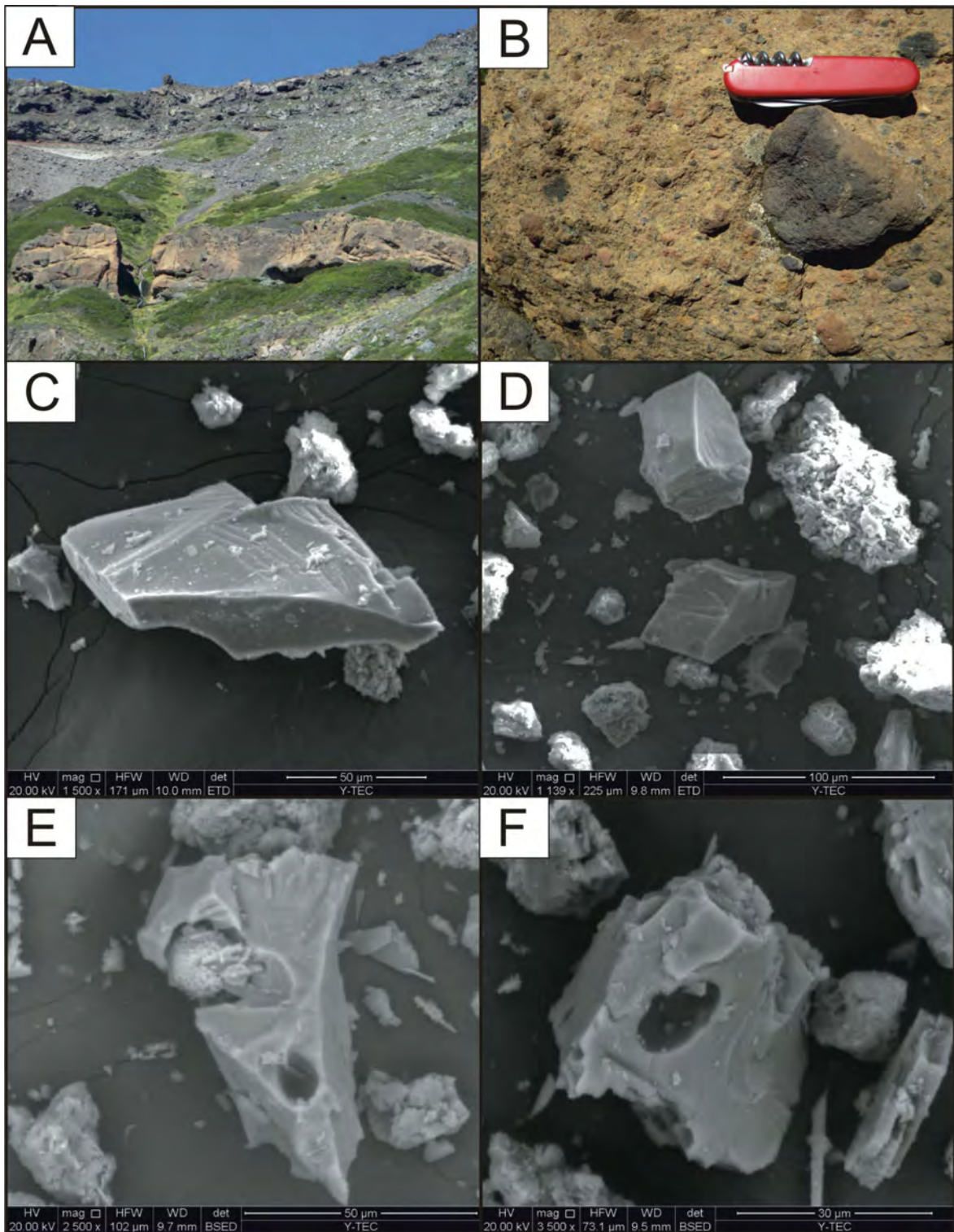


Figura 1. A) y B) Afloramiento glacio-volcanico en vertiente nororiental del volcán Lanín. C), D), E) y F) Vitroclastos con fractura blocosa en microscopio electrónico de barrido.

Bibliografía:

- Fennell L.M., Ramos M.E., Folguera A. 2014. Evolución Sin y Postglaciaría de la vertiente Oriental del Volcán Lanín, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (1): 100-111.
- Lara, L. E., Naranjo, J. A., Moreno, H. 2004. Lanín Volcano (39.5°S), Southern Andes: Geology and morphostructural evolution. *Revista Geológica de Chile* 31: 241-257.



- Rabassa, J., Evenson, E. B., Clinch, J. M., Schlieder, G., Zeitler, P. y Stephens, G. C. 1990. Geología del Cuaternario del Valle del Río Malleo, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 55-68.
- Stern, Charles R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2): 161-206.



CONOS PIROCLÁSTICOS ANIDADOS EN EL CRÁTER DEL VOLCÁN COPAHUE, ARGENTINA, DURANTE CICLO ERUPTIVO 2012-2018

Gerardo BARION^{1@} y Alberto Tomás CASELLI¹

⁽¹⁾LESVA - IIPG - Universidad Nacional de Río Negro - CONICET

^(@)gera.barion@gmail.com

Palabras clave: hidromagmatismo, cono de ceniza, cono de escoria

El volcán Copahue (37°45'S-71°10.2'O) es un estratovolcán activo de composición andesítica-basáltica y en su cráter activo se halla un lago caliente y ácido, que constituyen la expresión superficial del sistema hidrotermal asociado al mismo. En el año 2012 comenzó un nuevo ciclo eruptivo, que se prolonga hasta el momento, con una fase principal el 22/12/2012 (Caselli et al. 2016). Una nueva fase eruptiva comenzó el 20/11/2015, observándose la formación de dos conos piroclásticos: uno cinerítico dentro del cráter y uno de escoria dentro del anterior (Fig. 1). En el presente trabajo se describen las características principales de los conos, sobre la base de observaciones de campo y las características petrográficas y texturales de los productos emitidos, como también interpretar el mecanismo eruptivo que les dio lugar.

El cráter del volcán Copahue, de 300x250 m de diámetro y 90 m de profundidad. En dic/2015 se comenzó a formar el cono cinerítico y en marzo-abril/2016 presentaba unas dimensiones aproximadas de 150 m de diámetro basal y 30 m de altura (Caselli y Barion 2016). Un par de meses después, comienza a formarse un cono de escoria (*spatters*), de 50 m de diámetro y 40 m de altura, dentro del interior del cono cinerítico. En septiembre/2016, el cono de escorias colapsó parcialmente y un nuevo cono cinerítico superpuesto se comenzó a formar. En la actualidad, puede observarse una morfología de cono cinerítico erosionada, con emisiones de vapor en el cráter.

Se realizó un muestreo superficial del cono cinerítico en dos oportunidades. En el primer ascenso se obtuvieron muestras de este cono y en el segundo ascenso, se constató que el volcán arrojaba bombas volcánicas que tapizaban la superficie del mismo. Esto sería el indicio de un cambio de mecanismo eruptivo, caracterizado por la proyección balística de salpicaduras de lava que no alcanzaban más de 240 m de distancia respecto a la boca de emisión. La muestra obtenida de la superficie del cono cinerítico corresponde a ceniza gruesa con distribución unimodal (250-125µm) observando la disminución hacia la región distal del cono. El análisis detallado de las partículas mediante SEM permite observar superficies vítreas escalonadas y con pequeños huecos esféricos dispersos (posible evidencia de otro nivel de vesiculación y/o corrosión superficial incipiente o *pitting*) en los fragmentos observados, como también presencia de partículas finas adheridas incluso después de lavado de las muestras mediante ultrasonido. Las bombas volcánicas presentan formas ahusadas con alta vesiculación (60%). Petrográficamente muestran textura vitroporfírica compuesta por fenocristales de plagioclasas (60%), piroxenos (30%) y olivinas (10%), inmersos en pasta vítrea con escasos microlitos de plagioclasas. Respecto al cono de escoria, se ha podido obtener muestras de *spatters*, mostrando los mismos características semejantes a las anteriores.

La presencia de este cono cinerítico inicial y la formación del cono de escoria posterior, permite especular sobre el mecanismo eruptivo actuante, el cual se evidencia una dinámica hidromagmática predominante que genera un *spray* de cenizas (que se evidenciarían por la presencia de trizas blocosas con características que indican este mecanismo). Alternan períodos de dinámica magmática, del tipo estromboliana, con presencia de bombas y *spatters*, por periódicos pulsos de ascenso del nivel de magma en el conducto, de tal forma que emitiría salpicaduras de magma hacia la superficie. Con posterioridad, un pulso sostenido de magma comienza a dar lugar al cono de escoria que evoluciona creciendo en altura hasta que una disminución del flujo magmático y posible descenso de la columna magmática en el conducto, permitiría el ingreso de agua meteórica con el reestablecimiento de un *spray* cinerítico que da lugar al cono de cenizas que cubre las geformas precedentes.



Figura 1. Vista aérea de los conos piroclásticos (izquierda) y vista desde el borde del cráter del volcán Copahue (derecha), (Foto gentileza de Paulo Fanti).

Bibliografía:

- Caselli, A., Agosto, M., Velez, M.L. Forte, P.C., Bengoa, P. y Capaccioni, B. 2016. The 2012 eruption. En: Copahue Volcano. Tassi F., Vaselli O., and Caselli A.T. (eds). Active volcanoes of the world, Book Series, Springer-Verlag – Heidelberg
- Caselli A.T. y Barion G. 2016. Formación de cono cinerítico en el cráter del volcán Copahue, Argentina. E-ICES 11, p.24. Malargüe, Argentina.



IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE CENIZAS VOLCÁNICAS POSTGLACIALES DEL SURESTE DE CHUBUT

Silvana Soledad RODRÍGUEZ^{1@}, Valeria OUTES², Alejandro MONTES³ y Gustavo VILLAROSA^{2,4}

⁽¹⁾Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, Chubut

⁽²⁾IPATEC, CONICET-Universidad Nacional del Comahue, Bariloche, Río Negro

⁽³⁾CADIC-CONICET; UNTDF; UNPSJB

⁽⁴⁾Centro Regional Universitario Bariloche, Universidad Nacional del Comahue, Bariloche, Río Negro

(@) silvanasr@hotmail.com.ar

Palabras clave: tefras, Patagonia Extraandina, volcanismo explosivo postglacial

Una intensa actividad volcánica se desarrolló en los Andes Patagónicos durante el período postglacial. Numerosos estratovolcanes ubicados en la Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA) del arco volcánico, generaron violentas erupciones explosivas de tipo pliniana/subpliniana, dando lugar a grandes emisiones piroclásticas. Los fragmentos más finos, capaces de recorrer cientos a miles de kilómetros, se dispersaron hacia el este transportados por los vientos dominantes del oeste (*Westerlies*) generando la depositación de tefras en amplias superficies de la Patagonia extraandina (Villarrosa et al., 2006, Moreno et al., 2016, entre otros).

En la porción más austral de la ZVS, los volcanes Chaitén, Melimoyu y Hudson registraron erupciones explosivas con índices de explosividad igual o mayor a 4 (Alloway et al. 2017; Moreno et al. 2015, entre otros) que pudieron alcanzar la zona de estudio. Las condiciones de aridez de la región, caracterizada por escasas precipitaciones y vientos del oeste de gran intensidad, determinan un muy bajo potencial de preservación para estos depósitos inconsolidados y de baja densidad, lo que resulta en registros tefrocronológicos superficiales relicticos dispersos y fragmentarios, donde se preservarían solo los correspondientes a los eventos volcánicos explosivos más importantes.

En este trabajo se presentan resultados preliminares obtenidos a partir de la prospección e identificación de tefras presentes en registros superficiales al sureste de Chubut. En los sitios en estudio se determinó el contexto geomorfológico, las características litoestratigráficas, espesores, geometrías, texturas, estructuras sedimentarias, contactos, distribución espacial y presencia de restos fósiles y arqueológicos. Los tres niveles de tefra más relevantes detectados hasta el momento e identificados como CB, RC y SC1 (Fig. 1A), fueron muestreados y pretratados para su análisis geoquímico y caracterización petrográfica y morfológica de los componentes vítreos utilizando lupa binocular y microscopio electrónico de barrido. Son depósitos bien seleccionados de tamaño ceniza (<250 μm según clasificación granulométrica de Fisher 1961) que comparten similares características. En el campo muestran colores blanquecinos a gris claro, una disposición mantiforme subhorizontal y espesores regulares que varían entre 15 y 20 cm en CB y SC1 y disminuyen hacia el este, mostrando entre 11 y 14 cm de espesor en el nivel RC. En cuanto a la morfología de los vitroclastos, predominan fragmentos transparentes de dos tipos: 1) remanentes delgados de paredes de burbujas y 2) fragmentos con abundantes vesículas de forma subsférica o elongadas paralelamente (canalículos) que dan aspecto de estructura fibrosa (Fig. 1B, C, D y E). Ambos tipos de vitroclastos son comunes en magmas altamente viscosos típicamente riolíticos a riodacíticos (Heiken 1972). En menor medida se encontraron fragmentos incoloros color castaño, redondeados, con vesículas circulares, respondiendo a morfologías asociadas a magmas algo más básicos. El nivel SC1 se asocia a un sitio arqueológico identificado como "pedimentos sur 15" por Moreno et al. (2016), quienes detectaron y dataron carbones provenientes de dos fogones en arenas por encima de la capa de ceniza en 3050 ± 60 ^{14}C AP, indicando una edad mínima para estas tefras.

Las similitudes observadas entre los tres niveles de tefras estudiados sugieren un mismo foco eruptivo de origen e incluso, un mismo evento. De confirmarse esta hipótesis a través de los estudios geoquímicos en curso, esta tefra se constituiría como un excelente marcador cronoestratigráfico, de invaluable utilidad para estudios geológicos, arqueológicos y paleoambientales en este sector de la Patagonia extraandina. Este conocimiento contribuirá a la comprensión y reconstrucción de eventos eruptivos postglaciales y la estimación de su intensidad e impacto.

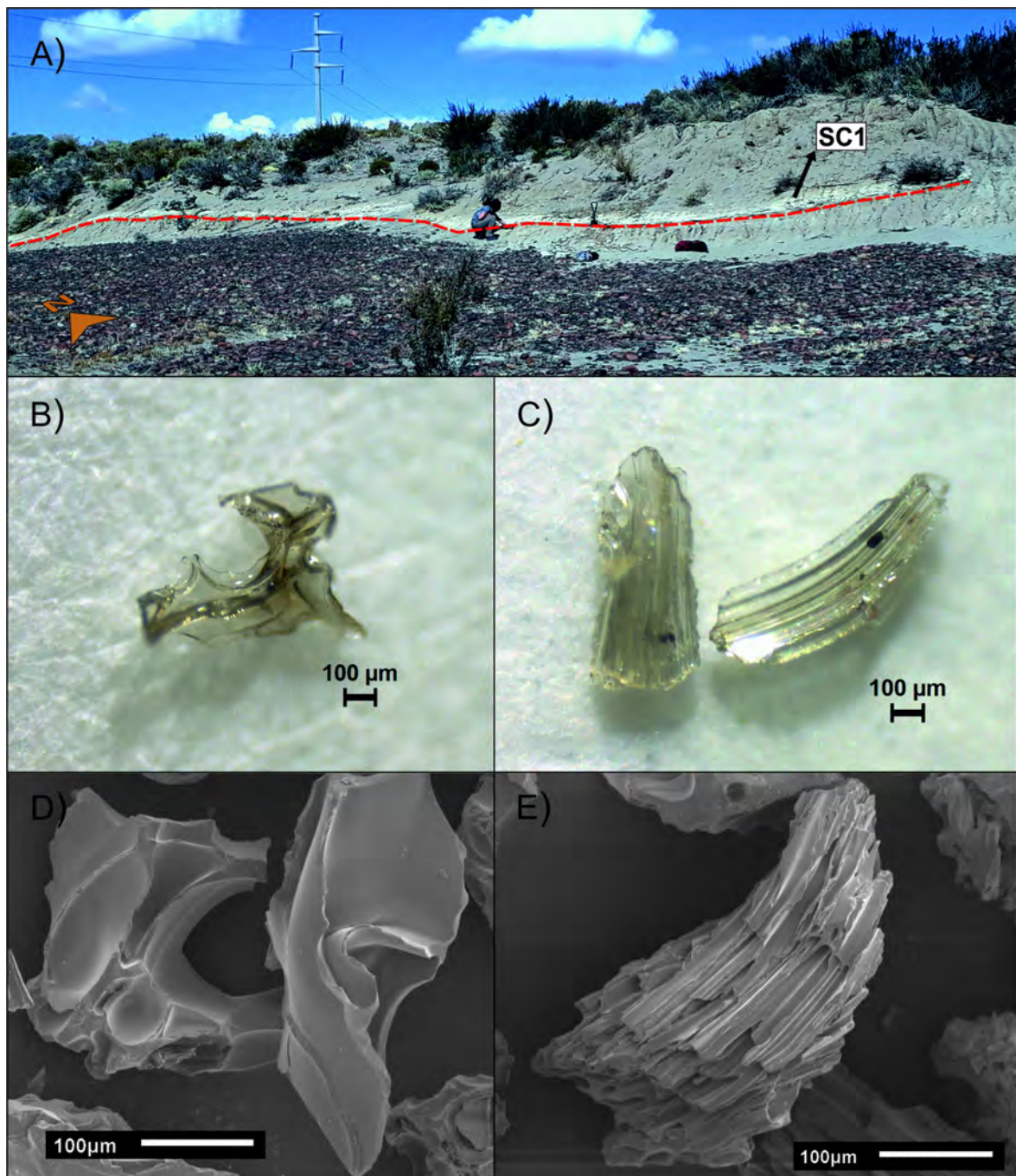


Figura 1. A) Afloramiento del nivel de tefra SC1; B-C) Vitroclastos observados con lupa binocular; tipo pared de burbuja (B) y con abundantes canaliculos elongados (C); D-E) Vitroclastos observados en microscopio electrónico de barrido, tipo pared de burbuja y con canaliculos elongados.

Bibliografía:

- Alloway, B.V., Pearce, N.J.G., Moreno, P.I., Villarosa, G., Jara, I., De Pol-Holz, R., Henríquez, W.I., Outes, V. 2017. An 18,000 year-long eruptive record from Volcán Chaitén, northwestern Patagonia: Paleoenvironmental and hazard-assessment implications. *Quaternary Science Reviews* 168: 151-181.
- Heiken G., 1972. Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83: 1961-1988.
- Moreno, E.J., H. Pérez Ruiz, y F. Ramírez Rozzi. 2016. Esquema cronológico y evolución del paisaje en el bajo de Sarmiento (Chubut). *Arqueología de la Patagonia. De mar a mar, IX Jornadas de Arqueología de la Patagonia, Actas: 477-485. Coyahique.*
- Moreno, P.I., Alloway B.V., Outes V., Henríquez, W.I., De Pol-Holz, R., Pearce, N.J.G. 2015. A past-



millennium maximum in postglacial activity from Volcán Chaitén, southern Chile. *Geology* 43: 47-50.

Villarosa, G., Outes, V., Hajduk, A., Crivelli Montero, E., Sellés D., Fernández M., Crivelli E. 2006. Explosive volcanism during the Holocene in the Upper Limay River Basin: The effects of ashfalls on human societies, Northern Patagonia, Argentina. *Quaternary International* 158: 44-57.



IMPACTOS HIDROGEOMÓRFICOS DE LA TEFRA DEL CORDON CAULLE 2011 SOBRE SISTEMAS FLUVIALES DEL PARQUE NACIONAL NAHUEL HUAPI: LA CUENCA DEL RÍO MACHETE

Pablo AMAT¹@, Debora BEIGT¹ y Gustavo VILLAROSA¹

⁽¹⁾Instituto Andino-Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (CONICET/UNCO)

@pabloamat@comahue-conicet.gob.ar

Palabras clave: sistema fluvial, caídas piroclásticas, morfometría

Patagonia Norte es recurrentemente afectada por caídas de tefra proveniente de los volcanes andinos. Estos depósitos generan perturbaciones en las cuencas hídricas y originan diversos procesos hidrogeomórficos, tanto en ambientes subaéreos como subacuáticos, que pueden afectar a la población e infraestructura. A partir de un evento de caída de tefra, los deltas de sistemas cercanos al centro emisor, experimentan un notable crecimiento por efecto del transporte fluvial y posterior redepositación del material piroclástico caído sobre las cuencas hídricas (Beigt et al, resúmenes de este congreso). Para este trabajo se seleccionó la cuenca del río Machete donde se registraron espesores de hasta 30 cm de tefra (Alloway et al. 2015) producto de la erupción del Cordon Caulle (CC) 2011. El objetivo principal fue analizar los impactos hidrogeomórficos generados en el sistema fluvial del río Machete y su delta, (Fig.1A), durante y posteriormente a la caída de tefra.

Se realizó la delimitación de la cuenca hidrográfica (Fig.1A) utilizando Google Earth Pro, y en ambiente SIG se obtuvieron sus parámetros morfométricos básicos (Área (A), Longitud (L), Perímetro (P)) y aquellos derivados de estos, tales como parámetros de forma (Relación de Elongación (Rel), y Coeficiente de Compacidad (Kc)). Utilizando el Sistema de Información Geográfica Qgis, se digitalizaron los diferentes órdenes de corriente, utilizando la jerarquización de Strahler (1964). Además se determinaron parámetros propios de la red de drenaje (Frecuencia, Densidad, Diseño, y Longitud del cauce principal). Se analizaron imágenes Landsat y Spot, comparando la situación del año 2011 (erupción del CC) con la de los años 2007, 2012 y 2013 con el fin de detectar cambios geomorfológicos posteriores a la erupción. Finalmente se procesaron las batimetrías realizadas en noviembre del año 2011, usando un sonar batimétrico por medición de fase con el fin de determinar morfologías subacuáticas.

La cuenca del río Machete tiene un área de 192 km², una longitud de 14,30 km², un perímetro de 65,4 km y un ancho medio de 2,93 km. Con respecto a los parámetros de forma, los valores obtenidos (Rel = 1,09 y Kc = 1,32), indican que la cuenca tiene una forma circular a ovalada. Según la jerarquización de Strahler la cuenca es de orden 6. Presenta dos niveles de base locales, el lago A. Gallardo y una laguna sin nombre, de 7,43 y de 0,64 km² de superficie respectivamente. El río machete tiene sus cabeceras en la Cordillera de los Andes, próximo al límite con Chile y su nivel de base regional es el Lago Nahuel Huapi, en el denominado brazo Machete. La frecuencia del drenaje es de 1,7 y la densidad del mismo es de 1,58 km/km². Tiene una longitud total de 28,220 km. El diseño del drenaje es subdendrítico en las cabeceras pero el río Machete presenta un carácter meandriforme en gran parte de su recorrido. Tanto la laguna sin nombre como el lago Gallardo se comportarían como "trampas" de sedimentos dentro de la cuenca fluvial, disminuyendo la carga sedimentaria del emisario principal. En la imagen satelital del 26/06/2011 (Fig.1B) se observa pómez flotante retenida en la superficie de ambos cuerpos de agua, evidenciando abundante ingreso de tefra del Cordón Caulle. Durante el año de la erupción se evidenciaron cambios en los dos cauces activos principales del río Machete (cauce sur y cauce norte) cercanos a su desembocadura (Fig.1C). Para el caso del cauce sur se vuelve netamente anastomosado luego de la erupción (Fig.1D). Los depósitos de point bar del cauce activo norte experimentaron una agradación (Fig.1D). En la parte más proximal del delta se observó un pequeño cuerpo de agua que se colmató durante el año de la erupción (Fig.1E). Una barra de desembocadura creció lateralmente, posiblemente producto de la rápida sedimentación. La línea de costa se desplazó significativamente durante y posteriormente a la erupción. Al analizar la morfología subacuática del delta se observaron cicatrices probablemente asociadas a deslizamientos, estas no se observan erosionadas y siendo un ambiente progradante, indicaría que son relativamente recientes, aunque no puedan vincularse con certeza al evento de sedimentación post-eruptiva. Estos resultados preliminares indican que tanto la cuenca como el delta del Machete sufrieron cambios morfológicos durante la erupción de CC de junio de 2011. Lo presentado en este trabajo se ampliará a distintas cuencas hídricas del Parque Nacional Nahuel Huapi, continuando el análisis de los procesos hidrogeomórficos en sistemas fluvio lacustres afectados por erupciones recientes, en el marco de mi tesis doctoral.

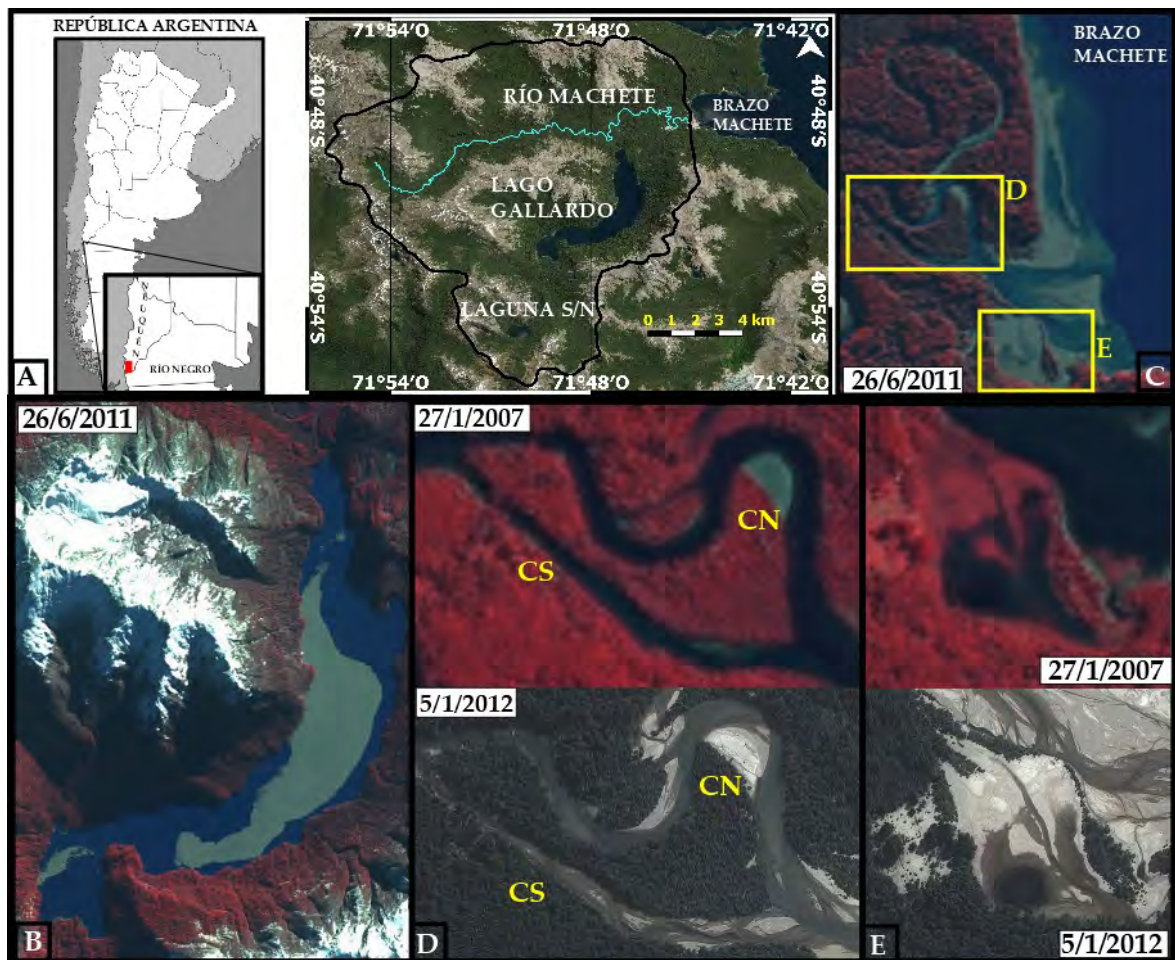


Figura 1. A) Ubicación y delimitación de la cuenca del río Machete. B) Lago Gallardo cubierto de pómez flotante. C) Desembocadura del río Machete y su delta fluvial, el cuadrado D indica los cauces activos y el cuadrado E indica la ubicación del cuerpo de agua que se colmató durante la erupción. D) CN, Cauce norte, CS cauce sur. E) Cuerpo de agua que se colmató.

Bibliografía:

- Alloway, B. V., Pearce, N. J. G., Villarosa, G., Outes, V., & Moreno, P. I. 2015. Multiple melt bodies fed the AD 2011 eruption of Puyehue-Cordón Caulle, Chile. *Scientific reports*, 5, 17589.
- Beigt, D., Villarosa, G., Outes, V., Gómez, E.A., Toyos, G. Removilización de tefra en sistemas fluvio-lacustres afectados por la erupción del Cordón Caulle 2011: la resedimentación en los deltas y sus posibles implicancias. Resúmenes del 7mo. Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Puerto Madryn, 18 al 21 de septiembre de 2018.
- Strahler, A.N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks. En: Chow, V.T. (ed.), *Handbook of applied hydrology*. McGraw Hill, 4-76, New York.



INFLUENCIA DE PARÁMETROS CLIMÁTICOS Y AMBIENTALES SOBRE FACTORES DE PELIGROSIDAD Y VULNERABILIDAD ANTE EVENTOS DE CAÍDA DE CENIZA VOLCÁNICA EN PATAGONIA NORTE

Pablo Agustín SALGADO^{1@}, Valeria OUTES¹, Débora BEIGT¹ y Gustavo VILLAROSA¹

⁽¹⁾IPATEC, CONICET-Universidad Nacional del Comahue

^(@)pabloagustinsalgado@comahue-conicet.gob.ar

Palabras clave: peligros volcánicos, norpatagonia andina, cambio climático

Las caídas de ceniza volcánica corresponden a los peligros más ampliamente extendidos luego de la ocurrencia de erupciones volcánicas explosivas. Por su carácter abrasivo, corrosivo y conductivo, resultan potencialmente dañinas para el ambiente (deterioro en la calidad del aire, contaminación de aguas superficiales y suelos) y la sociedad (salud, suministro de agua, tratamiento de aguas residuales, transmisión de electricidad, edificaciones, actividad económica y sistemas de transporte aéreo y terrestre). A su vez, la resuspensión de cenizas por acción del viento puede intensificar, prolongar en el tiempo y extender a grandes distancias los impactos iniciales, así como dificultar las operaciones de limpieza. Este fenómeno es favorecido por determinadas condiciones climáticas y ambientales. El norte de la Patagonia argentina se encuentra bajo la influencia de los volcanes activos, en Chile y Argentina correspondientes a la Zona Volcánica Sur. Los patrones de circulación atmosférica de la región (westerlies), determinan que la principal amenaza frente a erupciones explosivas sean las caídas de tefra. Numerosos eventos de caídas de ceniza volcánica, asociados a erupciones explosivas recientes (Hudson, 1991; Chaitén, 2008; Cordón Caulle, 2011), afectaron poblaciones urbanas, zonas rurales y ambientes naturales en Patagonia Norte. La erupción del Vn. Calbuco del 22 de Abril de 2015 produjo columnas eruptivas que superaron los 15 km por encima del cráter, con una dispersión preferencial hacia el NE. Un territorio argentino de $\approx 140.000 \text{ km}^2$ fue cubierto por un espesor de hasta 24 mm de tefra; las localidades más afectadas fueron Junín de los Andes y San Martín de los Andes. Trabajos en curso identifican la influencia de las condiciones climáticas y ambientales sobre el tipo y magnitud de afectación ante caídas de ceniza, y los asociados eventos de resuspensión (Villarosa et al., 2016; Villarosa et al., 2018 en preparación). Es de destacar que a nivel mundial aún no se han abordado aspectos relacionados al cambio climático: la posibilidad de cambios relevantes en las variables climáticas, ambientales y socioeconómicas (de características particulares en Patagonia Norte), implican posibles cambios en la vulnerabilidad de los ambientes expuestos. A partir de ello, este trabajo propone establecer la influencia de las proyecciones de cambio climático más probables sobre factores de peligrosidad y vulnerabilidad ante eventos de caída de ceniza volcánica.

A partir de recopilación bibliográfica, se establecerán los registros actuales y las tendencias de cambio observadas en Patagonia Norte para las variables: precipitación media y temperatura media (anuales y estacionales) e índices de clima extremo. De mismo modo, se caracterizarán las proyecciones de clima para el siglo XXI, según los Modelos Climáticos Globales y Regionales disponibles para la zona, en dos horizontes temporales (futuro cercano: período 2015-2039 y lejano: período 2075-2099) y tres escenarios de emisión/concentración de GEI (SRES A1B, RCP 4.5 y RCP 8.5). Para esta propuesta de trabajo se han seleccionado tres localidades andinas, ubicadas a lo largo del eje del depósito de tefra (Junín de los Andes, San Martín de los Andes y Villa la Angostura), con condiciones climáticas y ambientales contrastantes entre sí (fuerte gradiente de precipitaciones E-W y vientos regionales del W). Para el relevamiento de impactos se han desarrollado y ejecutado entrevistas semi-estructuradas a distintos actores, responsables de la gestión de emergencia, empresas prestadoras de servicios públicos, representantes de organismos de salud, etc. Y a fin de establecer patrones de removilización, se efectuarán mediciones de espesor de tefra, que se cotejarán en un entorno GIS con espesores de caída original. Se sistematizarán los tipos y magnitudes de impactos registrados (Impact Assessment) según: características del proceso volcánico/depósito de tefra asociado (Hazard Intensity Metrics: espesor, carga, granulometría, alcance, elementos lixiviables), las condiciones de vulnerabilidad para cada sitio (Vulnerability Characteristics), y las condiciones climáticas y ambientales imperantes asociadas a sus proyecciones de cambio más probables.

Este estudio pretende contribuir a disminuir la vulnerabilidad en la región, ante caídas de ceniza volcánica y posibles eventos asociados de resuspensión, a través del conocimiento de las variables que la controlan, así como los posibles efectos de un cambio climático en la región.

Bibliografía:

Craig, H., Wilson, T., Stewart, C., Villarosa, G., Outes, V., Cronin, S. J., Jenkins, S. 2016. Agricultural impact



- assessment and management after three widespread tephra falls in Patagonia, South America. *Natural Hazards* 82(2):1167-1229.
- Reckziegel, F., Bustos, E., Mingari, L., Baez, W., Villarosa, G., Folch, A., Collini, E., Viramonte, J., Romero, J., Osorio, M. 2016. Forecasting volcanic ash dispersal and coeval resuspension during the April-May 2015 Calbuco eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 321.
- Romero, J., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Viramonte, J., Díaz Alvarado, J., Polacci, M., Burton, M., Perugini, D. 2016. Eruption dynamics of the 22-23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 317. 15-19.
- Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 2014. Tercera Comunicación Nacional sobre Cambio Climático. "Cambio Climático en Argentina; Tendencias y Proyecciones" (Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera). Buenos Aires, Argentina.
- Villarosa, G., Outes, V., Delménico, A., Beigt D., Cottet J., Toyos, G., Horwell C. J., Damby D. E., Najorka, J., Arretche, M., Wilson, T. and Stewart C. 2016. Impacts after the 2015 Calbuco eruption in Argentina and their relation to tephra deposit characteristics and climatic variables. *Cities on Volcanoes 9*, Actas: CD-ROM, Puerto Varas, Chile.



LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALBUCO DE 2015: IMPACTOS EN ARGENTINA Y SU RELACIÓN CON ASPECTOS VOLCANOLÓGICOS, CLIMÁTICOS Y DE VULNERABILIDAD

Gustavo VILLAROSA^{1@}, Valeria OUTES¹, Débora BEIGT¹, Pablo Agustín SALGADO¹, Guillermo TOYOS², Agustín DELMÉNICO³, Julieta COTTET¹, Thomas WILSON⁴, Graham LEONARD⁵ y Carol STEWART⁶

⁽¹⁾Instituto Andino Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (CONICET-UNCO)

⁽²⁾CONAE-CONICET

⁽³⁾Universidad Nacional del Comahue

⁽⁴⁾University of Canterbury

⁽⁵⁾Massey University and GNS Science

⁽⁶⁾Joint Centre for Disaster Research, Massey University/GNS Science

^(@)villarosag@comahue-conicet.gob.ar

Palabras clave: erupción Calbuco 2015, caída de tefras, impactos

La erupción del Vn. Calbuco de abril de 2015 produjo dos pulsos explosivos principales que originaron plumas piroclásticas que se desplazaron hacia el N y NE, ingresando en pocas horas a territorio argentino. Debido a condiciones meteorológicas particulares, estas plumas permanecieron varias horas sobre la Patagonia argentina, depositando hasta 24 mm de ceniza sobre un área de 140.000 km² en las provincias de Neuquén y Río Negro y afectando a varias localidades.

El depósito de tefra resultante se distribuyó a lo largo de una región que se caracteriza por un gradiente extremo de precipitaciones O-E, de carácter estacional, y por la influencia de los intensos vientos del oeste (*westerlies*) dominantes en la región. Esta situación provocó sucesivos episodios de re-suspensión masiva de cenizas en ambientes extra-andinos, especialmente durante la estación seca. Fenómenos similares se produjeron en la "Línea Sur" de la provincia de Río Negro luego de la erupción del Cordón Caulle de 2011.

Los impactos provocados por esta erupción en la Patagonia argentina fueron investigados en las principales poblaciones ubicadas a lo largo del eje del depósito: Villa La Angostura, San Martín de los Andes y Junín de los Andes (VLA, SMA y JDA, Fig. 1C) y fueron analizados en relación con parámetros físicos del depósito (espesor, granulometría, composición), características del ambiente (condición climática) y aspectos básicos de vulnerabilidad de cada localidad (servicios públicos, preparación y capacidad de respuesta).

Como impactos más significativos se identificaron: aumento en la turbidez y pH y daños a infraestructura de bombeo en sistemas de provisión de aguas; daños a equipos y taponamiento de filtros en sistemas de tratamiento de efluentes; interrupción del tráfico aéreo y complicaciones en transporte terrestre; marcado descenso en indicadores de actividad turística y otras actividades económicas. Los sistemas de conducción de electricidad probaron ser resilientes, a partir de adaptaciones realizadas por la empresa provincial (EPEN) luego de la experiencia con la erupción del Cordón Caulle en 2011. Numerosos casos de bronquitis, bronquiolitis y asma fueron reportados en la zona, especialmente en JDA, donde los episodios de resuspensión fueron muy frecuentes.

Nuestras conclusiones apuntan a señalar que, si bien la erupción del Calbuco 2015 ha sido menos disruptiva que la erupción del Cordón Caulle del 2011, se registraron impactos significativos en el centro y sur de la provincia de Neuquén que en gran medida estuvieron relacionados a la resuspensión de ceniza volcánica (los fenómenos de resuspensión prolongan la presencia de ceniza en la atmósfera y aumentan la frecuencia e intensidad de los impactos). El análisis comparativo de estos impactos en las tres localidades permite concluir que la localidad más afectada ha sido JDA mientras que VLA resultó ser la menos afectada. Esta situación puede, a primera vista, relacionarse con el espesor y granulometría del depósito de tefra (a mayor espesor de tefra y menor tamaño de partícula, mayor impacto). Sin embargo, las características del depósito en cada localidad no difieren lo suficiente para explicar la variación en cantidad e intensidad de los impactos registrados entre las localidades estudiadas. Se concluye que los parámetros físicos del depósito no han sido los principales factores que controlaron los impactos provocados por la erupción del Calbuco 2015. Por el contrario, al analizar las condiciones ambientales, se percibe una clara relación entre variables climáticas (exposición al viento, gradiente de precipitaciones) que explican el agravamiento del impacto en ambientes extra-andinos semiáridos. Por otro lado, al analizar la distribución del depósito de la reciente erupción del Cordón Caulle (2011) se aprecia que existe además una correlación inversa entre el nivel de afectación sufrido en 2011 y los impactos registrados en 2015. Esto se vio reflejado en la mayor velocidad y



eficiencia en las tareas de organización y respuesta (establecimiento del COE, manejo de información, operaciones de limpieza, etc.) y en las mejoras de infraestructura (sistemas de captación y distribución de agua potable, sistemas de transmisión eléctrica, etc.) verificadas en VLA luego de la experiencia de 2011. Se concluye que las variables condicionantes principales han sido la condición climática y la experiencia previa/capacidad de adaptación adquiridas a partir de la erupción del Cordón Caulle en 2011, que pusieron en ventaja a VLA con respecto a JDA y, en menor medida, a SMA.

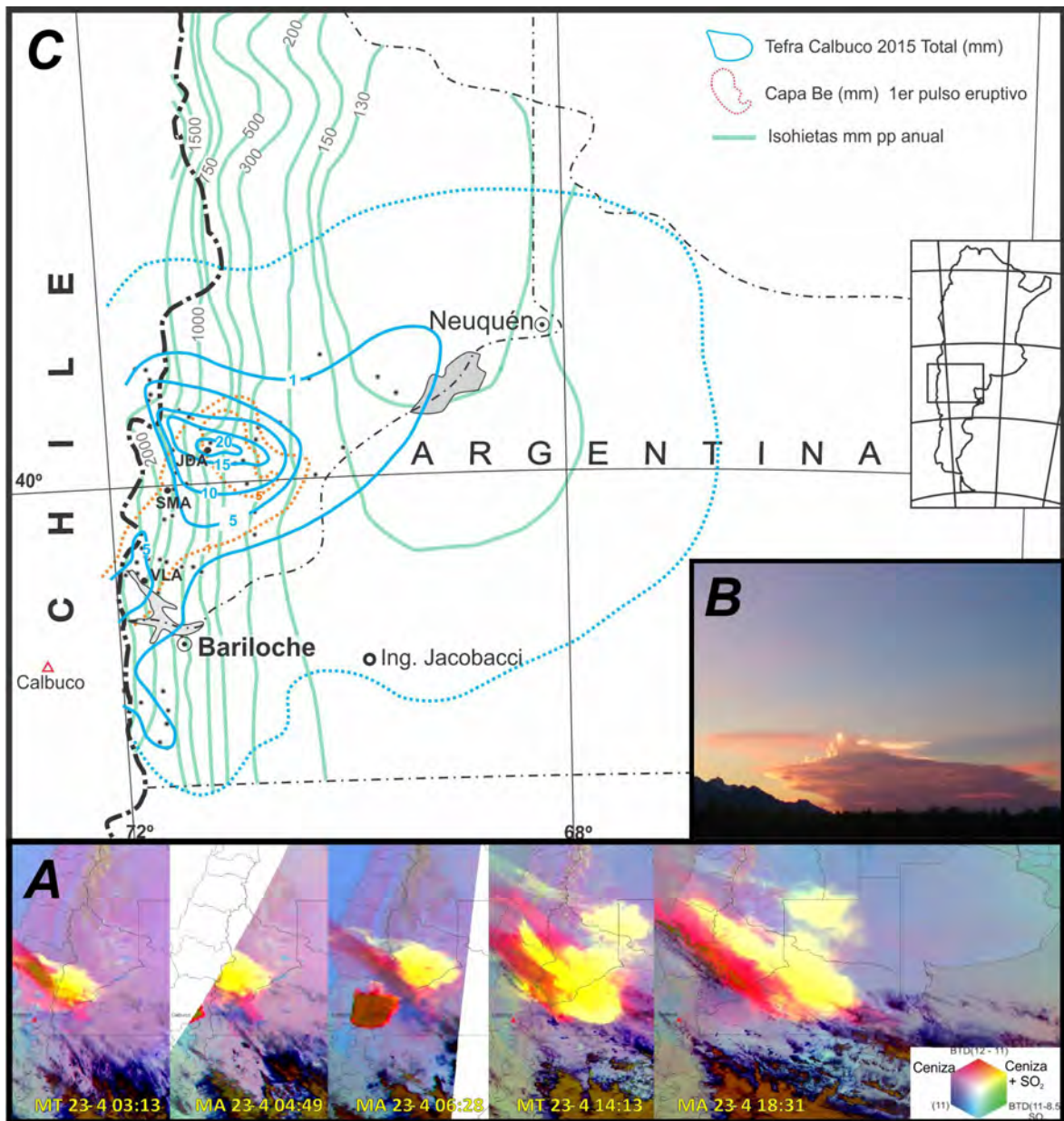


Figura 1. A) Evolución de las plumas eruptivas derivadas del primer y segundo pulso explosivo de la erupción del Volcán Calbuco en 2015 visualizado con imágenes MODIS AQUA (MA) Y MODIS TERRA (MT) procesadas para detección de cenizas y SO₂. B) Fotografía de la columna y pluma del primer pulso explosivo tomada desde el sur, en territorio argentino. C) Mapas isopáquicos del depósito de tefra correspondiente al primer pulso eruptivo (capa Be en marrón) y espesor total (Tefra Calbuco 2015 en azul). Las curvas isohietas reflejan el severo gradiente de precipitaciones característico de la región (en verde).



**REGISTRO DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS EXPLOSIVAS PRESERVADAS EN
SEDIMENTOS LACUSTRES DURANTE LOS ÚLTIMOS 1000 AÑOS, NORTE DE
PATAGONIA, ARGENTINA**

Julietta COTTET^{1@}, Gustavo VILLAROSA¹ y Valeria OUTES¹

(1) Instituto Andino Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (CONICET-UNCO)

(@) jcottet@hotmail.com

Palabras clave: tefrocronología, testigos lacustres, volcán Lanín

El presente trabajo proporciona un registro detallado de erupciones volcánicas explosivas preservadas en sedimentos lacustres, en Norte de Patagonia, Argentina, entre los 39° 31' S y 39° 56' S de la zona Volcánica Sur Central, durante los últimos 1.000 años. El objetivo principal es proponer un marco tefrocronológico preliminar de referencia para el Holoceno Tardío de la región, a partir del estudio del registro sedimentario de la laguna Huaca Mamuil (HM, 39° 32.8' S; 71° 23.7' O), el lago Huechulafquen (HL, 39° 46' S; 71° 22' O) y una laguna innominada, referida aquí como laguna Carirriñe (LC, 39° 47.36' S; 71° 40.75' O). Sus ubicaciones y proximidad al volcán Lanín y a otros centros volcánicos con actividad postglacial reconocida como el vn. Villarrica, vn. Quetrupillán, Gpo. Huanquihue, cono La Angostura, cono El Arenal y el Complejo Volcánico Mocho-Choshuencho; favorece la obtención de un registro de erupciones lo más completo posible. Cinco testigos sedimentarios cortos fueron estudiados; dos de HM, uno de HL y dos de LC. Relevamientos batimétricos previos, permitieron seleccionar los mejores sitios de muestreo. Los testigos fueron radiografiados, descritos en detalle y submuestreados. Muestras de referencia de los centros de emisión postglaciales (vn. Huanquihue y cono La Angostura) y ceniza de caída, de las erupciones de 2015 del volcán Villarrica y Calbuco, fueron colectadas en superficie. Se realizaron descripciones de detalle con lupa binocular de todas las muestras. Análisis de susceptibilidad magnética, determinaciones de contenido de agua, materia orgánica y carbonatos, completan la información estratigráfica de los testigos. Dos edades radiocarbónicas AMS permitieron datar, el registro de la laguna Huaca Mamuil y la base de la colada El Escorial asociada al vn. Huanquihue. Análisis geoquímicos de elementos traza y tierras raras se realizaron mediante espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) y se esperan resultados de determinaciones de elementos mayores con microsonda electrónica de barrido (EPMA) realizados sobre partículas individuales de vidrio. Un total de treinta niveles de tefra se identificaron en el registro sedimentario; los cuales, se asociaron con sus respectivos focos de emisión. Todos los niveles representan eventos de caída directa. Catorce fueron identificados en los 57 cm de sedimento recuperados de HM. Uno de ellos representa, dos episodios de caída que ocurrieron separadamente en un lapso de tiempo corto. Con lo cual, los catorce niveles de tefra, representarían quince eventos explosivos. Una edad radiocarbónica de 1055 - 1015 Cal BP se obtuvo casi en la base del testigo, a una profundidad de 55,5 - 55 cm. Por otra parte, se identificaron ocho niveles de tefra en 28 cm de HL y ocho niveles en 53 cm de sedimento de LC. Once del total de las tefras identificadas, corresponden a microfrazas, que debido a su tamaño de grano y al alto contenido orgánico de los sedimentos, son difíciles de detectar a simple vista. En cuanto a la caracterización de los materiales piroclásticos, en función de su posición estratigráfica y los primeros resultados geoquímicos, se apunta a los volcanes Villarrica, Calbuco, Lanín y Huanquihue, como las fuentes principales de origen. En todos los cuerpos lacustres se identificaron vitroclastos de caída directa de las erupciones de los volcanes Villarrica y Calbuco de 2015. Un nivel identificado en las lagunas HM, LC y HL se atribuye a la erupción del vn. Huanquihue, permitiendo la correlación entre los dos sitios, con una edad máxima de 1230 - 1170 Cal BP obtenida en la base de la colada "El Escorial" que corresponde al mismo episodio eruptivo. Dieciséis niveles de tefra se asignaron a erupciones del vn. Villarrica. Los ocho niveles de tefra más antiguos identificados en HM se atribuyeron tentativamente al vn. Lanín; aunque no se descarta la posibilidad que alguno de ellos corresponda a algún episodio eruptivo de otro volcán de igual o similar composición química. A partir del registro de la laguna HM se estableció una recurrencia eruptiva en el rango de 1 erupción cada 67 años para los últimos 1000 años. Un registro de 7 m de largo que probablemente cubre todo el Holoceno se recuperó de la LC y está siendo estudiado, con el fin de elaborar una estratigrafía de eventos volcánicos y establecer una tefrocronología de referencia para la región. Nuestro propósito es poder obtener un mayor entendimiento sobre la frecuencia de erupciones explosivas de los volcanes de la Zona Volcánica Sur Central durante los últimos 10.000 años, y así estudiar en mayor detalle su comportamiento; con el objeto de que esta información pueda ser utilizada para estudios de peligrosidad y riesgo volcánico.



REMOVILIZACIÓN DE TEFRA EN SISTEMAS FLUVIO-LACUSTRES AFECTADOS POR LA ERUPCIÓN DEL CORDÓN CAULLE 2011: LA RESEDIMENTACIÓN EN LOS DELTAS Y SUS POSIBLES IMPLICANCIAS

Débora BEIGT^{1@}, Gustavo VILLAROSA¹, Valeria OUTES² Eduardo A. GÓMEZ³ y Guillermo TOYOS⁴

⁽¹⁾ Instituto Andino Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (CONICET-UNCO)

⁽²⁾ Instituto Andino-Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (UNCo/CONICET)

⁽³⁾ Instituto Argentino de Oceanografía (UNS/CONICET)

⁽⁴⁾ Comisión Nacional de Actividades Espaciales

^(@) dbeigt@gmail.com

Palabras clave: caídas piroclásticas, cuencas hídricas, remoción en masa subacuática

El ingreso abrupto de grandes volúmenes de tefra en sistemas fluviales afectados por caídas piroclásticas perturba los sistemas de drenaje y desencadena intensa erosión, removilización y redepositación de material no consolidado a partir de procesos fluviales y remoción en masa. De ello derivan sustanciales cambios geomórficos a lo largo de la cuenca y en ambientes deltaicos. Patagonia Norte está surcada por gran cantidad de cuencas hídricas que desaguan en grandes lagos de origen glacial. Estos sistemas son recurrentemente afectados por erupciones explosivas de los volcanes andinos. La erupción del Cordón Caulle 2011 cubrió a las cuencas de los arroyos Pireco y Totoral (a 40km del foco eruptivo, Fig. 1A, B) con una capa de ceniza y lapilli de 15 a 50cm de espesor. El propósito de esta investigación es cuantificar los volúmenes de tefra caídos sobre ambas cuencas y analizar el impacto de la resedimentación de estos materiales en los ambientes deltaicos, considerando las condiciones morfológicas previas y los procesos de remoción en masa que tienen lugar en los frentes deltaicos.

Trabajos de campo realizados durante la erupción del Cordón Caulle (CC) 2011 y posteriormente permitieron confeccionar dos mapas isopáquicos representando la tefra de caída (2011) y post-removilización (2012). En base a éstos se efectuó un cálculo en entorno GIS de los volúmenes caídos y removilizados en ambas cuencas utilizando un método de interpolación lineal. Se analizó mediante imágenes SPOT la progradación de las planicies deltaicas durante el período 2011-2017, vinculando estos resultados con el proceso volcánico y con parámetros meteorológicos registrados en las cuencas. Mediante relevamientos batimétricos de alta resolución por fajas realizados con un Sonar Batimétrico por Medición de Fase GeoSwath durante la erupción y en años posteriores (2014, 2017), se estudió la evolución temporal de la morfología subacuática y se analizaron los procesos de remoción en masa en los frentes deltaicos. Se instalaron colectores de sedimentos en suspensión durante y posteriormente a la erupción a fines de determinar las características del material involucrado y las tasas de sedimentación en los deltas.

El área de estudio fue particularmente afectada por caídas piroclásticas durante el mes de junio de 2011, cuando $72 \times 10^6 \text{ m}^3$ de tefra se depositaron sobre estas cuencas. La abundante precipitación (nívea y pluvial) registrada durante este mes ($\approx 400 \text{ mm}$) y en meses subsiguientes favoreció 1) una rápida removilización hacia los ambientes deltaicos y 2) la presencia de depósitos de tefra intercalados en el paquete níveo que fueron removilizados hacia los deltas durante los meses del deshielo. Para comienzos de 2012 se registró una pérdida neta de tefra en las cuencas de $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ y una significativa progradación de las planicies deltaicas (Fig. 1C), involucrando un área de $25.6 \times 10^4 \text{ m}^2$. Imágenes satelitales previas a la erupción sugieren la presencia de una amplia terraza lacustre subacuática, la cual fue rápidamente agradada durante la erupción debido al aporte de un volumen de al menos $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material piroclástico. Los relevamientos batimétricos en 2011, 2014 y 2017 mostraron máxima acumulación de tefra en el área cercana a las desembocaduras de ambos arroyos, principalmente en la terraza y en la porción superior de los frentes deltaicos (alcanzando un espesor máximo de 30m en el frente deltaico del delta Pireco en el período 2011-2014). Numerosos movimientos en masa se identificaron en los frentes en el año 2011, registrándose retrocesos de escarpas y nuevos deslizamientos durante los años posteriores a la erupción. Un área particularmente dinámica fue el delta del arroyo Totoral, donde a principios de 2012 se logró registrar un deslizamiento que involucró principalmente material piroclástico y orgánico y que colmató y desplazó una trampa de sedimentos en suspensión ubicada en un sector distal de dicho delta.

La identificación de numerosos rasgos de remoción en masa durante la erupción, cubriendo sectores progradados y no progradados de los frentes deltaicos, indica la existencia de condiciones previas de inestabilidad en estas pendientes. Los cambios morfológicos significativos registrados en



los ambientes subacuáticos desde el inicio de la erupción debido a los grandes volúmenes de tefra depositada sobre la terraza lacustre y los frentes deltaicos despiertan un interrogante acerca de la frecuencia y magnitud de los movimientos en masa subacuáticos en años venideros, dada la alta persistencia (años a décadas) que suelen presentar los fenómenos disruptivos derivados del ingreso masivo de material piroclástico a un sistema fluvial.

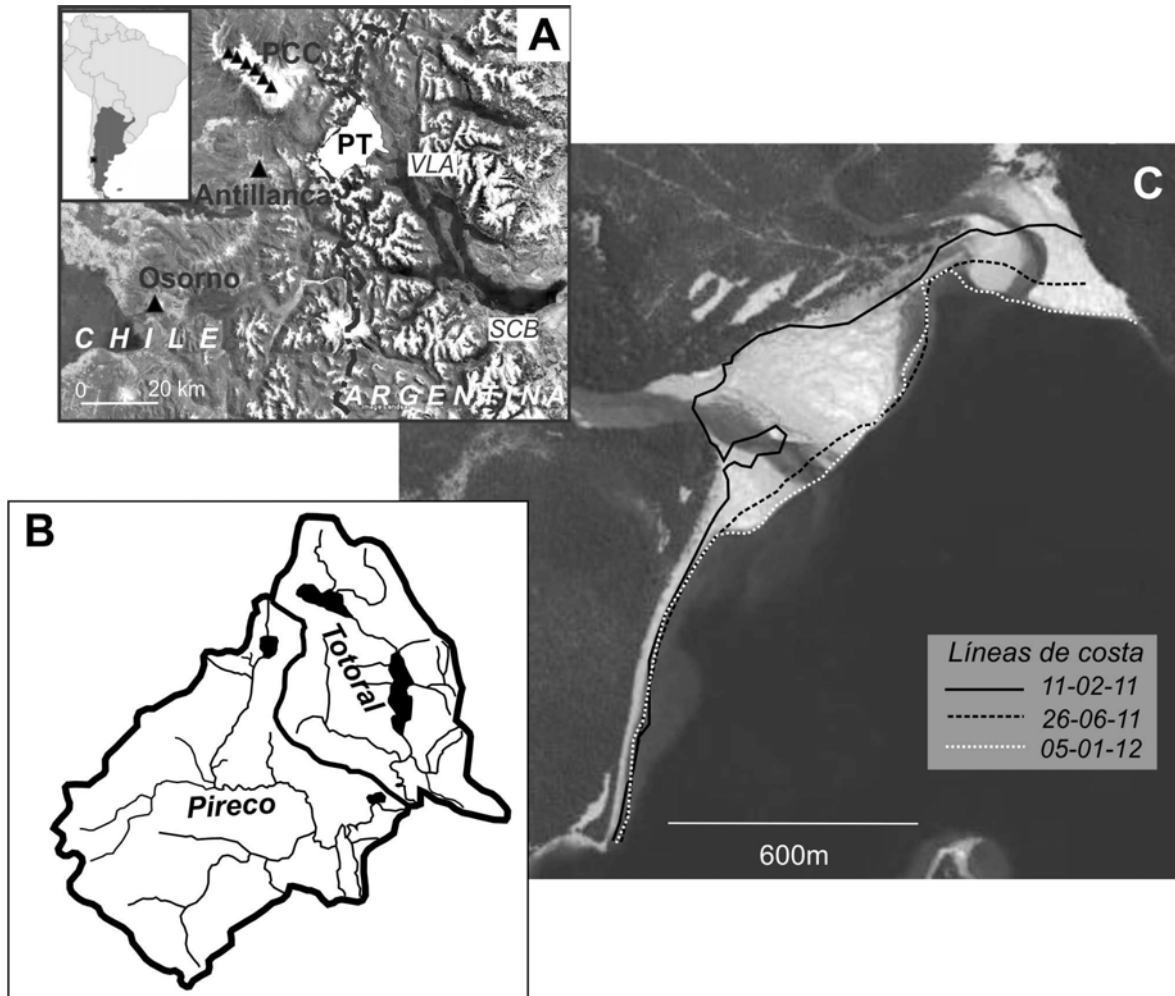


Figura 1. A) Ubicación de las cuencas de los arroyos Pireco y Totoral (PT) en relación a volcanes activos cercanos. B) Red de drenaje de las cuencas estudiadas. C) Progradación de los deltas de los arroyos Pireco y Totoral por efecto de la resedimentación de tefra de la erupción del Cordón Caulle 2011.



TASA DE EROSIÓN Y EDADES RELATIVAS DE LOS CONOS MONOGENÉTICOS DE LOS CAMPOS VOLCÁNICOS AUCA MAHUIDA Y RÍO COLORADO BASADO EN MORFOMETRÍA VOLCÁNICA

Miguel Jorge HALLER^{1,2@}, Gabriela Isabel MASSAFERRO^{1,2}, Viviana Inés ALRIC² y Sebastián SAYAVEDRA²

⁽¹⁾Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (CONICET, CCT-CENPAT)

⁽²⁾Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

^(@)haller@cenpat-conicet.gob.ar

Palabras clave: morfometría volcánica, tasas de erosión, edades relativas

La altura del cono, la relación altura/diámetro y la pendiente de un cono de escorias disminuyen durante los procesos de degradación con el tiempo y este concepto constituye la base para la datación relativa de los conos. Disponiendo de dataciones absolutas se pueden calcular tasas de erosión y edades relativas. El objetivo de este trabajo consiste en datar en forma relativa los conos monogenéticos de escoria ubicados en los campos volcánicos del Río Colorado y Auca Mahuida (Fig. 1A), al sur de la región de Payenia.

Utilizando el programa Global Mapper 12 se tomaron las medidas de parámetros morfológicos de los conos tales como perímetro de la base y del cráter, delineados sobre imágenes Bing y Google Earth®. A partir de las medidas se calcularon los diámetros respectivos (D_{CO} y D_{CR}), alturas máximas y mínimas, a partir de las cuales se calcularon la altura promedio del cono (H_{CO}), la pendiente promedio de las laderas (P_{CO}) y el volumen de los conos (V_{CO}), dirección de elongación del cono y dirección de aportillamiento. Las medidas se realizaron sobre imágenes TanDEM-X que presentan una resolución de 12 m con precisión relativa de alturas de 2 metros, cedidas para este estudio por el Centro Aeroespacial Alemán (DLR). El tratamiento estadístico de los datos se realizó con los programas Excel 2016, Sigma Plot 10.0. y Stereonet online.

Se midieron 44 conos relativamente bien conservados. Los D_{CO} de conos de escoria varían entre 293 y 1682 m, con una mediana de 584 m y un promedio de 651 metros. Los D_{CR} varían entre 124 y 523 m, con una mediana de 279 m y un promedio de 275 metros. La altura de los conos se encuentra en el rango 5-101m, con una mediana de 26 m y un promedio de 33 metros. Los volúmenes de los conos de escoria varían entre $3,5 \times 10^6$ y $7,2 \times 10^6$ m³, la mediana es 1×10^5 m³ y el promedio de los volúmenes es $4,7 \times 10^7$ metros cúbicos. El rango de las pendientes de los conos es de 2°-15°, con una mediana de 9,7° y un promedio de 9,4°. Los rumbos de elongación dominantes de la base del cono se encuentran en la dirección Este-Oeste (Fig.1B). Esta dirección es indicadora, de acuerdo con Paulsen y Wilson (2010), del campo de esfuerzos en la comarca, que establece la expresión superficial de la orientación de los diques alimentadores. Ello es compatible con la estructura este-oeste observable aproximadamente 20 km al ESE del volcán Auca Mahuida y que habría constituido una fisura eruptiva. Se observan dos direcciones preferenciales de aportillamiento (Fig.1C), una en 85° coincidente con la dirección de debilidad estructural del basamento y la otra en 275°, que representa la dirección de los vientos predominantes, los que influyen en la construcción del edificio volcánico, más delgado y propenso a erosión a barlovento. Se graficaron las relaciones de H_{CO} en función del D_{CO} conjuntamente con la relación $H_{CO}=0,2D_{CO}$, estimada por Settle (1979) para un cono ideal no degradado (Fig. 1D). Todos los conos medidos grafican por debajo de esta recta, indicandoun avanzado estado de erosión. La desviación de los datos respecto a la recta de Settle (1979) permite estimarsu edad relativa. Se graficó también la P_{CO} contra lasedades absolutas (Fig.1E) disponibles para la zona. De todas las edades recopiladas, sólo cuatro corresponden a los conos medidos. De este gráfico se obtuvo una tasa de erosión de 5° por Ma, un poco menor que la calculada para otras localidades de la Patagonia. A partir de la ecuación de la recta de la figura 1E se calcularon las edades morfológicas de los conos restantes, cuya frecuencia está representada en el histograma de la figura 1F, donde se pueden apreciar cinco agrupamientos de edades relativas. El primero, el más antiguo entre 3,0 y 2,0 Ma puede correlacionarse con las edades aportadas por Linares (1979) en Ramos y Barbieri (1988). El segundo, entre 2,0 y 1,5 Ma comprende las fases volcánicas 1, 2 y 3 de Pallares et al. (2016). El tercer agrupamiento, entre 1,5 y 1,0 Ma coincide con la quinta fase volcánica de Pallares et al. (2016). El cuarto (el más frecuente) y el quinto agrupamiento de edades morfológicas (<1,0 Ma) se correlacionan con las edades absolutas más jóvenes del campo volcánico del Río Colorado (Gudnason et al. 2012).

El estudio morfométrico de los conos de escoria de los campos volcánicos Auca Mahuida y Río Colorado permitió establecer que un cono de escorias promedio tiene una altura de 26 m, un diámetro basal de 651 m, un diámetro de cráter de 275 m y un volumen medio de $7,2 \times 10^6$ metros cúbicos. La



pendiente promedio de los faldeos de los conos volcánicos es de 9,4°. Los faldeos de los conos volcánicos se degradan a razón de 5° cada millón de años.

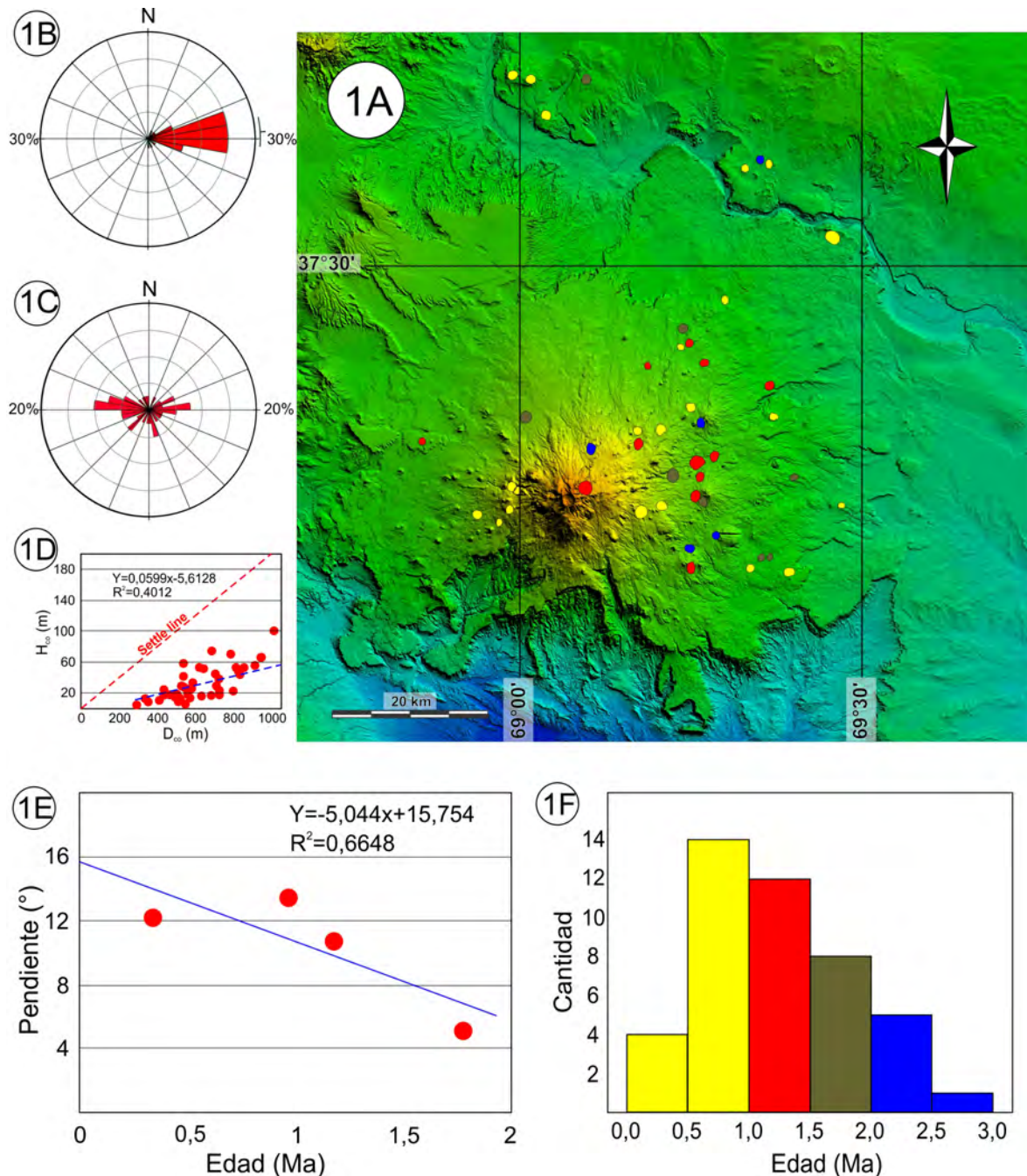


Figura 1. A) Campos volcánicos Auca Mahuida y Río Colorado con los conos medidos. Los colores indican la correlación de cada agrupamiento de edades morfológicas coincidente con el histograma de la figura 1F: azul=3 a 2 Ma, pardo= 2 a 1,5 Ma, rojo=1,5 a 1 Ma, amarillo=1 a 0 Ma. B) Direcciones de la elongación máxima de la base de los conos. C) Direcciones de aportillamiento de los conos. D) Relación altura del cono versus diámetro del cono. La recta roja indica la relación ideal de $H_{co}= 0,2 D_{co}$ de Settle (1979). E) Relación pendiente del cono versus edad absoluta. La ecuación de la recta de regresión del gráfico permite calcular las edades relativas de los conos estudiados. F) Histograma de edades relativas. Azul, entre 3,0 y 2,0 Ma, puede correlacionarse con las edades aportadas por Linares (1979) en Ramos y Barbieri (1988). Pardo, entre 2,0 y 1,5 Ma, comprende las fases volcánicas 1, 2 y 3 de Pallares et al. (2016). Rojo, entre 1,5 y 1,0 Ma, coincide con la quinta fase volcánica de Pallares et al.



(2016). Amarillo, <1,0 Ma, se correlaciona con las edades absolutas más jóvenes del campo volcánico del Río Colorado (Gudnason et al. 2012).

Bibliografía:

- Gudnason, J., Holm, P.M., Sjøager, N y Llambías, E.J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 37: 191-201.
- Pallares, C., Quidelleur, X., Gillot, P.-Y., Kluska, J.-M., Tchilinguirian, P. y Sarda, P. 2016. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 323:19-37.
- Paulsen, T. S., y Wilson, T. J. 2010. Evolution of Neogene volcanism and stress patterns in the glaciated West Antarctic Rift, Marie Byrd Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society* 167(2): 401-416.
- Ramos, V. A. y Barbieri, M. 1988. El volcanismo cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(2): 210-223.
- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science* 279: 1088-1107.



TRAVERTINOS DE LA COMARCA LAS CUEVAS (MINA JESÚS), DPTO. ROSARIO DE LERMA, PROVINCIA DE SALTA.

Mauro DE LA HOZ^{1@}, Verónica Rocio MARTINEZ² y José Luis VEDIA³

⁽¹⁾Universidad Nacional de Salta

⁽²⁾CEGA- INSUGEO- CONICET

⁽³⁾Universidad Nacional de Comahue

^(@)gm_delahoz@yahoo.com.ar

Palabras clave: travertino, aragonita, paleofuentes

Los travertinos expuestos en el paraje denominado Las Cuevas en el departamento de Rosario de Lerma, se encuentran suprayaciendo los depósitos del Complejo Puncoviscana sobre el faldeo NE del Nevado de Acay. Estos depósitos carbonáticos se encuentran en una región en la cual se intersectan fallas de rumbo N-S y NO-SE, este último juego de fracturas es paralelo al lineamiento regional LCOT (Lineamiento Calama-Olapato-Toro) y a una falla que recorre el borde SO del batolito de Tastil justo al norte de la traza principal del LCOT. Los depósitos de travertinos se encuentran asociados al depósito manganesífero, conocido como Mina Jesús de origen hidrotermal y relacionado con las manifestaciones póstumas del vulcanismo Cenozoico de los Andes Centrales. El LCOT desempeña un papel importante en el emplazamiento de las manifestaciones magmáticas neógenas, representada en la región por el stock monzodiorítico del Acay (Llambías *et al.* 1985), las fases efusivas terminales de estos edificios volcánicos han generado variadas mineralizaciones de filiación exhalativa y termal (Sureda *et al.* 1986). Lizzio y Sureda (1988) describieron en detalle la mineralogía y las principales características de los depósitos manganesíferos asignándole un origen epigenético y estratoligado en el travertino. Los minerales de Mn se encuentran atravesando las rocas metamórficas y se disponen en forma bandeada o lenticular, dentro de los travertinos, y las mayores concentraciones en minerales de Mn y óxidos e hidróxidos de Fe en las cavidades del travertino.

El travertino en general presenta una fábrica cristalina, estos mantos carbonáticos, tiene un espesor variable entre 3 m a 10 m ocupando una superficie de $\sim 0,17$ km². Los contactos en la base varían de sur a norte, en el extremo meridional el depósito se apoya directamente sobre el basamento precámbrico, luego en depósitos de tipo conglomerádicos y finalmente hacia el norte se asientan sobre un conjunto de arcillas rojas y tobas modernas. El buzamiento general de este cuerpo con forma tabular es subhorizontal de 25° hacia el este. En el contacto discordante con el basamento paleozoico es posible observar canales de alimentación que siguen los planos de foliación de la roca y otras heterogeneidades.

Estos travertinos poseen una composición mineralógica fundamentalmente aragonítica, con calcita en proporciones inferiores o en torno al 20%, se observaron finas láminas de rodocrosita y carbonatos de Mn de 1mm aproximadamente. Hacia el techo la pureza de carbonato aumenta. Poseen alta reacción al ácido clorhídrico al 10%. De acuerdo con la clasificación de Dunham (1962), serían Calizas Cristalinas. Las facies definidas son:

1. Facies de travertino macizo. Son travertinos de color blanquecinos. Se presentan en bancos masivos de entre 0,10 y 0,50 m. Textura cristalina afanítica. Porosidad intergranular.
2. Facies de travertino bandeado. Son travertinos de color blanquecinos intercalados con bandas (1-10 cm) de óxidos de hierro y de manganeso. Textura cristalina afanítica. Porosidad intergranular y fenestral.
3. Facies de travertino laminado. Son travertinos de color blanquecinos intercalados con bandas (0,05-1 cm) de óxidos de hierro. Textura cristalina afanítica. Porosidades intergranular. Las láminas varían desde micríticas a fibrosas, consisten en aragonita y calcita con disposición perpendicular a radial respecto de la orientación de la lámina.

Los travertinos constituyen depósitos carbonáticos, de composición aragonítica predominante (>80%), con diseño de plataforma que genera un banco tabular y discordante con respecto a las rocas sobre las que suprayace. Representa paleofuentes termales en las que se reconocieron tres facies con contenidos importantes de minerales de Mn y escasos óxidos e hidróxidos de Fe. Las características de los travertinos, tales como su asociación de facies carbonáticas de origen hidrotermal, su posición litoestratigráfica, el control estructural de la región y la cercanía con el centro volcánico mioceno del Acay datado en 19 Ma por Petrinovic *et al.* (1999), son aspectos geológicos que permitirían asociarlos a la actividad hidrotermal de baja temperatura ($\sim 40^\circ\text{C}$) del sistema geotérmico-hidrotermal del Acay.

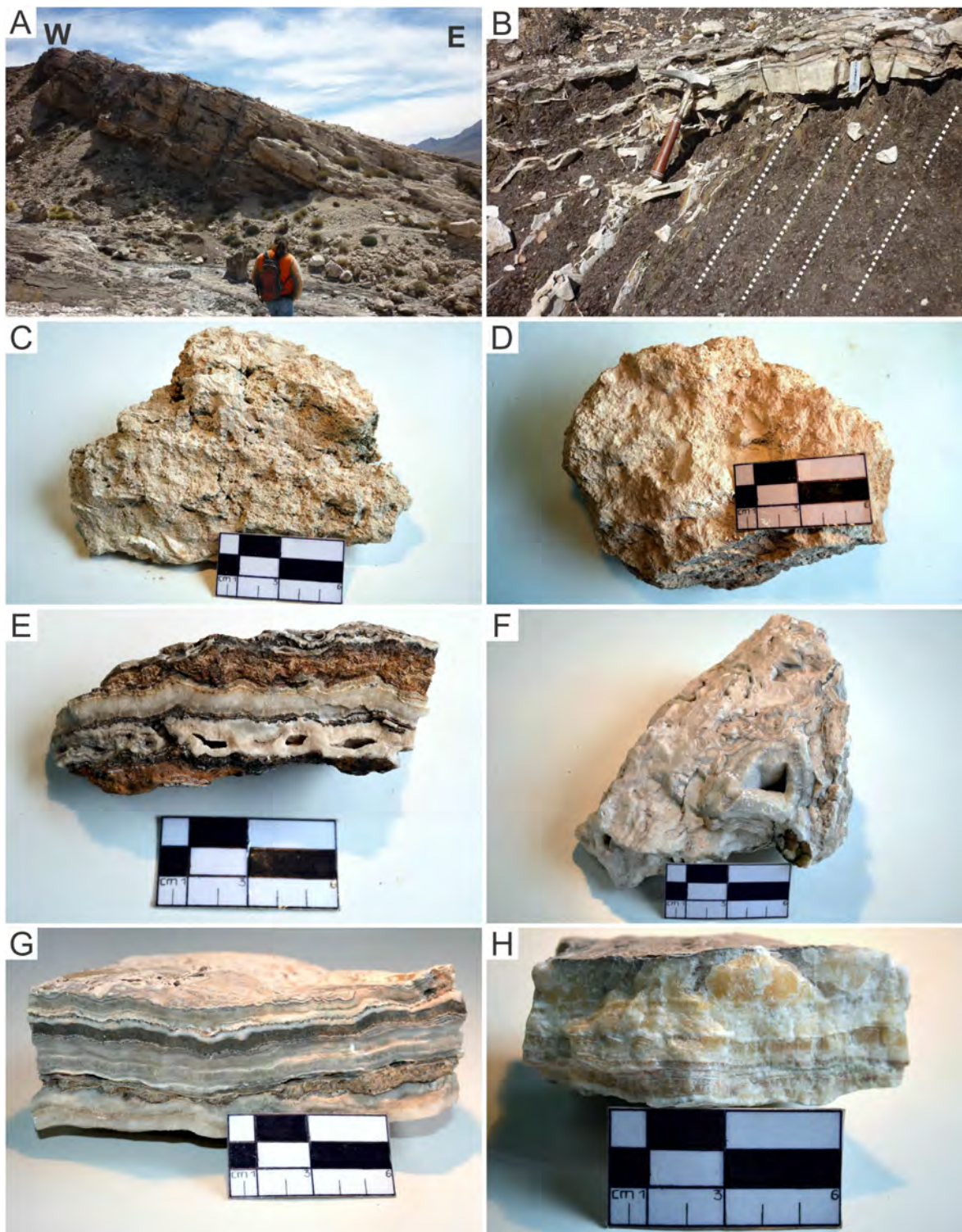


Figura 1. A) Vista hacia el norte del banco de travertino apoyado en discordancia sobre el basamento metamórfico. B) Contacto discordante, se puede observar los canales de alimentación que siguen la foliación y heterogeneidades de la roca, en línea punteada se observa la orientación de la foliación. C) y D) Facies de travertino macizo. E) con niveles de óxidos de Fe y Mn. F) Facies de travertino bandeado con oquedades. G) Facies de travertino laminado con niveles de óxidos de Mn y finas laminas de calcita manganesífera. H) Facies de travertino laminado de composición aragonítica exclusivamente.

Bibliografía:

Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E.



- (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 108-121.
- Lizio, M. y Sureda, R. 1988. Los depósitos manganesíferos de la Mina Jesús en el Departamento Rosario de Lerma de la provincia de Salta, Argentina. 3er. Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 425-449.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. y Tomsic, S. 1985. Geología y características químicas del stock terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas, provincia de Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15, 158- 175.
- Sureda, R.; Galliski, M.A.; Argañaraz, P.; Daroca, J. 1986. Aspectos metalogenéticos del Noroeste Argentino (provincias de Salta y Jujuy). Revista Capricornio 1, Universidad Nacional de Salta, Vol. 1, p. 39-95.
- Petrinovic, I.A., Mitjavila, J., Viramonte, J.G., Marti, J, Becchio, R., Arnosio, M. y Colombo, F. 1999. Geoquímica y Geocronología de secuencias volcánicas Neógenas de trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del COT, noroeste de Argentina. In: Colombo, F., Queralt, I. y Petrinovic, I.A. Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino, Acta Geológica Hispánica 34 (2-3) 255-273.



TUBOS DE LAVA EN EL FLANCO NOROCCIDENTAL DEL VOLCÁN LANÍN

Maria Lourdes SANTILLAN^{1@} y Tomás Gregorio FUENTES²

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT

⁽²⁾Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP)

^(@)santillanlourdes88@gmail.com

Palabras clave: volcanismo, espeleología, volcán Lanín

En el presente trabajo abordamos el estudio de cavidades subterráneas que se manifiestan en las unidades más jóvenes del Volcán Lanín, 2170 ± 70 años AP (Lara, 2004), el cual está ubicado en el Sur de la Provincia de Neuquén, formando parte de la Cordillera Norpatagónica en el límite internacional con Chile, a 60 km de la ciudad de Junín de los Andes (Fig.1A). Dada la importancia que tiene el patrimonio geológico en el Parque Nacional Lanín (Argentina) y en el Parque Nacional Villarica (Chile), y su impacto como atractivo turístico, el presente trabajo tiene como objetivo general caracterizar e interpretar las geoformas asociadas ("tubos de lava", Fig.1B) a los depósitos lávicos del sector noroccidental del mencionado Volcán (Fig.1C). El Volcán Lanín forma parte de la cadena volcánica Villarrica-Quetupillán-Lanín, que presenta una extensión de 60 kilómetros con rumbo N50°O. En la actualidad, no evidencia manifestaciones de actividad volcánica y no se conocen registros históricos. Su compleja historia geológica se inicia en el Pleistoceno medio (?), y alcanza su clímax de actividad volcánica durante el Holoceno. Para el presente, definimos Espeleología como la ciencia abocada al estudio de las cavidades subterráneas. Por lo general el origen de las cavidades/cavernas están asociadas principalmente a ambientes kársticos, aunque también es común su formación en ambientes volcánicos de composición basáltica. Esto se debe a que la baja viscosidad del fundido basáltico y la diferencia de temperatura con el ambiente generan en las coladas lávicas una corteza sólida externa, la cual mantiene en su interior el material fundido fluyendo desde las zonas altas a zonas bajas (Llambias, 2008). En respuesta a diversos factores como podrían ser el cambio de pendiente o el descenso de la tasa de efusión, se pueden generar geoformas volcánicas denominadas "tubos de lava". El grado de polimerización del magma, la temperatura, la tasa de efusión y las características del relieve por donde se desplazan las coladas de lava, son los factores principales que intervienen en su emplazamiento final y geomorfología. En el flanco Noroeste del Volcán y sobre la base de un mapa geológico elaborado previamente en gabinete, mediante la utilización de imágenes satelitales, se identificaron unidades volcánicas con características geomorfológicas de lavas de tipo Cordadas y Aa. Estas unidades fueron relevadas durante el trabajo de campo (Fig.1D). Es en este sector donde se pudo caracterizar un tubo principal de lava, con una orientación de rumbo Norte, con dimensiones aproximadas de 5 a 7 metros de alto, 3 a 5 metros de ancho y una extensión superior a los 150 metros. Durante el trabajo de campo se colectaron muestras de roca para identificar su composición mineralógica y sus propiedades texturales. A muestra de mano las rocas presentan un color gris oscuro a negro, con textura inequigranular porfírica, compuesta por una pasta afanítica que engloba fenocristales de plagioclasa (25~30%) Ø 1 a 3 mm, olivinas (3~5%) Ø 1 a 2 mm y opacos (0.5~1%) Ø <1 mm. La caracterización e interpretación de los depósitos lávicos, y los mecanismos y procesos que intervienen en su formación, con énfasis en las geoformas volcánicas denominadas "tubos de lava" (Fig.1E), permite dar valor agregado al patrimonio geológico que preservan los Parques Nacionales Lanín en Argentina y Villarica en Chile.

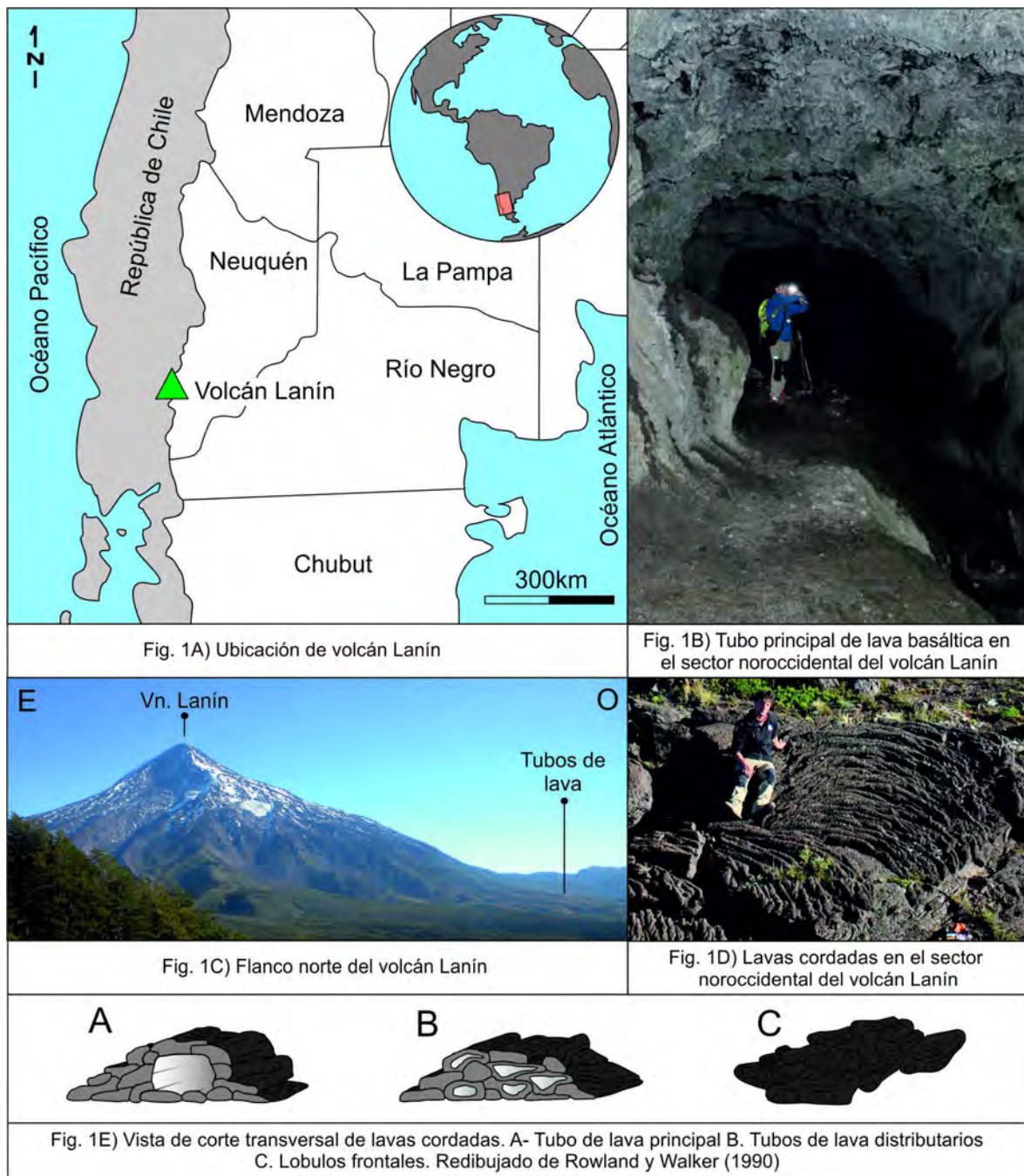


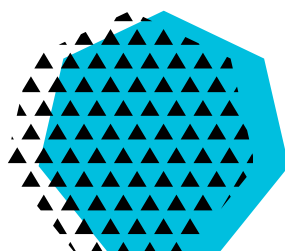
Figura 1. A) Ubicación del volcán Lanín. B) Tubo principal de lava basáltica en el sector noroccidental del volcán Lanín. C) Flanco Norte del volcán Lanín. D) lavas cordadas en el sector noroccidental del volcán Lanín. E) Vista en corte transversal de lavas cordadas : A- Toba de Lava Principal, B- Tubos de lava distributarios, C- Lóbulos frontales (modificado de Rowland y Walter, 1990).

Bibliografía:

- Lara, L.E. 2004. Geología del Volcán Lanín, Región de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 87, 18 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Llambias, E. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Segunda Edición. 222 p.
- Rowland S.K. y Walker G.P.L. 1990. Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. Bulletin of Volcanology 52: 615-628p.

Sesión 6

Geomorfología Fluvial



Coordinadoras:

Susana Degiovanni (UNRC)
Adriana Mehl (INCITAP, UNLPam)



ALTERACIONES ANTRÓPICAS EN LOS BAÑADOS DEL SALADILLO, CÓRDOBA. EL CASO DE LA AVULSIÓN DEL CANAL RÍO CUARTO

María Pía FERNANDEZ^{1@}

⁽¹⁾Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas. Universidad Nacional del Litoral

^(@)piafernandez27@gmail.com

Palabras clave: avulsión, Canal Río Cuarto, alteraciones antrópicas

El abanico de derrames del río Cuarto ha sido canalizado (década del 50) con el propósito de conducir las crecidas desde de los bañados Del Saladillo, su nivel de base original (Fig. 1a), hacia el sistema Saladillo-Caracarañá-Paraná. Sin embargo, la alta carga de sedimentos en suspensión que caracteriza su régimen aluvional, transitando por un ambiente con muy bajas pendientes (0,23 m/km), ocasiona frecuentes procesos de desbordes y sedimentación en amplios sectores del humedal. En estos ambientes además ocurren eventos de avulsión, definidos como *episodios de abandono súbito de un cauce de un río y la formación de uno nuevo, por pérdida de pendiente por colmatación* (Slingerland and Smith, 1998). Originariamente los bañados solo recibían los excesos de crecidas extraordinarias del río confiriéndole el carácter endorreico al sistema del Cuarto; desde comienzos de este siglo este ambiente está atravesado por los canales Río Cuarto y La Brava (Fig. 1b), que forzaron drásticamente su funcionalidad natural de receptora de excesos hídricos a zona de tránsito del agua y sedimentos. El objetivo del trabajo es caracterizar el episodio de avulsión del canal Río Cuarto en base a evidencias geomorfológicas y sedimentológicas y su efecto sobre los bañados Del Saladillo. Ambos canales tiene regímenes hídricos contrastantes, el canal La Brava, que conduce los excesos hídricos de una vasta zona del sur de Córdoba, antes de ingresar a los bañados atraviesa un conjunto de lagunas, que le confieren un efecto de retención de la carga y laminador de las crecidas, así el flujo circula sin producir desbordes, mientras que el canal Río Cuarto tiene una variabilidad en los caudales de 4 m³/s hasta 400 m³/s, y una carga en suspensión, la más importante que reciben los bañados, de 0,5 gr/l a 6-9 gr/l para estiaje y crecidas extraordinarias respectivamente (Doffo et al. 2016, 2017). A diferencia del primero, este canal presenta múltiples rasgos de derrames, producto del rompimiento del albardón artificial del canal. La crecida de marzo del 2015, produjo un desborde sobre la margen derecha que direccionó todo el escurrimiento del canal Río Cuarto hacia el canal La Brava, distante unos 0,5km hacia el Este y a una cota más baja (Fig. 1c y d). La obstrucción del flujo, presumiblemente por caída de vegetación sobre el canal Río Cuarto unos 2 km aguas abajo del desborde, produjo una pérdida de velocidad y una rápida agradación de 1,8 m por encima del lecho original (Fig. 1c), esto redujo la sección del canal, y con ello el ascenso del nivel del agua y finalmente el desborde. La ruptura del albardón creó un abanico que sedimentó una amplia zona hasta que los derrames llegaron al canal La Brava, allí la diferencia de cota inició una erosión retrocedente produciendo un cauce que conectó ambos canales (Fig. 1g). La mayor pendiente entre los canales La Brava y Río Cuarto respecto de la del tramo colmatado del canal Río Cuarto, definió la avulsión entre ambos canales (Fig. 1e) (Fernández, 2016). El relevamiento sedimentológico en el tramo avulsionado (Fig. 1f) corrobora tales procesos y evidencian su estilo depositacional. El análisis de facies realizado para el abanico de derrames del canal Río Cuarto permitió definir depósitos de Intra canal (AF 1) y de desbordes (AF 2) sobre depósitos palustres (AF 3), con espesores de hasta 0,7 m (Fig. 1f). Estos últimos son el tipo de ambiente naturalmente esperable para el sector estudiado, sin embargo, estos se encuentran afectados por depósitos arenosos con geometría tabular y gran extensión lateral que sugieren repentinos flujos en manto, asociados a eventos de desbordes recientes. En cuanto al tramo colmatado, el perfil sedimentario muestra claramente las facies propias de intra canal (Sp / St) cubiertas por las facies arenosas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo a estratificación horizontal (Sl/Sh) evidenciando formas de lecho de un alto régimen de flujo en contacto neto con facies de arena fina a limos con estructuras de bajo régimen de flujo (Sr y Fl) denotando la súbita colmatación del canal. En síntesis, las evidencias sedimentológicas han mostrado la existencia de fenómenos de desborde, avulsión y sedimentación, en un ambiente donde el registro sedimentario original está dominado por ambientes palustres (Fig. 1h). Hacer transitar las crecidas del río Cuarto con alta carga en suspensión, a través de los bañados Del Saladillo de muy baja pendiente, ha sido ineficaz ya que las evidencias geomorfológicas han mostrado la existencia de múltiples eventos de desbordes y sedimentación. Específicamente la avulsión reveló la sensibilidad de este ambiente ante estos cambios y la consecuente imprevisibilidad en la dirección del flujo.

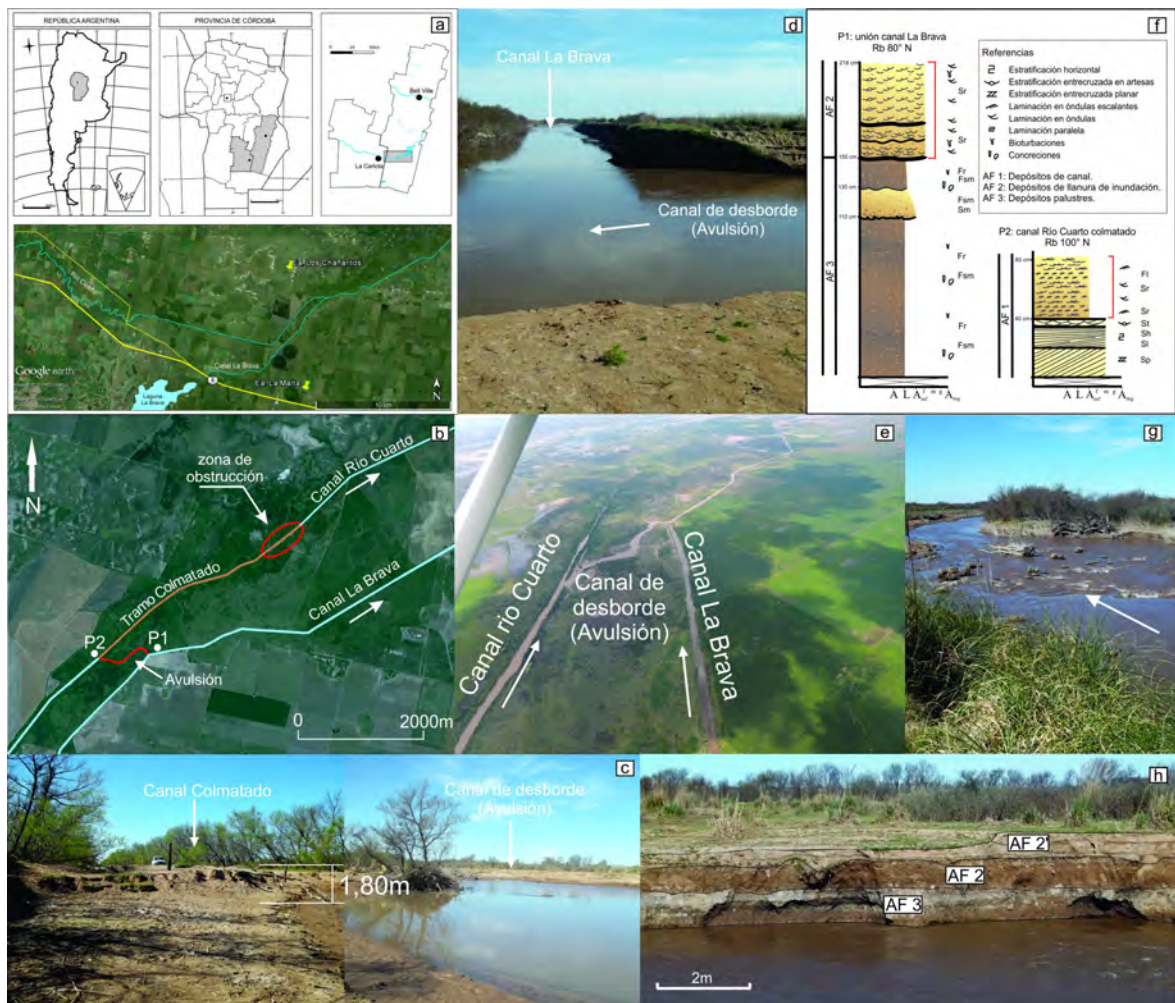


Figura 1. a) Ubicación del área de estudio; b) Imagen satelital (Google Earth) del área de estudio; c) A la derecha se observa el canal Río Cuarto colmatado, donde se indica el espesor del material sedimentado durante la crecida de marzo del 2015, a la izquierda el canal de desborde (avulsión); d) Confluencia entre el canal La Brava y el canal de desborde; e) Fotografía aérea tomada a pocos días de la crecida de marzo del 2015, se observa la unión entre los canales Río Cuarto y La Brava; f) Perfiles sedimentarios (su ubicación se indica en 1b), en rojo se señalan en P1 las facies de desbordes sobre las palustres, y en P2 las facies finas de la colmatación; g) Presencia de rápidos (cabeceras de retroceso) en el canal de desborde, mostrando el estado de ajuste del perfil longitudinal a días de la avulsión; h) Perfil expuesto en la margen derecha del canal de desborde, en la parte inferior (AF 3) se aprecian los depósitos palustres sepultados por dos depósitos de desbordes (AF 2, AF 2') del canal Río Cuarto.

Bibliografía:

- Doffo N., S. Degiovanni, K. Echevarria y Andreazzini J. 2016. Caracterización morfohidrológica el tramo inferior del río Cuarto y los Bañados del Saladillo y determinación de la peligrosidad de Inundación de la localidad de La Carlota. Informe técnico, Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédito), 136 p., Río Cuarto.
- Doffo N., Degiovanni S, y Andreazzini M. 2017. Cambios morfohidrológicos por intervenciones humanas en el tramo inferior del río Cuarto y bañados Del Saladillo, Córdoba, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino. Tucumán. Argentina.
- Fernández M. P. 2016. "Evolución geomorfológica y dinámica actual de los derrames del río Chocancharava (Cuarto) en los bañados del Saladillo. Córdoba. Argentina". Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédito), 143p., Río Cuarto.
- Slingerland, R. and Smith N. D. 1998. Necessary conditions for a meandering-river avulsion, *Geology* (Boulder), 26, 435-38.



ANÁLISIS DE PALEOSUELOS EN NIVELES DE TERRAZAS COMO HERRAMIENTA PARA LA RECONSTRUCCIÓN DEL PAISAJE GEOMORFOLÓGICO DEL CENOZOICO TARDÍO EN EL NE DE CHUBUT

Daniela FUNES^{1@}, Joaquín BUCHER¹, Manuel LOPEZ¹, Micaela GARCÍA¹, Andres BILMES², Leandro D'ELÍA¹, Juan Rafael FRANZESE¹ y Pablo BOUZA³

⁽¹⁾Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP)

⁽²⁾Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (CONICET, CCT-CENPAT)

⁽³⁾Instituto Patagónico para el Estudio de los Ecosistemas Terrestres (CONICET, CCT-CENPAT)

^(@)danielasoledad.f@hotmail.com

Palabras clave: calcretes, Rodados Patagónicos, Cuaternario

El paisaje geomorfológico del NE de Chubut, 42°00'– 43°20' LS y 63°33'–66°28' LO, se encuentra caracterizado por una sucesión de terrazas que registran cambios en el nivel de base de antiguos sistemas fluviales (González Díaz y Di Tomasso 2011). Sobre dichas superficies geomórficas se desarrollaron paleosuelos caracterizados por espesos calcretes con distinto grado de evolución (Bouza 2012). Los depósitos de los niveles de terrazas analizados constituyen extensas acumulaciones conglomerádicas conocidas como Rodados Patagónicos (Fidalgo y Riggi 1970), asignados al Plio-Pleistoceno. Sin embargo, estos depósitos presentan limitaciones sustanciales para la implementación de métodos de dataciones numéricas. En este sentido, el análisis de los paleosuelos y el grado de desarrollo progresivo de las acumulaciones de carbonatos pedogenéticos resultan fundamentales a la hora de establecer una cronología relativa de los distintos cambios de nivel de base. El presente trabajo tiene como objetivo proporcionar una caracterización de los aspectos generales de los paleosuelos, específicamente su morfología, micromorfología, geoquímica y clasificación, desde un enfoque que permita determinar la génesis de los calcretes y establecer una cronología relativa de los distintos eventos geomorfológicos que modelaron el paisaje durante el Neógeno-Cuaternario.

La delimitación de las distintas superficies geomorfológicas se realizó mediante el análisis de imágenes satelitales y modelos de elevación digital de 30m de resolución. Los diferentes paleosuelos fueron caracterizados a partir de calicatas y canteras presentes en cada superficie. Las características macro y micromorfológicas más prominentes de los carbonatos de los paleosuelos analizados fueron interpretados como diferentes etapas evolutivas de los calcretes, siguiendo las etapas definidas por Machette (1985). A escala macroscópica los principales rasgos morfológicos identificados fueron: horizontes carbonáticos laminares (costras), masivos y petrocálcicos, nódulos, revestimientos tipo colgantes (*pendants*), y clastos líticos fracturados y desplazados por el crecimiento micrítico, entre otros. A su vez, otro rasgo destacable es la disposición preferencial de las acumulaciones de carbonato siguiendo los planos de estratificación que caracterizan los depósitos (estratificaciones entrecruzadas de gran escala). A escala microscópica, las principales características micromorfológicas observadas fueron microfábricas b cristalíticas, nódulos calcíticos, rellenos y revestimientos calcíticos, brechamiento policíclico, cristalarias, y otras microestructuras vinculadas a fábricas de tipo beta. El análisis de estos rasgos, permitió determinar un incremento progresivo de la complejidad morfológica conforme al aumento de la edad de los suelos analizados. Por otro lado, a partir del análisis geoquímico se pudo vincular la génesis de estos niveles de calcretes a un origen pedogenético. Esto se ve reflejado en una distribución asimétrica del contenido de carbonato en los perfiles (en materiales parentales sin carbonatos), mostrando una máxima acumulación en la parte superior de la zona calcretizada y disminuyendo en profundidad. Otro indicador pedogenético identificado, que da cuenta de la antigüedad de las superficies, es la presencia de la secuencia de minerales de arcilla esmectita-palygorskita-sepiolita, concomitante con la calcretización. Esto resulta indicativo de procesos tiempo-dependiente, a la vez de ser un indicador de condiciones paleoclimáticas áridas a hiperáridas bajo las cuales se desarrollaron los paleosuelos (Singer y Norrish 1974). Además, el aumento en el grado de evolución de los calcretes también se ve reflejado en el incremento de la tasa de acumulación de los carbonatos, en función de la edad de las terrazas.

En conclusión, el estudio geomorfológico del área permitió identificar una sucesión de terrazas que evidencia variaciones del nivel de base de decenas de metros. Esto, sumado al análisis geoquímico y pedogenético de los perfiles de suelo a escala microscópica y de afloramiento, permitió, por un lado, determinar que el origen de los calcretes es pedogenético y por otro, que la morfología y la tasa de formación de las acumulaciones de carbonatos pedogenéticos están fuertemente asociadas a la edad de las superficies geomórficas. De esta manera, se pudo establecer una cronología relativa de las terrazas, lo cual resulta fundamental a la hora de generar modelos espacio-temporales que permitan evaluar la configuración geomorfológica en este sector de la Patagonia.



Bibliografía:

- Bouza, P.J., 2012. Génesis de las acumulaciones de carbonatos en Aridisoles Nordpatagónicos: su significado paleopedológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (2): 298 – 313
- Fidalgo F, Riggi JC (1970) Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 430-443
- González D., I. Di Tommaso. 2011. Evolución geomorfológica y cronología relativa de los niveles aterrizados del área adyacente a la desembocadura del Río Chubut al Atlántico (provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68 (4): 507 – 525.
- Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 203, 1–21.
- Singer, A. y Norrish, K. 1974. Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. *American Mineralogist* 59: 508-517.



CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DE MATAGUSANOS, DEPARTAMENTO DE ULLUM, PROVINCIA DE SAN JUAN

Raúl Emmanuel OCAÑA^{1@}, Daniel Germán FLORES² y Graciela SUVIREs

⁽¹⁾Centro de Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Gabinete de Geología Ambiental. Instituto de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan

⁽²⁾Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera

^(@)emma_geol@hotmail.com

Palabras clave: Matagusanos, Precordillera, Cuaternario

La cuenca de Matagusanos se ubica en el sector central de la provincia de San Juan en las coordenadas 534500 mE y 6543000 mS (Proyección UTM, zona 19J, Datum WGS84). Se localiza a 50 km al norte de la ciudad de San Juan y forma parte de la depresión tectónica de Matagusanos, que se extiende de forma longitudinal en sentido norte-sur y abarca sectores de Precordillera Oriental y Central. El objetivo de este trabajo es relevar, clasificar y cartografiar las unidades geomorfológicas de edad Cuaternaria a escala 1:200.000, con la finalidad de contribuir a la planificación del uso de la tierra.

Los aspectos metodológicos son dos: el primero corresponde a la identificación, análisis y reconocimiento de la distribución espacial de unidades geomorfológicas. El segundo incluye trabajos de campo detallados sobre los depósitos aluviales principalmente. La información proveniente de la primera y segunda etapa fueron digitalizadas. Los archivos vectoriales fueron discriminados y clasificados para obtener una capa de las diferentes unidades geomorfológicas cuaternarias. Desde el punto de vista morfogénico, se han establecido 4 unidades (Erosionales-exhumadas por neotectónica, Poligénicas, Fluviales y Playa lake) divididas en 29 subunidades. Se clasificaron en orden cronológico relativo teniendo en cuenta el grado de erosión, altura respecto a la red de canales, propiedades y espesores de depósitos cuaternarios, desarrollo de horizontes de perfiles de suelos, maduración del pavimento del desierto, intensidad del barniz del desierto y cobertura vegetal. La afectación del relieve por la actividad neotectónica, motivó a su desagregación en dos bloques, un bloque de piso o proximal al frente montañoso (Cuenca Campo Ciénaga Redonda) y un bloque de techo medio-distal (bajada pedemontana oriental de las lomas de la Dehesa). La principal estructura que se tuvo en cuenta para considerar a los bloques antes mencionados es el sistema compresivo de fallamiento los Blanquitos (Fig. 1A). El efecto del levantamiento tectónico modificó el relieve en su evolución durante el Cuaternario. Los distintos niveles aluviales que fueron reconocidos en los sectores pedemontanos fueron diferenciados teniendo presente su origen. Aquellos que fueron depositados inmediatamente a los pies de los frentes montañosos fueron considerados autóctonos y aquellos que tienen un origen en algún lugar de la cuenca aguas arriba, transportados y depositados posteriormente aguas abajo, fueron considerados alóctonos. Además, se estableció una cronología relativa de 3 niveles aluviales autóctonos y 3 niveles aluviales alóctonos para cada bloque, desde el nivel I (más antiguo) al III (más reciente). Diferentes procesos erosivos fueron identificados en los diversos niveles de acumulación, escarpes de falla, escarpes litológicos y afloramientos rocosos. En la región de estudio, la actividad tectónica cuaternaria, ha modificado y cambiado la posición original de las unidades. En estos de depósitos aluviales, algunos afloramientos son expuestos y elevados por procesos neotectónicos.

Las subunidades erosionales-exhumadas por actividad tectónica identificadas son 11. Las principales fallas se encuentran frecuentemente a largo de los bordes orientales de las formas erosionales propias de Precordillera Central, sobreponiendo rocas de edad Paleozoicas y del Neógeno. Estos mismos tipos de contacto pueden verificarse en las serranías que integran Precordillera Oriental, solo que en ellas las estructuras se localizan sobre el borde occidental. La falla los Blanquitos se encuentra sobre el flanco occidental de las lomas de la Dehesa, y respecto a ella, las subunidades de abanicos aluviales son consideradas como subunidades de techo o de piso según su posición. En base a esto se han identificado 6 subunidades en cada uno de ellos. Además, también fueron divididas siguiendo el criterio de su origen en Autóctonas o Alóctonas. Las subunidades poligenéticas son 2, se caracterizan por relieves de superficies planas y suavemente inclinadas al este, sobre rocas sedimentarias miocenas y cubiertas por depósitos de edad Cuaternarios. La unidad de playa lake (Fig. 1B) ocupa la parte más baja del área, actuando como nivel de base, localmente conocido como barreal de Matagusanos, compuesto por arcillas y arenas finas. Este relieve está altamente disectado por cárcavas, surcos de erosión.



Figura 1. A) Ubicación del área de estudio con los sistemas de fallamientos, los Blanquitos hacia el oeste y Villicum-Zonda hacia el este. B) Vista panorámica del valle de Matagusanos.



COMPARACIÓN DEL GRADO DE CONECTIVIDAD EN DOS CUENCAS DE DIFERENTE LITOLOGÍA, SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA

María Jimena ANDREAZZINI^{1@}, María Eugenia BENITO¹ y Susana Beatríz DEGIOVANNI¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de Río Cuarto - Dpto. de Geología

^(@)mandreazzini@exa.unrc.edu.ar

Palabras clave: conectividad, sedimentos, litología

La conectividad permite comprender la morfodinámica fluvial y su relación con las características geológico-geomorfológicas de la cuenca, evaluando almacenamientos, tiempos de residencia, transferencia y bloqueos de sedimentos. La conectividad sedimentológica se refiere a los vínculos entre fuentes de sedimentos y áreas pendiente abajo, mientras que la hidrológica relaciona la escorrentía, tributarios, canales principales y fuentes de sedimentos (Croke et al., 2005). En la cuenca alta del río Cuarto (sa. Comechingones) existen antecedentes que señalan diferencias morfohidrológicas y sedimentológicas entre cursos que drenan rocas ígneas y metamórficas (Degiovanni et al., 2013, Andreazzini et al., 2014), por lo que resulta de interés efectuar estudios de conectividad de base para la planificación y gestión de los recursos en esta cuenca. En este trabajo se desarrolla y aplica un índice (IC) para evaluar a escala de detalle, variables y procesos que controlan la conectividad en dos pequeñas cuencas de diferente litología (Fig. 1A): a) A° Arenoso (0,62 km²), desarrollada en rocas graníticas (plutón Alpa Corral), y b) A° Moyano (2,17 km²) en metamorfitas (complejo Monte Guazú) y milonitas (faja de cizalla Guacha Corral).

A partir del mapeo geológico-geomorfológico y evaluación de procesos activos se definieron los tipos de almacenamientos: taludes con bloques y/o arenizados, depósitos de flujos hiperconcentrados, fluviales y de mallines. Los vínculos laterales se evaluaron a través de toposecuencias (transectas) interfluvio-canal, analizando tipos de almacenamientos, procesos activos y presencia de buffers (desconexiones). Los longitudinales se analizaron en la red de drenaje identificando conexiones tributarios-canal principal y barreras (desconexiones). El IC aplicado responde a la ecuación $IC = T + Dd + C - B$, donde T se asocia al tipo y cantidad de toposecuencias, Dd a la densidad de drenaje, C al N° de conexiones y B al N° y tipo de barreras. Tanto las variables como el IC se normalizaron entre 0 y 1, definiéndose cinco clases de conectividad. El IC fue determinado para cada subcuenca secundaria y principal.

En la cuenca A° Arenoso el IC es muy variable. La cuenca alta (subccas A y B) es la más conectada (moderada a moderadamente alta, Fig. 1B): alta pendiente, Dd (0,19 1/m y conexiones (44), almacenamientos de taludes cubiertos de bloques/arenizados, escasa cubierta vegetal (Fig. 1C). En cuenca media (subccas C, D, E, G, H, F2-4 y I2-4) domina la clase moderadamente baja (Fig. 1B) debido a: presencia de barreras (Fig. 1D), disminución de Dd y conexiones, e incremento de depósitos de flujos hiperconcentrados y/o fluviales vegetados (buffers). Las subcuencas del tramo inferior (F1 e I1) muestran una conectividad baja (Fig. 1B): muy baja Dd y toposecuencias con depósitos de mallín de erodabilidad muy limitada.

En la cuenca A° Moyano el IC es menor y más homogéneo (Fig. 1E). Las subcuencas más conectadas (C, A y D) tienen clase moderadamente baja dada por: baja pendiente, escaso aporte de sedimentos (regolito limitado, erosión hídrica localizada en depósitos de flujos hiperconcentrados, alta cubierta vegetal, Fig. 1F), a pesar de una mayor Dd y N° de conexiones. Las subcuencas B, E y F poseen una conectividad baja: pendientes menores, dominio de toposecuencias vegetadas y poco conectadas (aporte limitado de sedimentos al canal por erosión fluvial e hídrica de depósitos fluviales y de flujos hiperconcentrados, respectivamente), Dd y conexiones bajas.

Comparando los IC obtenidos, se interpreta que la conectividad sedimentológica se relaciona a la tasa de meteorización y erosión de las diferentes litologías. Esto condiciona las características sedimentológicas, erodabilidad, posición y tamaño de los almacenamientos, que constituyen fuente de sedimentos, y pueden actuar como buffers. Los almacenamientos son más relevantes en el ambiente granítico, seguidos por los de las protomilonitas y metamorfitas. Los principales procesos de transferencia de sedimentos son la erosión fluvial e hídrica y, subordinadamente, gravitacionales.

Respecto a la conectividad hidrológica, la cuenca A° Arenoso tiene una red de drenaje con mayor Dd y N° de conexiones que la A° Moyano, pero menos integrada, debido a la potencia y porosidad de los almacenamientos secundarios, que generan tramos efímeros. La mayor integración en la cuenca metamórfica se asocia principalmente al reducido espesor de la cubierta sedimentaria que condiciona el régimen permanente de los cursos.

Los resultados preliminares de la aplicación de este índice han sido satisfactorios, destacándose



el importante control que la litología ejerce sobre las variables intervinientes.

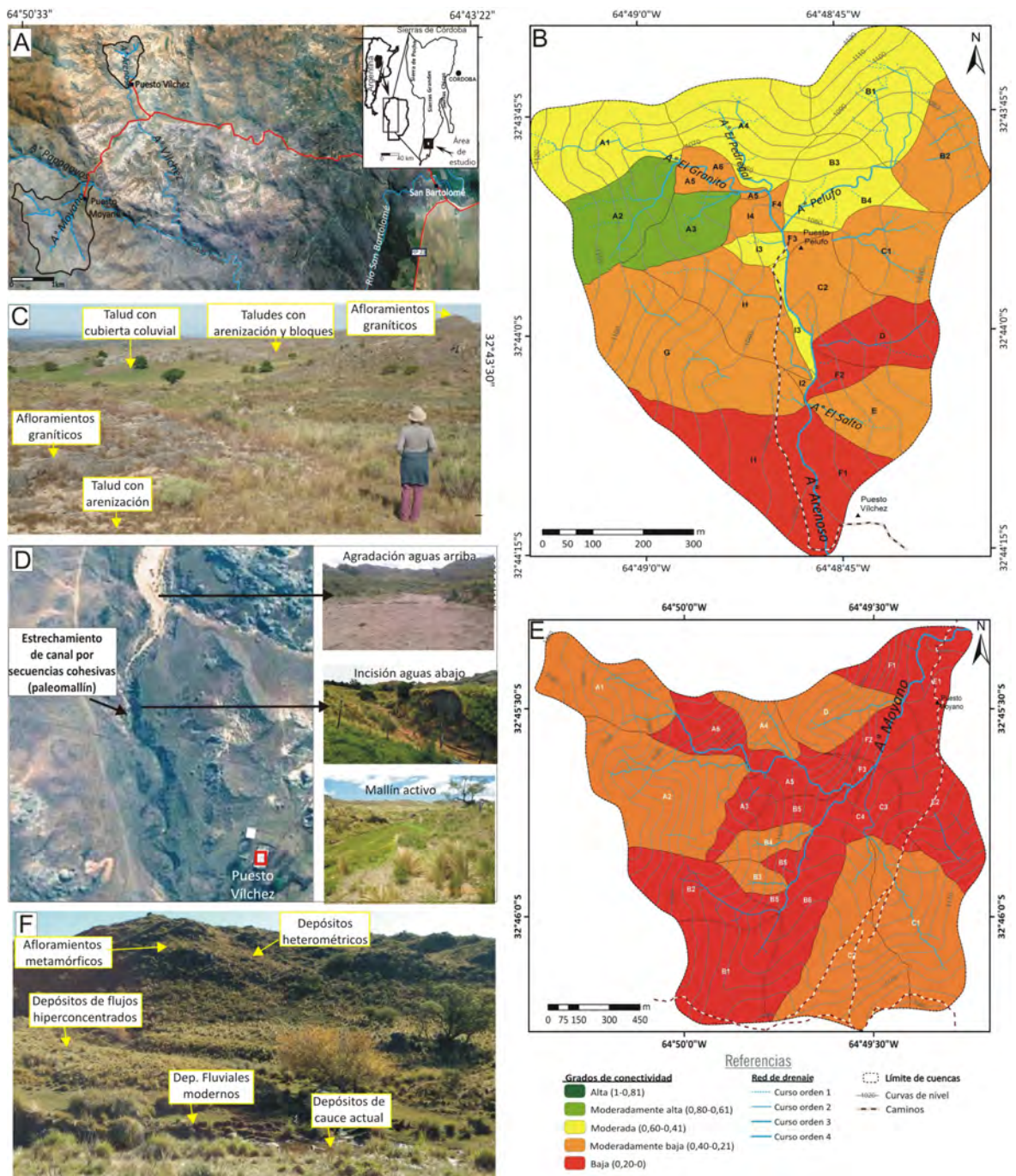


Figura 1. A) Ubicación de las cuencas de estudio; B) Mapa de clases de conectividad de la cuenca A° Arenoso; C) Vista de toposecuencias con sus almacenamientos en cuenca A° Arenoso; D) Ejemplos de barreras en la cuenca A° Arenoso; E) Mapa de clases de conectividad de la cuenca A° Moyano; F) Vistas de toposecuencias con sus almacenamientos en cuenca A° Moyano.

Bibliografía:

Andreazzini, J., Degiovanni, S., Spalletti, P. y M. Irigoyen, 2014. Producción de sedimentos en una cuenca de Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina: Estimación para distintos escenarios. Revista Aqua-LAC del Programa Hidrológico Internacional para América Latina y el Caribe de la UNESCO 6(1): 38-49.



- Croke, J., Mockler, S., Fogarty, P. y I. Takken, 2005. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology* 68: 257-268.
- Degiovanni, S., Villegas, M. y J.P. Ulla, 2013. Análisis de la carga de fondo y dinámica de transporte en el río Cuarto, provincia de Córdoba, como base para una minería de áridos sustentable. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(2): 238-248.



DEFINICIONES DE LÍNEAS DE RIBERA FUNCIONALES EN SISTEMAS FLUVIALES SANTAFESINOS

Ramiro ALBERDI^{1@} y Carlos Guillermo RAMONELL¹

⁽¹⁾Facultad de Ingeniería y Cs. Hídricas - Universidad Nacional del Litoral

^(@)ramiroalb76@gmail.com

Palabras clave: geomorfología fluvial, línea de ribera, planicie aluvial

La delimitación de sistemas fluviales (SF) es de interés público por el ordenamiento territorial, el riesgo hídrico, el desarrollo de infraestructura y el aprovechamiento de sus recursos. Administrativamente los ríos son zonas de conflicto entre lo público y lo privado, y en el país se delimitan a través de la "Línea de Ribera" (LdR) bajo un enfoque exclusivamente hidrológico limitado por las dificultades para individualizarla en el terreno y que no considera los conocimientos de otras disciplinas sobre estos sistemas. Así, una LdR resulta de procesar estadísticamente datos de crecidas de uno o pocos sitios de un río, extrapolados en su longitud vía simulaciones del flujo. El análisis geomorfológico ofrece una demarcación espacial más precisa a través de la delimitación de las planicies aluviales (las "planicies de inundación genéticas" de Nanson y Croke 1992), ya que sus límites se aproximan a los de las crecidas ordinarias de los ríos.

En este marco, parte de los cauces del NE argentino evidencian procesos de encajamiento o incisión del lecho en progreso en la actualidad, tales como rápidos y saltos de agua (e.g., tributarios del Paraná al S de los 32° S; Ramonell *et al* 2010), o planicies de inundación activas dispuestas más de 10 m sobre los niveles de estiaje (Ramonell y Alberdi 2015) referidas erróneamente en antecedentes como terrazas fluviales.

En esta contribución se revisan cursos de tres de los cuatro sistemas de paisajes de humedales asociados al corredor fluvial del Paraná en la pcia. de Santa Fe (Minotti *et al.* 2013), evaluando la compatibilidad entre sus grados de encajamiento y la definición de LdR atendiendo a su geomorfología. Los cursos analizados son: el A° Los Amores en torno a Villa Guillermina, a unos 30 km al S del límite con Chaco; el río Salado antes de desembocar en el Paraná, en el centro-este de la provincia; y el A° Saladillo al S de Rosario, a unos 45 km del límite con Bs. As.

El A° Los Amores posee 20 m de ancho y patrón meandriforme irregular entallado en una planicie aluvial de 1 km de anchura que confina el cauce con barrancas erosivas de unos 5 m de altura (Fig. 1a); esto, más la presencia de una unidad sedimentaria pre-holocena que forma en sitios buena parte del talud, hace presuponer un aterrazamiento del curso. Sin embargo, la planicie es anegada con algunos dm de agua durante las crecidas (Fig. 1b), indicando que el encajamiento del cauce está aún en progreso. Tal como se visualiza en imágenes aéreas con desborde, la planicie "sobre-elevada" permite delinear una LdR coincidente con sus límites, dada la horizontalidad de sus secciones transversales, y a que se identifican bien aún en imágenes de estiaje por el cambio textural que impone la vegetación del área inundable respecto de la que no lo es.

La vegetación y el uso del suelo son criterios clave en el tramo inferior del Salado, donde el río está modelando una planicie de inundación de ca. 1 km de ancho al nivel del de cauce lleno, a expensas de erosionar remanentes de otra más antigua dispuesta a unos 3 m por encima, de acuerdo al mapa geomorfológico de Fig. 1c. La planicie antigua amplía en 1 a 2 km la faja de inundación en grandes crecientes ($Q \geq 1500 \text{ m}^3/\text{s}$) que, en las últimas décadas, ocurrieron cada 4 años en promedio (Fig. 1d). Así, la delimitación de una LdR en este ambiente necesita información adicional a las hidrológica y geomorfológica de la planicie aluvial actual, como el registro multitemporal de la distribución de vegetación autóctona y el uso no intensivo del suelo.

El A° Saladillo difiere de los anteriores: el encajamiento es por el retroceso de un salto próximo a su desembocadura (Fig. 1e-f), como en los demás SF santafesinos al sur del río Carcarañá. Dada la magnitud de la incisión vertical del lecho aguas abajo del salto, de unos 10 m, la LdR en ese tramo coincide con la posición de las barrancas que confinan al cauce. Hacia aguas arriba, la delimitación basada en rasgos geomorfológicos pierde validez: por un lado, los SF de esta región se constituyen sólo de cauces, ya que sus planicies fueron obliteradas en el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano por sedimentos eólicos; por otro, el redimensionamiento antrópico de estos cursos, las canalizaciones de sus cuencas, y hasta los trasvases desde otras vecinas, obligan a que la demarcación de LdR sea tan particular como estos manejos.

Los cursos evaluados son diferentes pero comparten grados de intervención antrópica creciente que, junto a la variabilidad y el cambio climático, determinan que las LdR deben fijarse con elementos adicionales al análisis hidrológico. La geomorfología, los usos del suelo y la distribución de la vegetación aportan información representativa del funcionamiento de estos sistemas en el terreno.



ESTUDIO DEL IMPACTO DE LA ACTIVIDAD DE LOS DIQUES DE LA CUENCA DEL RÍO NEGRO SOBRE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS BANCOS DE SEDIMENTOS DE SU ESTUARIO INFERIOR, RÍO NEGRO, PATAGONIA ARGENTINA

ANA CLARA LONGO^{1@}, Gerardo M. E. PERILLO² y Stella Maris MOREIRAS¹

⁽¹⁾IANIGLA

⁽²⁾Instituto Argentino de Oceanografía (IADO)

^(@)longoanaclara@gmail.com

Palabras clave: dinámica de sedimentos , corrección de caudales , impacto antrópico

En 1972 se pusieron en marcha los primeros diques que ejercen control sobre la erogación del caudal que caracteriza hoy al río Negro. Estos fueron los diques presa Portezuelo Grande sobre el río Neuquén, y la presa El Chocón sobre río Limay. El caudal medio histórico del río Negro es 850 m³/s (Depetris, 2005), reduciéndose luego del funcionamiento de los diques a un promedio de 500 m³/s. No hubo un análisis del impacto que estas obras tuvieron aguas abajo, especialmente en lo que se refiere a la sedimentación en el estuario. En este trabajo se analizan y exponen las modificaciones geomorfológicas que se sucedieron entre los años 1935 y 1986, en los bancos de sedimentos, Miguel y La Hoya en el estuario inferior del río Negro, en la provincia de Río Negro (41°S), luego del llenado de los diques. La dinámica del estuario está determinada por procesos exógenos de acreción, erosión y transporte de sedimentos por deriva litoral y descarga fluvial, ésta última intervenida y modificada en su evolución natural por diferentes actividades antrópicas.

El río Negro desarrolla un estuario de planicie costera (Bokuniewicz, 1995), basado en la clasificación propuesta por Perillo (1995). En este estuario se encuentran los bancos situados a ambos lados del canal de descarga del río Negro. Como exponen Piccolo y Perillo (1997) en su interpretación de los estudios aportados por del Río *et al.* (1991), estos bancos son de características disímiles pero que en conjunto forman un delta de refluo abierto. Es decir que no presentan un escudo frontal debido a la fuerte descarga fluvial y a la velocidad de las corrientes de marea que alcanzan hasta los 2,5 m/s.

El análisis de la evolución geomorfológica del estuario inferior contempló analizar la evolución temporal mediante la digitalización en detalle a partir de información histórica. Se contemplaron los mapas del estuario de los años 1935, 1936, 1974 y 1986 (Río *et al.* 1991), así como la cartografía costera de la Subsecretaría de Recursos Hídricos del año 1972, proporcionada por Prefectura. La información digitalizada se incorporó en un Sistema de Información Geográfica (QGIS), aunque la cartografía final se mejoró con programas de dibujo (CorelDRAW).

A partir de los resultados obtenidos en este estudio se observa que en 1935 se mantiene la estructura de canal principal completo, con un desarrollo de ambos bancos sobre la costa y hacia las playas, no dando lugar a canales marginales definidos. En el año 1972, cuando empiezan a funcionar las represas, los bancos Miguel y La Hoya desarrollan un área expuesta con gran similitud a la que se puede observar en 1935. Se mantiene esta estructura de canal principal y un crecimiento del banco Miguel con la nueva unión de éste a la costa de la provincia de Río Negro. Con respecto al banco La Hoya, éste se presenta unido a la costa de Buenos Aires. Ambos bancos sin la presencia de canales marginales. Hacia 1974 el banco La Hoya ha desaparecido completamente, y el banco Miguel ha reducido en un 30% aproximadamente su área expuesta. En 1986 hay un desarrollo de bancos mucho mayor a los establecidos por factores como el caudal, las mareas y el transporte de sedimentos, entre otros, en los años analizados al momento, con dinámica de aproximación a la costa, y consiguiente disminución de los canales de navegación. El banco Miguel aumenta su área expuesta en un 70%, llegando a los 175.62 km², (53.41 km² en el año 1935). El banco La Hoya vuelve a desarrollar una laguna costera y se desplaza hacia el continente, han desaparecido nuevamente los canales marginales y el canal principal lleva su boca de descarga hacia el norte. Luego de esta notoria actividad de crecimiento del banco Miguel y el desarrollo del banco La Hoya, entra en un sistema de estabilidad con áreas marcadamente menores a las que desarrollaba en los años anteriores a la puesta en actividad de los diques.

Estos hallazgos evidencian que no se puede desestimar la influencia de los diques al momento de estudiar y definir la geomorfología del estuario, como así también, de la cuenca del río Negro. Se puede concluir entonces que la geomorfología del estuario inferior del río Negro se encuentra ligada a la corrección del caudal natural a través de los diques construidos y puestos en marcha en 1972 sobre los afluentes Neuquén y Limay. Los bancos de sedimentos, Miguel y La Hoya, bajo régimen de procesos exógenos, exponen claramente la coexistencia, y por lo tanto la coacción, de los factores climáticos, fluviales y antrópicos. El estuario inferior del río Negro es un sistema único, sumamente dinámico y como todo estuario, altamente sensible a la actividad antrópica.



Bibliografía:

- Bokuniewicz, H. 1995. Sedimentary systems of coastal-plain estuaries. *Developments in Sedimentology*, 53: 49-67.
- del Rio, J.L., Colado, U.R. y Gaído, E.S. 1991. Estabilidad y dinámica del delta de refluo de la boca del río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46: 325-332.
- Depetris, P.J., Gaiero, D.N., Probst, J.L., Hartmann, J. y Kempe, S. 2005. Biogeochemical output and typology of rivers draining Patagonia's Atlantic seaboard. *Journal of Coastal Research* 21: 835-844.
- Perillo, G.M.E. 1995. Definitions and geomorphologic classifications of estuaries. *Developments in Sedimentology*, 53: 17-47.
- Piccolo, M.C., y Perillo, G.M. 1997. Geomorfología e hidrografía de los estuarios. *El mar Argentino y sus recursos pesqueros*, I:133-161. Mar del Plata, Buenos Aires, República Argentina.



ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y MORFOMÉTRICO DE LA FAJA FLUVIAL DEL RÍO CTALAMOCHITA (CÓRDOBA): ANÁLISIS DE SU DINÁMICA FLUVIAL

José María TELLO¹, Marcela CIOCCALE¹ y Yanina Noé BENITEZ^{1@}

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba

^(@)benitez_yanina@hotmail.com

Palabras clave: geomorfometría, dinámica fluvial, río tercero

Los ríos son sensibles a cambios en su régimen por variaciones en su caudal, cantidad y tipo de sedimentos y de las pendientes de su lecho (Schumm 1977). Especialmente aquellos más extensos y de baja pendiente responden con cambios en su morfología a modificaciones de inclinación por deformación tectónica y/o condiciones climáticas. La dinámica fluvial permite hacer un análisis de comportamiento de la faja fluvial en función de los procesos morfogenéticos dominantes y su evolución en el tiempo. Este enfoque resulta apropiado para evaluar la ocurrencia de actividad neotectónica en áreas de bajo relieve donde las evidencias geomorfológicas se encuentran atenuadas.

La zona de estudio de la faja fluvial abarca desde el dique Piedras Moras próximo a la localidad de Almafuerte (32°10'2.68"S, 64°14'40.16"W) hasta su unión con el río Cuarto próximo a la localidad de Saladillo (32°54'54.65"S, 62°19'29.07"W).

Los objetivos son: 1) Realizar un análisis cuali-cuantitativo del río Ctalamochita en el contexto de comprensión de sus características hidrogeomorfológicas. 2) Clasificar de la faja fluvial aplicando el criterio de Rosgen (1994). 3) Obtener parámetros/índices que aporten información relevante a cerca de la dinámica del río y sus implicancias neotectónicas.

El método de trabajo consistió en el análisis digital de modelos de elevación MDE-AR-IGN (30 m), SRTM (90 m) y MERIT (90 m), por medio de herramientas proporcionadas por ARGIS, QGIS, SAGAGIS. Se establecieron 6 estaciones de control de campo. Los parámetros utilizados para la caracterización dinámica son: sinuosidad (IS), gradiente (G), índice de encajonamiento, relación ancho/profundidad, knickpoints y gradientes de pendientes (RDEs y RDEt), integral hipsométrica (IH), perfiles longitudinales normalizados (porcentaje de concavidad, Ct), perfiles anchos "swaths" (índice THI*). Algunos de estos parámetros fueron analizados a diferentes escalas y en diferentes aéreas de influencias (sinuosidad, gradiente, knickpoints, HI, THI*, Ct) (Queiroz et al. 2015, Pérez Peña et al. 2017).

Se dividió la faja fluvial en 4 tramos (Rosgen: B, C, E y G) y se calcularon los parámetros mencionados para cada uno de ellos. Los valores de sinuosidad $IS \geq 2.5$ indican una señal anómala desde la localidad de Ballesteros hasta San Marcos. Los gradientes de pendientes RDEs/RDEt >10 dan valores anómalos de primer orden en las inmediaciones de Colonia Chaja, Morrison, Pampayasta, Villa Ascasubi y Río Tercero. La integral hipsométrica indica para el tramo G (IH = 0,568) condición de cauce activo y para los tramos C (IH = 0,567), B (IH = 0,406) y E (IH = 0,372) comportamiento complejo. Los valores de THI* $> 0,5$ indican incisión o levantamiento a lo largo de faja fluvial que permitieron identificar una serie de 3 bloques. Los perfiles longitudinales normalizados arrojaron un valor máximo de concavidad Ct = 26,17% en la localidad de Villa María, sobre el tramo G existe un cambio de cóncavo a convexo con un Ct = -4,67 %, indicando un estado de transición.

Los resultados paramétricos muestran valores que permiten proponer que la faja fluvial se ajusta a variaciones tectónico/climáticas. La Figura 1 muestra perfil swath de la faja, los tramos según Rosgen en colores y los valores de THI* que indica la serie de bloques.

Se concluye que los estudios geomorfométricos sobre la base de MDE constituyen una herramienta de análisis efectiva para los estudios de neotectónica y paleoclima en áreas de bajo relieve.

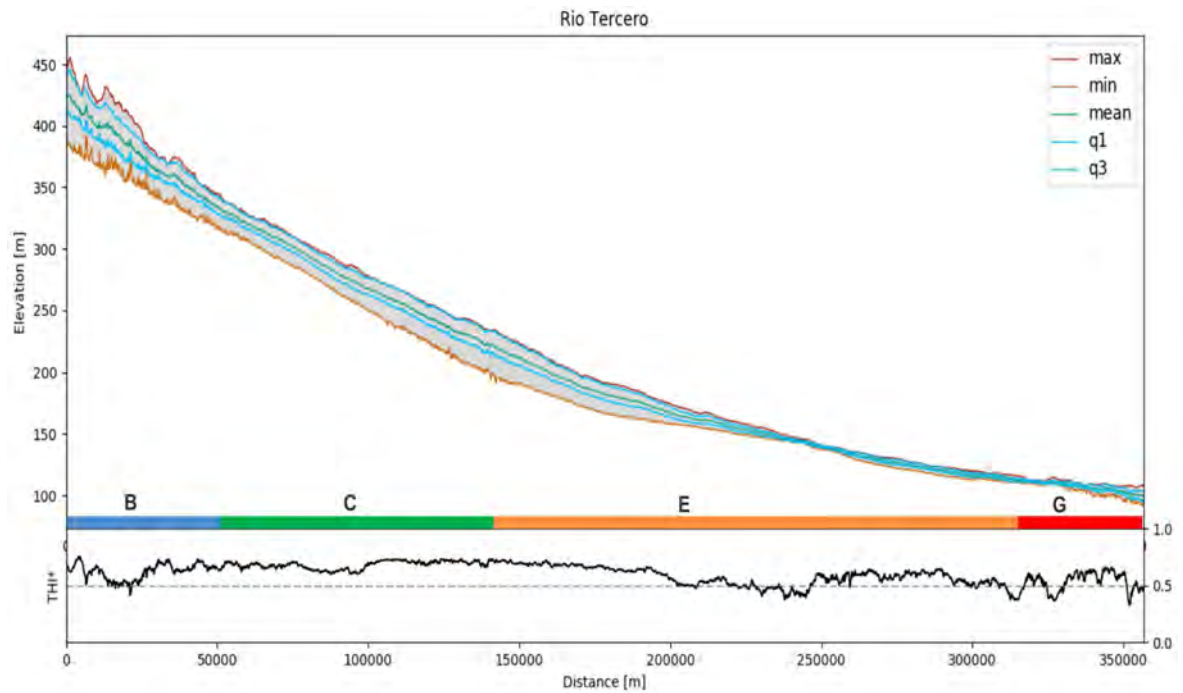


Figura 1. Perfil swath de la faja fluvial, en colores los tramos clasificados según Rosgen (B, C, E, G) y debajo los valores THI* insinuando una serie de bloques.

Bibliografía:

- Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., y Notti, D. 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104: 135-150.
- Queiroz, G.L., Salamuni, E., y Nascimento, E.R. 2015. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers & Geosciences*. 76: 80-87.
- Schumm, S.A. 1977. *The Fluvial System*. New York, John Wiley & Sons, 338 p.
- Rosgen, D.L. 1994. A classification of natural rivers. *Catena*, 22(3): 169-199.



EVALUACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LAS CUENCAS ASOCIADAS A LA OCURRENCIA DE ALUVIONES EN EL DEPARTAMENTO POCITO, PROVINCIA DE SAN JUAN, REPÚBLICA ARGENTINA

Pablo AMAT^{1@}

⁽¹⁾Instituto Andino-Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (CONICET/UNCO)

^(@)pabloamat@comahue-conicet.gob.ar

Palabras clave: cuencas hidrográficas, morfometría, caracterización

El objetivo principal del presente trabajo es ampliar el conocimiento de los características geomorfológicas asociadas a la ocurrencia de aluviones que ocurren en las localidades de La Rinconada y Villa Aberastain, departamento Pocito, centro-sur de la provincia de San Juan (Figura 1), analizando las cuencas hidrográficas asociadas a estos y evaluando geomorfológicamente el piedemonte oriental de la Sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, siendo éste la unidad de transición por donde se canalizan los mismos. Según el Plan Estratégico de Ordenamiento Territorial departamental, aproximadamente el 46% de la población corresponde al área urbana, siendo el 54% restante correspondiente al ámbito rural. Las actividades económicas, la infraestructura, como así también la población de Pocito, se ven afectadas por los aluviones e inundaciones producto de las fuertes precipitaciones pluviales estacionales, durante los meses de noviembre a febrero.

Se analizaron 12 cuencas hidrográficas ubicadas en el flanco oriental de la Sierra Chica de Zonda, y relacionadas con las calles 11, 13, 14 y 15, siendo éstas las principales vías de tránsito afectadas por los aluviones. Estas cuencas se caracterizaron mediante la utilización de parámetros morfométricos básicos, aquellos dependientes de la geometría de las mismas (área, longitud, ancho medio, perímetro) y aquellos derivados de los mismos, tales como parámetros de forma (relación de elongación, índice de compacidad o de Gravelius), parámetros dependientes del drenaje (frecuencia y densidad de drenaje, orden de corriente según Strahler). Se analizó el parámetro morfotectónico de factor de asimetría, entre otros. Se trabajó además con sistemas de información geográfica (SAGA GIS, QGIS, GLOBAL MAPPER) para la obtención del número de Melton, el índice de potencia de corriente, y también para generar mapas de pendientes y de alturas máximas, y perfiles longitudinales. Todos estos parámetros y mapas se realizaron a partir de modelos de elevación digital del Instituto Geográfico Nacional de 5 m.

Las cuencas hidrográficas delimitadas en el sector de la Sierra Chica de Zonda (Figura 1), denominada Unidad Morfoestructural de Montaña en este trabajo, presentan características morfométricas y morfotectónicas muy variadas. Siguiendo la clasificación de Strahler (1964), los mayores ordenes de corriente corresponden al quinto orden (cuenca 1 y cuenca 12), siendo éstas además las que presentan las mayores áreas (12,74 y 6,4 km² respectivamente). Los valores del Índice de Melton, obtenidos a partir del modelo de elevación digital, estuvieron en rangos de 4,8 hasta 5,2, indicando que la mayoría de las cuencas podrían presentar torrencialidad. Con respecto a los valores del índice de compacidad de Gravelius, las cuencas 4, 5, 6,8 y 9 son las que presentan mayor probabilidad de generar aluviones. Se evidenció además cómo el piedemonte oriental se encuentra fuertemente controlado por el sistema de fallas La Rinconada, conformado por fallas de orientación sur-norte. Se identificaron evidencias de la falla a lo largo del sistema. En una exposición natural se ubicó la falla inversa, buzante al este con bajo ángulo que afecta depósitos aluviales de edad posiblemente holocena. La actividad antrópica relacionada a la extracción de áridos, y la construcción de drenajes, defensas y caminos de mantenimiento de las líneas eléctricas de alta tensión, han modificado la red de drenaje presente en esta unidad y en algunos sectores se observaron acumulaciones de áridos removidos que se encuentran susceptibles a ser movilizados durante los aluviones. Tras varias campañas se pudo observar *in situ* la elevada velocidad y los efectos de los procesos aluvionales en el terreno y también cómo afectan los mismos a la población. Tras varias entrevistas con diferentes actores sociales, tales como integrantes de la Municipalidad del Departamento Pocito y pobladores de la zona, se pudo determinar que los daños generados por los aluviones se ven agravados por situaciones de precariedad de las viviendas de la zona. Los antecedentes históricos proporcionados por los testimonios de los pobladores de la zona representan una completa fuente de información, y respalda lo identificado mediante la interpretación de imágenes y mediante la caracterización de las cuencas.

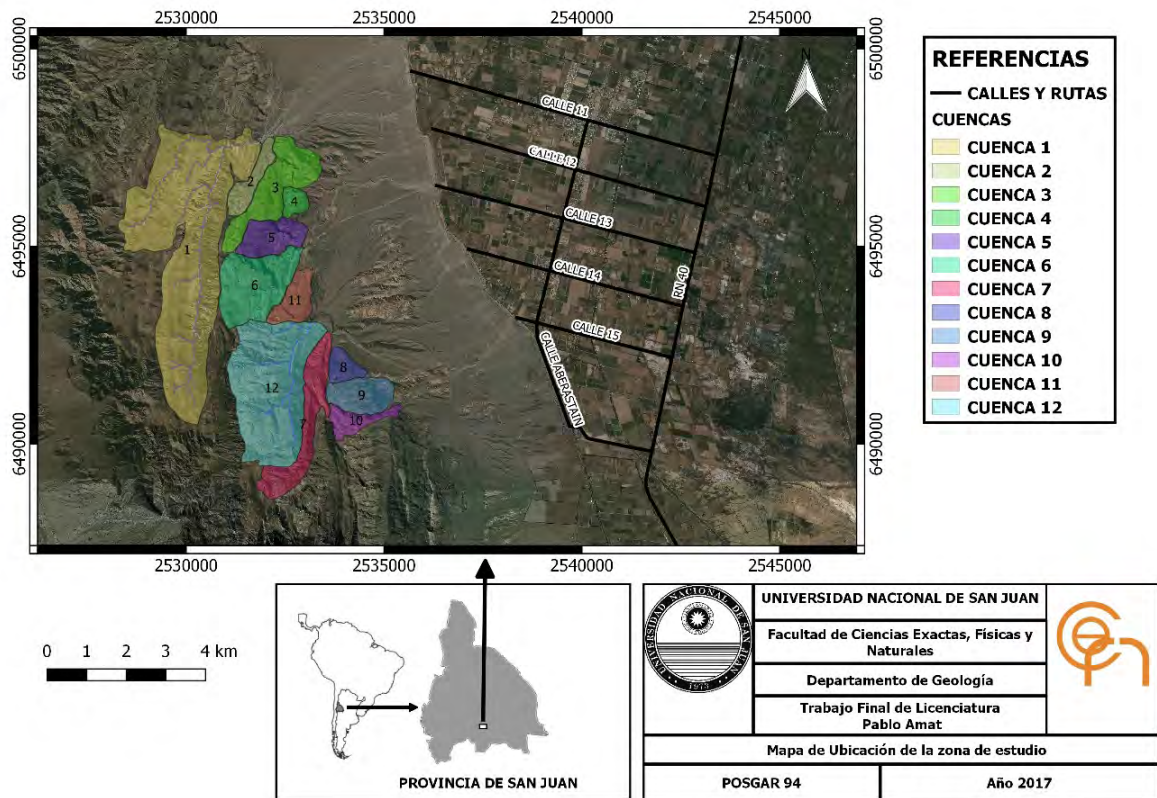


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio y cuencas analizadas.

Bibliografía:

Stralher, A. 1964. Quantitative Geomorphology. The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Fairbridge, R. (ed), (3): 898911, New York.

Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Arquitectura Urbanismo y Diseño, Municipalidad de Pocito, 2009. Plan Estratégico de Ordenamiento Territorial. Provincia de San Juan. República Argentina.



EXPLOTACIÓN DE ÁRIDOS EN EL DPTO. SALTA (CAPITAL)- MODIFICACIÓN DE LA MORFOLOGÍA FLUVIAL ORIGINAL Y CONSECUENCIAS AMBIENTALES

María del Carmen VISICH^{1@} y Luciana BORGATTA²

(1)Universidad Nacional de Salta

(2)Secretaría de Minería de la Provincia de Salta

(@)mcvisich@hotmail.com

Palabras clave: morfología fluvial, recurso natural, explotación racional

El río Arias-Arenales escurre con dirección Oeste-Este en el departamento Salta (Capital), extremo norte del valle de Lerma. En los sectores altos de la cuenca, la meteorización, erosión y remoción en masa generan importantes volúmenes de materiales detríticos. Durante la temporada estival, el cauce moviliza la carga a los sectores medios y bajos, coincidentes con el ejido urbano del departamento, donde la disminución de la pendiente contribuye a la acumulación de sedimentos, produciendo aluvionamiento y la generación de yacimientos de áridos, éstos son materiales de carga de renovación anual, temporal y cíclica, constituida por gravas y arenas de distintas granulometrías, cuya composición litológica corresponde a la de las unidades geológicas de que proceden. Constituyen un recurso natural de considerable demanda empleados como materias primas abundantes y baratas relacionadas con el desarrollo socio- económico de la ciudad y localidades próximas.

Los objetivos son establecer en base a fundamentos geológicos y normativos, pautas sobre la metodología extractiva racional de áridos y determinar la modificación de la morfología fluvial y las consecuencias ambientales relacionadas con la extracción de áridos. Para lo cual se realizó el reconocimiento de las diferentes canteras emplazadas en los ríos mencionados para cotejar la metodología de explotación y evaluar si ésta se adecua a las normas ambientales vigentes. Posteriormente se comparó la morfología actual del cauce con imágenes satelitales y fotografías aéreas de diferentes períodos con el fin de reconocer las modificaciones vinculadas con la explotación. Se comprobó que al extraer sedimentos del tercio medio del cauce y depositar los descartes en las márgenes se modifica permanentemente la morfología ya que se efectúa el encauzamiento del canal principal y, a la vez que se protegen las riberas, se forman terrazas artificiales. La llanura de inundación presenta un diseño meandroso y rasgos asociados como lagunas semilunares y albardones, morfologías vulnerables por el régimen de corriente estival, por lo que es imprescindible no realizar una explotación irracional de áridos. La extracción realizada según las normativas contribuye a disminuir la agradación del cauce y a optimizar la dinámica del mismo. Sin embargo, una explotación irracional puede incrementar los riesgos de erosión e inundación, debido a la alta densidad de población próxima a las riberas. Resulta entonces, fundamental el control periódico de la actividad extractiva.

Del análisis efectuado en este trabajo se concluye que la morfología original es modificada por la actividad extractiva de áridos, surgiendo aspectos negativos relacionados con el impacto visual-paisajístico que provoca el material descartado y acumulado en forma desordenada en el tramo medio y próximo a las márgenes, existen además sectores donde algunos cordones fueron nivelados y parcialmente urbanizados, con el peligro latente de ser erosionados e inundados. Entre los aspectos positivos, se encuentra la canalización del tramo medio, necesaria para controlar la erosión de los terrenos próximos por migración de la corriente. Las terrazas constituyen, por sí mismas, un control de encauzamiento por lo tanto el volumen de descarte dispuesto en ambas márgenes, en forma de un único cordón continuo con altura y ángulo de talud apropiado depende de la explotación de áridos, la que debe ser racional, con el propósito de lograr los máximos rendimientos y los mínimos volúmenes de descarte. Este cordón beneficia a los terrenos próximos al río protegiéndolos de ser inundados por efecto de una colmatación del cauce. A su vez, constituye una herramienta fundamental para el control y ordenamiento de la corriente.



GEOFORMAS DEL PIE DE MONTE DEL DEPARTAMENTO POMAN - CATAMARCA

Romina Pamela NIETO^{1@}, Jorge EREMCHUK¹, Silvana CATIVA¹ y Miriam CISTERNAS¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de Catamarca

^(@)rpnieto@hotmail.com.ar

Palabras clave: pie de monte, abanicos, geoamenaza

El área de estudio se encuentra en la región centro-oeste de la provincia de Catamarca. En los últimos 4 años, diversos núcleos poblacionales fueron afectados por las crecientes repentinas provenientes de la ladera occidental del Ambato. Frente a estos hechos, se han iniciado una serie de trabajos técnicos y científicos para conocer en forma detallada el funcionamiento de las diferentes unidades geomorfológicas.

El propósito del presente informe, es dar a conocer los aspectos más relevantes de las diferentes geoformas reconocidas en el pie de monte. La geomorfología del área de estudio está vinculada a unidades morfoestratigráficas que yacen a diferentes niveles altura del relieve pedemontano. Los estudios realizados se basaron en el análisis de registros multitemporales generados por sistemas de teledetección, controles de campo y ensayos sedimentológicas de laboratorio.

El nivel superior está relacionado a relictos de paleoconos aluviales, adosados al tronco montañoso, y desvinculados de la red de drenaje actual por la reactivación del fallamiento principal (Eremchuk 1984). Esta unidad fue definida como Formación Pomán (Lafleur 1981) falta cita en las referencias y por su posición se la correlaciona con la Formación Concepción (Fidalgo 1967). Litológicamente se caracteriza por depósitos de material grueso de alta energía (clasto y matriz portante del tipo debris-flow), constituidos por clastos alterados por termoclastía.

El nivel medio corresponde a abanicos aluviales (inactivos), generados por las cuencas torrenciales del Ambato, cuyo colector principal corta en todo su recorrido a la geoforma, desvinculándola del drenaje de la cuenca alta. La litología responde a facies gravas gruesas con intercalaciones de arenosas, restringiéndose la presencia de bloques a la zona del ápice del abanico. Se han observado intercalaciones de bancos limosos mezclados con arenas muy finas, probablemente del retransporte del loess de alta montaña. Esta unidad también se encuentra afectada por la tectónica cuaternaria, con la presencia de escarpas de con y taludes menores a los 3m en los sectores medio y apical. Su posición morfoestratigráfica la hacen correlacionable con la Formación Coneta (Blasco 1994)

El nivel inferior concierne a los abanicos aluviales activos, que se encuentran vinculados con las cuencas altas, por medio de un colector principal que relaciona la unidad con el tronco montañoso. Los depósitos corresponden a facies arenosas y gravas finas, con presencia de intercalaciones esporádicas de flujos torrenciales (debris flow) que suelen desbordar en las zonas apicales de las geoformas.

La zona pedemontana baja está integrada por la coalescencia de las áreas distales de los abanicos del nivel inferior y los terrenos del borde del Salar de Pipanaco, constituidos por facies areno-limosas y arenas finas a muy finas, a las cuales Lafleur (1981) la denominó Formación Colpes. El mismo autor definió como Formación Pipanaco a las geoformas de los niveles medio e inferior.

Los primeros resultados indican que las unidades morfoestratigráficas del primer nivel fueron interrumpidas y afectadas por fallas secundarias, producto de la reactivación del fracturamiento principal que levanta las sierras del Ambato, probablemente antes del Pleistoceno superior, quedando como relictos sobre elevados y adosados al tronco montañoso.

Los niveles medios, a pesar que presentan en forma aisladas escarpas de conos, generadas por pulsos neotectónicos pos-Pleistoceno tardío, evidencian imbricación con el nivel inferior originando las clásicas geoformas de abanicos aluviales telescópicos, lo que definiría un dominio climático importante sobre el tectónico, durante gran parte del Holoceno.

El sector activo de los abanicos (nivel inferior) se conecta con el área de aporte por un colector principal, rectilíneo, con longitudes variables de 4 a 14 km de largo, cuyas condiciones de estabilidad "estática", cambia a "dinámica" por efecto de las crecientes repentinas.

Las principales geoamenazas hídricas se producen en los abanicos aluviales activos, por avulsión en los sectores apicales o por derrames axiales sobre paleocauces, según los registros de los años 1947, 1976, 1980, 1990 y las evidencias de los últimos 4 años (Cisternas *et al.* 2017).

Por último, se puede mencionar que en el ambiente de las Sierras Pampeanas de Catamarca, los tres niveles de geoformas o unidades morfoestratigráficas descriptas no siempre se desarrollan en todos los pedemontes y parecen estar relacionadas con los macizos serranos, cuyas laderas obsecuentes presentan un grado de erosión avanzada o de mayor incisión.



Bibliografía:

- Blasco, G., Caminos, R., L., Lapido, O., Lizuain, A., Martinez H., Nullo F., Panza, J. y Sacomani, L. 1994. Hoja Geológica 2966 - II San Fernando del Valle de Catamarca, provincias de Catamarca, Santiago del Estero y Tucumán, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín N° 212, 50p.
- Cisternas, M., Vergara, E., Nieto, R., Eremchuk, J., Musuruana, A. y Acha, E. 2017. Análisis de la Dinámica del Río Siján, Vinculada al Aluvión de 23/Enero/2014, Dpto Pomán, Catamarca, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentino, Sesión 15: 16-21, San Miguel de Tucumán.
- Eremchuk, J. 1984. Fracturas del Borde Occidental de las Sierras de Ambato-Manchao, Provincia de Catamarca. IX Congreso Geológico Argentino. Actas 362-367, Bariloche.
- Fidalgo, F. 1965. Geología del Pleistoceno del Valle de Catamarca. Servicio Geológico Nacional, carpeta N° 663, inédito. Servicio Geológico Nacional.
- Lafleur, A.E. 1981. Geología de las Unidades Sedimentarias en el este del Salar de Pipanaco. Inédito INCYTH - Ministerio de Obras y Servicios Públicos, Bs. As.



GEOMORFOLOGÍA DE LOS BAÑADOS DEL ATUEL, CUENCA INFERIOR DEL RÍO ATUEL (LA PAMPA, ARGENTINA)

Adriana MEHL^{1,2@}, Marcelo ZARATE¹, Florencia LORENZO² y Alfonsina TRIPALDI⁴

⁽¹⁾INCITAP (CONICET-UNLPam)

⁽²⁾FCEyN - UNLPam.

⁽³⁾IGEBU-UBA-CONICET

^(@)adrianamehl@gmail.com

Palabras clave: sistema fluvial, humedal, interacción fluvio-eólica

En el siglo XX, una serie de obras construidas en la prov. de Mendoza para satisfacer las necesidades de agua del oasis de cultivo de San Rafael-General Alvear, modificó el régimen y el perfil de equilibrio de la cuenca media-inferior de los ríos Atuel y Diamante. Así, fundamentalmente a partir del inicio de operaciones de la represa del Nihuil en el año 1947, el sector terminal del sistema fluvial del río Atuel, conocido como 'humedal Bañados del Atuel', un oasis de ~5.200 km² en una región árida-semiárida (36°-37°25' S y 67° O, prov. de La Pampa), estuvo sometido a un progresivo y continuo desecamiento que desencadenó la modificación del hábitat natural, la reducción de la población en el área y cambios de estrategias de subsistencia de los pobladores (Zárate *et al.* este congreso).

En esta contribución se analiza la geomorfología del ex humedal 'Bañados del Atuel' a partir del análisis de imágenes satelitales (*Sentinel* y derivadas de *Google Earth*) y trabajo de campo en el área. Se utilizó el software de digitalización *QGIS 2.14.2* con la herramienta *Open Layers plugin-Google Maps*. Los objetivos son determinar las geoformas (caracterización, distribución areal) que lo componen a fin de analizar su significado en la construcción del paisaje, así como sus implicancias locales y regionales.

El área del antiguo bañado corresponde a un ambiente aluvial de bajo gradiente (~0,55 m/km) con superficies de agradación de distinta antigüedad relativa (Zárate *et al.* 2005); presenta dos sectores con características geomorfológicas distintivas. En el sector apical dominan las geoformas fluviales, canalizadas (canales de orientación general N-S y NO-SE) y no canalizadas (llanuras de inundación, pantanos *-marshes-* y lagunas salitrosas efímeras). Se reconocen avulsiones nodales y/o aleatorias con numerosos canales con diseño distributivo en planta. Las geoformas de acumulación eólica son secundarias y escasas. Están representadas en su mayoría por agrupamientos de dunas barjanoides y transversales NO-SE (incipientes y/o disipadas, de hasta 1 km de longitud y 300 m de anchura, en proximidades de canales), y dunas parabólicas secundarias y aisladas. Se reconocen también geoformas lineales de orientación SO-NE, con bajo relieve (~< 2 m), longitud variable (hasta 1 km), y dispuestas en forma transversal a los canales. Estas geoformas (*yardangs?*) exponen relictos de superficies de agradación que han sido erosionadas; en ocasiones controlan el diseño en planta de algunos de los canales avulsivos.

El sector terminal del área de los bañados se caracteriza por la ocurrencia de escasas geoformas canalizadas, pobremente definidas, y sectores no canalizados (*floodout zone?*; Tooth 2000). Las primeras se asocian en la parte O-SO del sector con cubetas de deflación/lagunas salinas someras (cuenca endorreica terminal del sistema, conocida como Gran Salitral, y cubetas desarrolladas en meandros abandonados del Arroyo de la Barda). Una cubierta eólica enmascara parcialmente los rasgos fluviales del paisaje en las partes media y distal del sector terminal; presenta dunas de crestas discontinuas y espaciadas, entre ~50 y 100 m, tipo barjanoides y posibles nebkas, que hacia el sector SE pasan a dunas barjanoides-transversales y mantos de arena.

El análisis realizado permite determinar que el paisaje del área de estudio está formado por geoformas fluviales dominantes, resultado de procesos fluviales, a las que se han superpuestos rasgos de erosión y acumulación eólica cuya orientación sugiere un transporte de sedimentos hacia el NE. Al respecto, los sistemas fluviales que drenan el piedemonte andino oriental han sido propuestos como el área de aporte de sedimentos de los extensos ambientes eólicos de la región central de Argentina (Zárate 2003). Así, la comprensión de la dinámica de interacción fluvio-eólica en el sector terminal de la cuenca del río Atuel permitirá analizar las implicancias espacio-temporales de dichos procesos y evaluar el rol de esta porción del sistema fluvial en la construcción de las unidades eólicas adyacentes, i.e. *Andean piedmont dunefields*, *Western Pampas sand mantles and dunefields* y *Western Pampean dunefields* (Zárate y Tripaldi 2012).

Bibliografía:

Tooth, S. 2000. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Science*



Reviews 51: 67–107.

- Zárate, M.A., Lanzillota, R. y Mehl, A. 2005. Cuenca del río Atuel: Aspectos geológicos y geomorfológicos. En: Gavillo Novillo, J.M, Porcel, G.H y J.M. Malán (edts.). Estudio para la determinación del caudal mínimo necesario para el restablecimiento del sistema ecológico fluvial en el curso inferior del río Atuel (inédito), 3: 1-7, UNLPam.
- Zárate, M.A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews*. 22, 1987–2006. DOI: 10.1016/S0277-3791(03)00165-3
- Zárate, M.A. y Tripaldi, A. 2012. The aeolian system of central Argentina. *Journal of Aeolian Research* 3: 401–417.
- Zárate, M., Dornes, P., Mehl, A., Tripaldi, A. y Lorenzo, F. 2018. Bañados del Atuel (provincia de La Pampa, Argentina): de humedal a desierto, ¿un camino sin retorno? VII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Puerto Madryn, Chubut, Argentina.



INFLUENCIA TECTÓNICA EN LA MORFODINÁMICA DEL TRAMO MEDIO E INFERIOR DEL RÍO SAN BARTOLOMÉ – CÓRDOBA

Nelso DOFFO^{1@}, María Celeste BONACCI¹ y María Jimena ANDREAZZINI²

⁽¹⁾Dpto. de Geología - Facultad de Ciencias Exactas Fco.-Qcas. y Naturales - Universidad Nacional de Río Cuarto

⁽²⁾CONICET

(@)ndoffo@exa.unrc.edu.ar

Palabras clave: segmento de canal, perfil longitudinal, bloques tectónicos

El tectonismo en el piedemonte oriental de la sa. de Comechingones ha jugado un rol importante en la salida serrana de la mayoría de los cursos de agua, definiendo no sólo la orientación de las fajas fluviales (influencia axial), sino también en el perfil longitudinal, forzando tramos de canal con dinámica erosiva y agradativa (influencia transversal). El tramo extraserrano del río San Bartolomé muestra importantes cambios en el patrón y sección de canal, definiendo segmentos con tendencias a la erosión, sedimentación y transporte. Su cuenca alta (140 km²) se desarrolla en la vertiente oriental de la sa. de Comechingones (basamento cristalino), mientras que el tramo extraserrano recorre 25 kilómetros de canal (kmc) en el piedemonte oriental, hasta integrarse al río Cuarto. En este trabajo se caracteriza la influencia del tectonismo sobre la concavidad del perfil longitudinal y la morfodinámica del canal, en el tramo medio-inferior del río San Bartolomé (Fig. 1A).

El perfil longitudinal se obtuvo de una hoja topográfica (IGN) e imágenes de satélite (Google Earth), las secciones transversales fueron relevados con estación total, y desde un modelo de elevación digital y del SIG SAGA se obtuvo una imagen sombreada con los bloques tectónicos periserranos.

La faja fluvial muestra un ancho de 600 m hasta 200 m en la desembocadura, con dos niveles de terrazas, cambios en el patrón y geometría del canal y en el régimen hidrológico (efímero y permanente). La curva de ajuste del perfil longitudinal (Fig. 1B), permite apreciar un primer tramo cóncavo hacia arriba de 7 kmc, coincidente con un canal muy incidido, cuyo patrón meandriforme posee la mayor sinuosidad ($S=1,49$), con un ancho de canal lleno de 2,50 m en promedio, una relación ancho/profundidad (A/P) de 17,5 y un régimen permanente (Fig. 1B, 1-2). Estos parámetros de patrón y geométricos de canal, indican una dominancia de transporte y erosión. Luego el perfil longitudinal adquiere una forma cóncava hacia abajo (15 kmc), coincidente con un canal menos incidido, que cambia a un patrón entrelazado, la S disminuye a 1,15, aunque el ancho de canal aumenta notablemente a 69,3 m promedio como también la A/P a 95 y el régimen a efímero (Fig. 1B, 3-4). Aquí se acentúa el carácter aluvial del curso (canal autoformado), es decir, un tramo predominantemente agradativo. Finalmente, en un tercer segmento más corto (2,5 kmc), el perfil vuelve a adoptar la forma cóncava hacia arriba, y corresponde a un canal incidido, de patrón cuasi rectilíneo ($S=1,02$), con ancho de 20 m y A/P de 30 (Fig. 1B-5), recuperando el régimen permanente y la capacidad de transporte. El carácter ondulado del relieve en la zona pedemontana se debe principalmente a la influencia de bloques de basamento diferencialmente ascendidos a causa de la tectónica neógena-cuaternaria. En la Fig. 1C se aprecia cómo, en la salida serrana, el río se encuentra confinado por los bloques San Bartolomé y Las Cañitas (I), allí el valle fluvial es angosto y profundo y el canal sinuoso, sugiriendo una tendencia de la faja a la incisión. Aguas abajo (II) el valle presenta una menor profundidad, donde la influencia confinante de los bloques es reemplazada por una tendencia negativa (subsistencia) por efecto del bloque deprimido río Seco (BDRC, Fig. 1C), que le confiere al río una mayor capacidad de divagación generando una faja fluvial amplia (localmente hasta 1300 m de ancho). En este tramo se reconoce además un desarrollo asimétrico de la faja fluvial, cuya evidencia es la posición del río totalmente recostada sobre la margen izquierda, dando cuenta del basculamiento lateral del BDRS hacia el NE, evidenciado también por la presencia de meandros abandonados (avulsión) (Fig. 1D).

En síntesis, la marcada correspondencia entre bloques morfoestructurales elevados con una faja fluvial incidida de alta sinuosidad y un perfil longitudinal cóncavo hacia arriba (segmento I), y bloques deprimidos con una faja fluvial amplia de baja sinuosidad y un perfil longitudinal cóncavo hacia abajo (segmento II), sugieren la evidente influencia de los bloques periserranos sobre la morfología de la faja fluvial y del río San Bartolomé. El perfil longitudinal cóncavo hacia abajo en el segmento II, es coincidente con un notorio aumento en el ancho de la sección transversal, un régimen temporario y un diseño típicamente entrelazado, cuyo propósito es generar espacio de acomodación para los sedimentos en el cauce, consistente con una dinámica definitivamente agradativa que busca compensar el descenso tectónico (BDRC) al que está sometido el segmento. Esta influencia también se percibe en la asimetría de la faja fluvial, cuyo basculamiento tectónico hacia el NNE, desplaza el canal hacia su



margen izquierda.

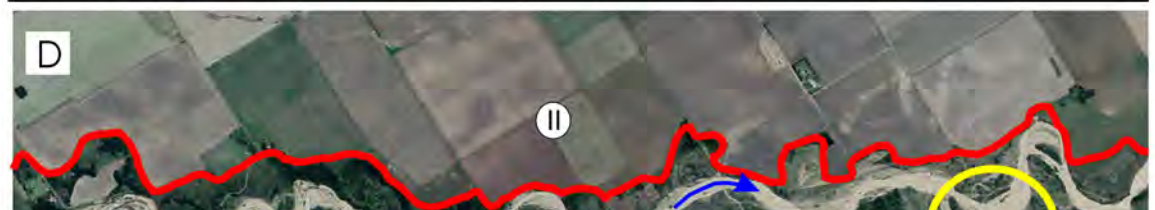
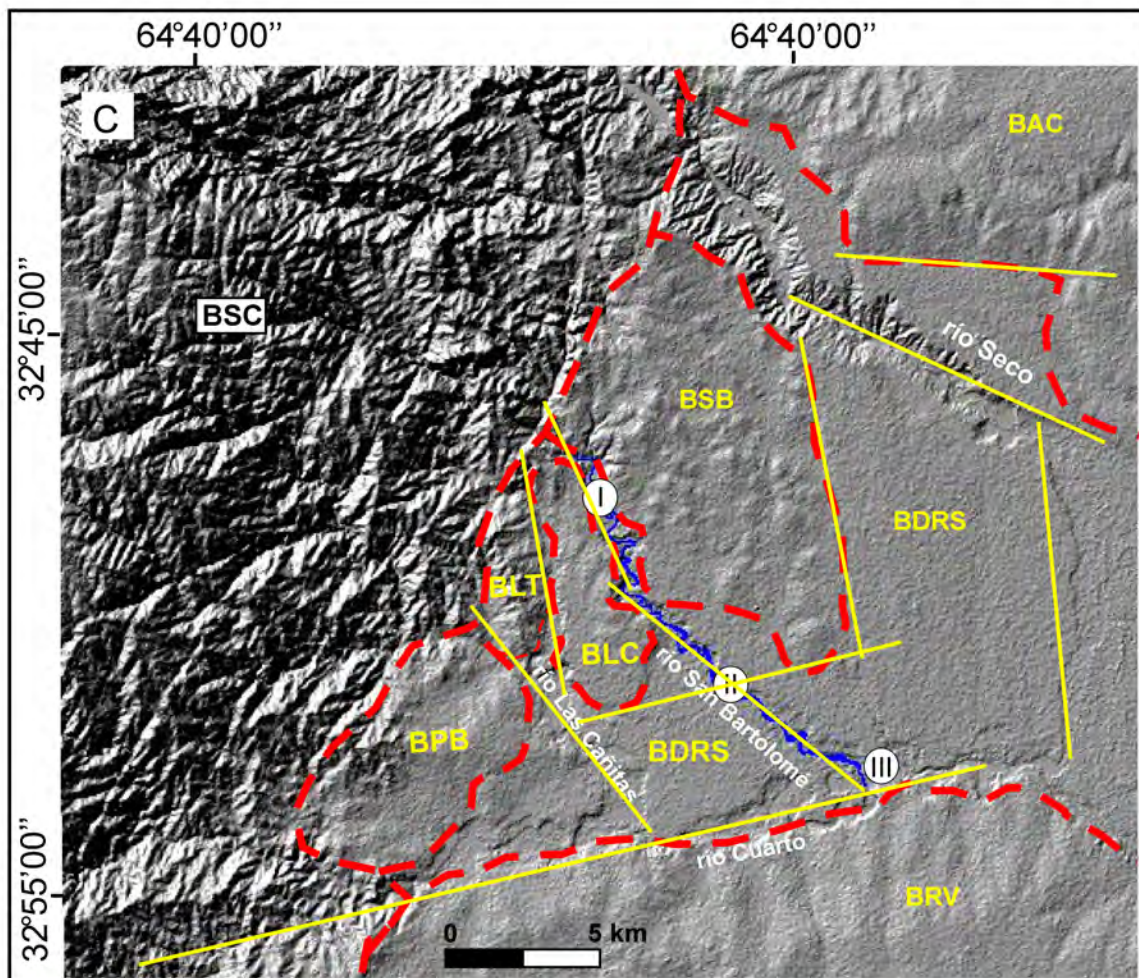
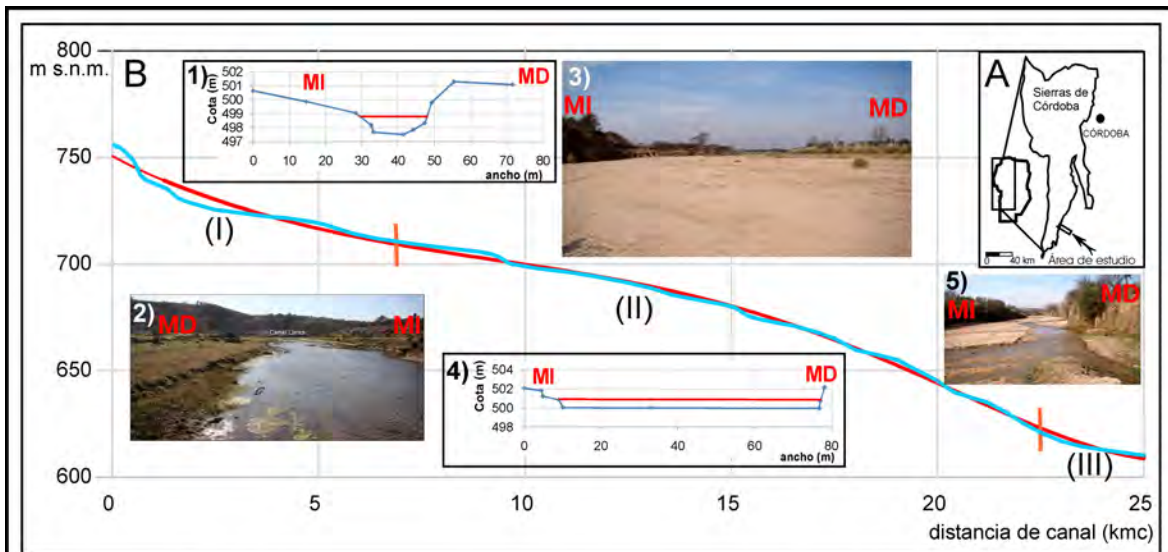




Figura 1. A) Ubicación del área de estudio. B) Perfil longitudinal del río San Bartolomé mostrando los tres segmentos diferenciados (I, II y III). La línea azul corresponde al perfil longitudinal y la roja muestra la curva de ajuste. Se muestran además vistas de las secciones transversales del cauce (2, 3 y 5) y relevamientos topográficos de las secciones transversales de los distintos segmentos (imágenes 1 y 4). C) Imagen sombreada obtenida en el SIG SAGA desde un modelo de elevación del terreno (30 m de resolución), mostrando los distintos bloques tectónicos (BSC=bloque sa. de Comechingones, BAC=bloque Alpa Corral, BSB=bloque San Bartolomé, BDRS=bloque deprimido del río Seco, BLC=bloque Las Cañitas, BLT=bloque Las Tapias, BPB=bloque Piedras Blancas, BRV= bloque Rodeo Viejo), en líneas amarillas se señalan los principales lineamientos pedemontanos. D) Imagen Google Earth del segmento II donde se aprecia la asimetría de la faja fluvial (flechas rojas) y la presencia de meandros abandonados (círculos amarillos).



INUNDACIONES EN LA CUENCA DEL SALADO: ASPECTOS GENERADORES Y POTENCIADORES

Nicole POMMARÉS^{1@}, Enrique FUCKS^{1,2} y Maria PISANO¹

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE)

⁽²⁾Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

^(@)nicole.pommares@gmail.com

Palabras clave: inundaciones, Río Salado, anomalías de precipitación

La cuenca del río Salado se desarrolla en el centro y norte de la provincia de Buenos Aires, ocupando diferentes ambientes geomorfológicos que determinan no solo el comportamiento hidrológico en cada uno de ellos, sino también influyendo sobre los demás ambientes. En las cabeceras dominan formaciones medanosas como dunas longitudinales, parabólicas y hoyos de deflación (Pampa Arenosa), siguiendo aguas abajo (Pampa Deprimida) con el río Salado como colector principal, presentando cuencas de deflación ocupadas por lagunas, paleolagunas y lunettes, unidas por cursos de agua o canales artificiales, para finalizar en la bahía Samborombón, llanura costera de génesis litoral donde se destacan extensos sectores inundables con lagunas, canales de marea afuncionales, cordones litorales y dunas, asociadas a la ingesión marina postglacial (MIS 1; Fucks et al. 2012).

Las particularidades de cada uno de estos ambientes, asociada a las cíclicas variaciones climáticas, producen periódicas y recurrentes inundaciones y sequías, afectando la producción, la economía y el bienestar de la población.

Mapas topográficos, geológicos e imágenes satelitales constituyeron la base cartográfica para los estudios antecedentes a partir de los cuales se realizaron los trabajos de campo, donde se prestó preferencial atención a los rasgos geomorfológicos y afloramientos asociados a la red de drenaje. Se recopiló información meteorológica (SMN) de estaciones con amplios registros históricos, condición necesaria para realizar análisis estadísticos.

Geomorfológicamente, la depresión del Salado es el reflejo de las condiciones áridas heredadas de los eventos glaciales. Las diferentes morfologías responden a condiciones de déficit de agua, donde la deflación y meteorización constituían los procesos dominantes. Este paisaje se encuentra en desequilibrio con las condiciones húmedas actuales (Fucks et al. 2012, 2015), por lo que se observa una red de drenaje sin planicie de inundación propiamente dicha, subdimensionada ante precipitaciones extremas. Las bajas pendientes donde escurre el río Salado constituyen uno de los aspectos centrales (0,1-1,015%). Incluso, en algunas zonas, el río atraviesa amplias cuencas de deflación o sectores de lunettes, los que muchas veces se encuentran a alturas similares, produciéndose un drenaje inverso (La Encadenada y Los Cerrillos), o generando embudos aguas abajo de bajos donde el agua tiende a concentrarse en un curso definido y muy encajonado (Ea. La Cincuenta, La Chumbiada).

En lo que se refiere a las precipitaciones, desde tiempos históricos se registran períodos de inundación y sequía, indicándonos la información antecedente condiciones más áridas para las primeras etapas de colonización, pudiendo asociarse con la Pequeña Edad de Hielo (1450 y 1850 AD) a partir del cual le sucedió un período más húmedo (Moncaut 2003).

A partir de datos meteorológicos de las estaciones Dolores, Las Flores, Nueve de Julio y Junin (Fig. 1) puede hacerse un análisis de las variables climáticas. Las mayores precipitaciones son registradas durante el mes de marzo, sin embargo, estos ingresos son compensados por la alta tasa de evapotranspiración, por tratarse de la estación estival. Los episodios de inundación más importantes de los últimos años ocurrieron durante el invierno del 2015 y 2017.

Por último, un sinnúmero de rutas y caminos atraviesan el río Salado a lo largo de su desarrollo, obstruyendo el drenaje natural, fundamentalmente en períodos de inundaciones. También se construyeron una gran cantidad de canales, desviando el curso principal o canalizando las aguas de lagunas que anteriormente no tenían conexión con el río. El reciente dragado (ensanchamiento y profundización) desde Puente de Pascua hasta la lagunas Las Flores ha favorecido notablemente el drenaje de las aguas (mayor y más rápido escurrimiento), produciendo la concentración del agua en cortos períodos de tiempo, algo que los pobladores nunca habían observado, aunque también mencionan que el descenso posterior a la inundación es más rápido.

Se considera que las problemáticas observadas en esta región pueden ser separadas en aspectos naturales y antrópicos. Entre los primeros se destacan las precipitaciones y los aspectos geomorfológicos, sin dejar de mencionar la litología, vegetación y altura de los niveles freáticos previos. Entre los artificiales, la concreción de canales, dragados y líneas de comunicación, que pueden facilitar o entorpecer el drenaje de acuerdo al tipo de obra.

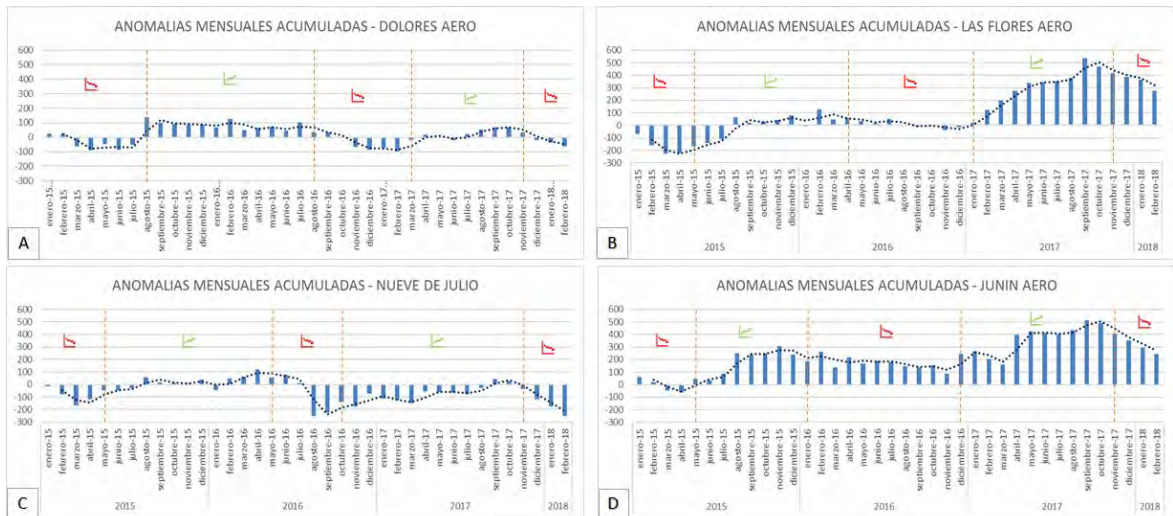


Figura 1. Anomalías mensuales acumuladas (mm) para las estaciones (A) Dolores, (B) Las Flores, (C) Nueve de Julio y (D) Junín relativas al período 1987-2018. Puede observarse que en todos los casos se diferencian 5 períodos, comenzando y finalizando con incrementos en la anomalía negativa, es decir, períodos de déficit hídrico. Por otro lado, la estación Junín presenta durante casi todo el rango considerado valores de anomalías positivas, si bien presenta períodos de déficit, éstos no llegan a compensar los excesos hídricos. Es importante destacar que esta estación está ubicada en el sector más alto de la cuenca, por lo que el agua precipitada allí es derivada aguas abajo. Los períodos de aumento en la anomalía positiva coinciden con los últimos dos períodos de inundación registrados, con picos en agosto-septiembre de 2015 y 2017, respectivamente.

Bibliografía:

- Fucks, E., Pisano, F., Carbonari, J. y Huarte, R. 2012. Aspectos geomorfológicos del sector medio e inferior de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 25 (1-2): 107-118.
- Fucks, E., Pisano, F., Huarte, R., Di Lello, C.V., Mari, F. y Carbonari, J. 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires Province: Lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences*, 60: 129-139.
- Moncaut, C.A. 2003. Inundaciones y sequías tienen raíces añejas en la pampa bonaerense (1576-2001). En Maiola, O.; Gabellone, N. y Hernández, M. (comp.). *Inundaciones en la región pampeana*, La Plata: Edulp. 28-47.



POTENCIAL DE INESTABILIDAD DE RÍOS REGULADOS EN AMBIENTES SECOS FRENTE A CRECIDAS MORFOGÉNICAS: UNA HERRAMIENTA DE GESTIÓN EN EL RÍO SAUCE GRANDE, BUENOS AIRES

Ana CASADO¹@ y Verónica GIL¹

⁽¹⁾Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur - CONICET

@)ana.casado@yahoo.fr

Palabras clave: potencial de inestabilidad, ríos regulados, tierras secas

Una característica común a los sistemas fluviales de tierras secas (SFTS) - que comprenden los ambientes secos sub-húmedos, semiáridos, áridos e hiper áridos (UNEM, 2011) - es el rol de las crecidas como factor determinante de la forma y el tamaño del cauce y el consecuente estado de desequilibrio entre forma y proceso hasta la ocurrencia de una crecida morfogenética (Tooth 2000, Tooth y Nanson 2000). En SFTS regulados por estructuras de conservación de agua, como es el caso del río Sauce Grande (suroeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina), la frecuencia de crecidas morfogenéticas es notoriamente más sesgada que bajo condiciones naturales y el desequilibrio entre forma y proceso es consecuentemente mucho más pronunciado. Ello conlleva concepciones erróneas de estabilidad y, como resultado, cualquier ajuste entre forma y proceso es considerado antinatural - o percibido como una catástrofe. El presente trabajo evalúa el potencial de inestabilidad geomorfológica del río Sauce Grande frente a una crecida morfogenética aguas abajo del dique-embalse Paso de las Piedras. La finalidad última del mismo es la de proporcionar una herramienta de base para la determinación de zonas estratégicas de uso y gestión del recurso hídrico en función del presente geomorfológico del sistema fluvial regulado.

Para ello se utiliza un Índice de Inestabilidad Potencial (IP) basado en el reconocimiento, el análisis y la interpretación de parámetros descriptivos de formas y procesos fluviales, incluyendo parámetros cuantitativos (diseño y geometría del cauce, eficacia de la corriente, porcentaje de cobertura vegetal) y cualitativos (materiales predominantes, formas de erosión y/o deposición). El tramo de río seleccionado para análisis se extiende a lo largo de 60 km a partir del cierre de presa. El mismo fue delimitado lateralmente por la línea de cauce y longitudinalmente por disección en secciones de 1 km de longitud. Los datos necesarios para el cálculo del IP se obtuvieron por (i) interpretación de imágenes satelitales (Google Earth), (ii) relevamiento de campo en secciones representativas de la especificidad del sistema fluvial y (iii) análisis hidráulico e hidrogeomorfológico mediante el uso de SIG (ArcGIS). La distribución de zonas potencialmente inestables a lo largo del tramo fluvial se determinó por análisis estadístico y por mapeo de los resultados obtenidos para cada una de las secciones delimitadas.

La tendencia del IP a lo largo del tramo fluvial analizado permite diferenciar tres grandes secciones caracterizadas por un potencial de inestabilidad diferencial. El tramo localizado inmediatamente aguas abajo del embalse exhibe condiciones de estabilidad moribunda (*sensu* Thorne et al. 1996), donde las formas fluviales representan un relicto de un sistema fluvial creado en el pasado bajo condiciones de mayor energía. Si bien se registran valores de potencial erosivo por encima de la media, el cauce posee una capacidad de transporte elevada (en relación al sistema analizado) y soporta un alto porcentaje de vegetación leñosa que incrementa la rugosidad y la resistencia a la erosión de los materiales, finos y cohesivos. La inestabilidad potencial se incrementa aguas abajo a medida que disminuye la capacidad del cauce y el porcentaje de vegetación riparia sobre las márgenes se reduce. Sin embargo, la potencia de la corriente disminuye junto con la pendiente y las secciones potencialmente inestables corresponden a aquellas que registran los mayores porcentajes de constricción del cauce o aquellas donde el ángulo de aproximación de crecidas es superior a 25°. El tramo más bajo exhibe una estabilidad dinámica previa a la construcción del embalse y relacionada con los efectos de la reducción del hidrograma de crecida característica de ríos alóctonos de zonas llanas. Así, el potencial de inestabilidad de estas secciones es bajo puesto que las mismas exhiben un buen ajuste entre capacidad, competencia, gradiente y vegetación riparia. Estos resultados proporcionan una base sólida sobre la cual fundar futuros esfuerzos de investigación para la determinación de zonas estratégicas de uso y gestión del sistema fluvial en función de las estructuras y actividades expuestas. Paralelamente, los mismos conducen a preguntas adicionales que requieren mayor atención. Por ejemplo, las zonas con alto potencial de inestabilidad geomorfológica requieren de observaciones y análisis detallados para identificar las relaciones entre la potencia de la corriente y los umbrales críticos para la efectividad geomorfológica de crecidas en este río fuertemente regulado.



Bibliografía:

- EMG 2011. Global Drylands: a UN system-wide response. Environment Management Group of the United Nations, 132 p., Ginebra.
- Thorne, C., Allen, R. y Simon, A. 1996. Geomorphological river channel reconnaissance for river analysis, engineering and management. *Transactions of the Institute of British Geographers* 21: 469-483.
- Tooth, S. 2000. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth Science Reviews* 51: 67-107.
- Tooth, S. y Nanson, G. 2000. Equilibrium and nonequilibrium conditions in dryland rivers. *Physical Geography* 21: 183-211.



RESULTADOS PRELIMINARES DE UN ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE TESTIGOS DE FONDO DEL FRENTE DEL DELTA DEL PARANÁ, ARGENTINA

Magdalena GALLO¹@, Alfonsina TRIPALDI¹, Ruben LOPEZ¹ y Silvia MARCOMINI¹

⁽¹⁾IGEBA-UBA-CONICET

@magdalenagallo85@gmail.com

Palabras clave: frente delta del Paraná, sedimentología, evolución

El delta del Paraná es un típico delta de cabecera de estuario, con morfología lobada, cuyo frente avanza sobre el estuario del Río de la Plata. Está dominado por la acción fluvial, y su frente deltaico es regulado por el régimen hidrológico de su cuenca de drenaje y por la dinámica propia del estuario del Río de la Plata, con un aporte de sedimentos proveniente principalmente de la cuenca del río Paraná (Marcomini *et al.* 2018). Para las últimas décadas se determinaron rangos de avance del frente del orden de los 30 a 70 m por año (Soldano 1947, Codignotto y Marcomini 1993, Sarubbi 2007, Leal 2011, Medina y Codignotto 2013), lo que indica una dinámica altamente constructiva. En el marco de una tesis doctoral en ejecución se presentan aquí resultados preliminares de un análisis sedimentológico del frente del delta del Paraná, con el fin de caracterizar sus depósitos, contribuir al conocimiento de las facies de este sistema deltaico y evaluar su uso como proxy para estimar tasas de avance del delta y su evolución durante el Holoceno tardío.

El objetivo es caracterizar la dinámica morfosedimentaria del frente deltaico de la Primera Sección. Se analizaron un conjunto de testigos de fondo, extraídos en barras de desembocadura y canales entre barras, en el sector sureste del frente deltaico (34° 26' S, 58° 30' O), mediante tubos de PVC de 2". Presentan registros de entre 87 a 131 cm, donde se determinaron unidades sedimentarias a partir de rasgos texturales, estructuras sedimentarias y color (Munsell). Se tomaron muestras para caracterizar la distribución granulométrica de las mismas, procesadas en el Laboratorio de Sedimentología (FCEN, UBA) y luego analizadas mediante sedígrafo laser. Para otro set de muestras se determinó el contenido de materia orgánica cada 2 cm a través de la técnica de pérdida por ignición. Se identificó la presencia y ubicación de valvas de *Corbícula fluminea*, ya que es una especie invasora que apareció en la cuenca del Plata en el año 1970 (Ituarte 1981).

Los testigos analizados muestran una dominancia de limos arenosos y arenas limosas (41:53:6), con distribución granulométrica unimodal, pobremente seleccionados y de asimetría positiva, con laminaciones horizontales, heterolíticas o niveles masivos (facies A). Por sus características sedimentarias se infiere que esta facies corresponde a sectores de la planicie de marea o márgenes de canales entre barras con influencia de mareas. Estos depósitos aparecen en todos los testigos estudiados (Mosquito, Bota perdida, Nautivus, Albardón, San Antonio, y Tendal), con espesores variables. La facies B corresponde a niveles de arena muy fina (97:3:0), bien seleccionados, masivos o con laminación horizontal mayormente difusa, que dominan el testigo Albardón extraído sobre el albardón de una barra de desembocadura subácuea. La facies C incluye limos gruesos a medianos (7:81:13), unimodales, pobremente seleccionados y de asimetría positiva, mayormente masivos. Se interpretan como depósitos de barras estabilizadas o márgenes de canales entre barras (testigos Mosquito y Bota perdida, Fig. 1). Las valvas desarticuladas de *Corbícula fluminea* aparecen a distintas profundidades (90 cm en Mosquito, 58cm en Nautivus, 60 cm en San Antonio), cuya presencia indica depósitos muy jóvenes, tentativamente menores a 100 años.

El contenido de materia orgánica en todos los testigos presenta rangos de entre 2% y 10%, en general con menores valores hacia la base. Texturalmente, los testigos muestran una tendencia general granodecreciente, que se interpreta relacionada al avance de las barras de desembocadura sobre el prodelta y su posterior estabilización.

Los depósitos analizados muestran una homogeneidad litológica significativa, con sedimentos muy finos que serían consecuentes con un tipo de delta de aguas someras (Collinson *et al.* 1991) y un aporte sedimentario dominado por limos (Orfeo e Iriondo 2010).

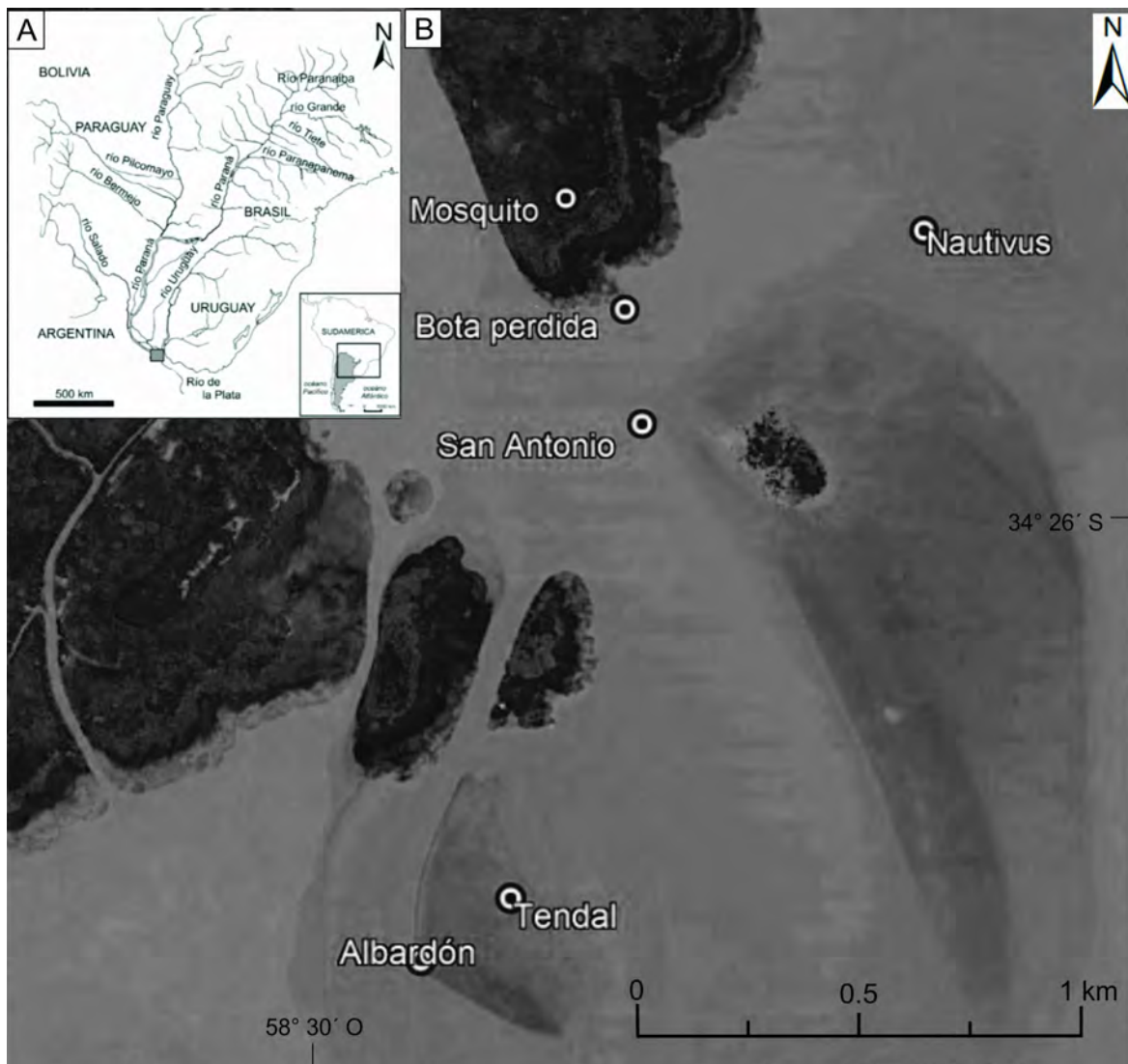


Figura 1. A) Cuencas hidrográficas que regulan el régimen del delta del Paraná. B) Imagen satelital del área de estudio con la ubicación de los testigos analizados (fecha 24/02/2009, fuente Google Earth).

Bibliografía:

- Collinson, J.D., Martinsen, O.J., Bakken, B. & Kloster, A. 1991. Early fill of the Western Irish Namurian Basin: A complex relationship between turbidites and deltas. *Basin Research*, 3, 223–242.
- Marcomini, S., Tripaldi, A., Leal, P., Lopez, R., Alonso, M. S., Ciccioli, P., Quesada, A. y Bunicontro, P. 2008. Morfodinámica y sedimentación de un sector del frente deltaico del Paraná entre los años 1933 y 2016, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (1): 01-16.
- Ituarte, C. 1981. Primera noticia acerca de la introducción de pelecípodos asiáticos en el área rioplatense (Mollusca:Corbiculidae). *Neotropica* 27:79-83.
- Orfeo, O. e Iriondo, M. 2010. The megafan of the Paraná River from the Pleistocene to the Present. 18th International Sedimentological Congress, Actas: 663, Mendoza.



RESULTADOS PRELIMINARES DE UN ANÁLISIS TEXTURAL DE SEDIMENTOS SUPERFICIALES DEL FRENTE DEL DELTA DEL PARANÁ, ARGENTINA

Magdalena GALLO¹@, Alfonsina TRIPALDI¹, Ruben LOPEZ¹ y Silvia MARCOMINI¹

⁽¹⁾IGEBA-UBA-CONICET

@magdalenagallo85@gmail.com

Palabras clave: frente delta del Paraná, sedimentología, muestreo superficial

La cuenca del Plata es la segunda más grande de América del Sur y comprende Argentina, Uruguay, Brasil, Bolivia y Paraguay (Fig. 1A). Los tres ríos principales son: Paraná (4352 km de longitud), Paraguay (2459 km) y Uruguay (1600 km) que contiene el estuario más ancho del mundo, el Río de la Plata (256 km de ancho). La descarga anual que llega al Océano Atlántico es de $23,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Manassero *et al.* 2008). El tamaño del grano de los sedimentos en la cuenca está dominado por los tamaños de limo y arcilla (Orfeo 1999, Iriondo 2004). La región del delta del Paraná ocupa la porción final de la Cuenca del Plata. El delta está caracterizado por amplios canales con albardones bien desarrollados los cuales encierran depresiones centrales comúnmente ocupadas por lagunas. Sobre el frente deltaico se desarrollan numerosas barras de desembocadura de los canales distributarios. La formación de estas barras, entre otros procesos, es la que determina la progradación del delta. En esta contribución se presenta un análisis sedimentológico de muestras de sedimentos superficiales obtenidas en el sector sur del frente del delta ($34^\circ 26' \text{ S}$, $58^\circ 30' \text{ O}$). La investigación se encuentra enmarcada dentro de un proyecto de mayor envergadura en el cual ya se obtuvieron datos preliminares los cuales son utilizados para evaluar la evolución de la zona de estudio.

Se colectaron muestras de sedimentos superficiales en sectores de fondo de canales distributarios, mediante una draga tipo snapper, y sobre las barras de desembocadura en sectores emergidos o con una profundidad de agua menor a 30 cm, al momento del muestreo. Asimismo, se tomó una muestra de sedimento de fondo en la desembocadura del puerto de San Isidro. Las muestras de sedimento fueron procesadas en el Laboratorio de Sedimentología (FCEN, UBA) donde primeramente se procedió a eliminar la materia orgánica por medio de peróxido de hidrogeno al 30% y luego fueron analizadas mediante sedígrafo laser para la obtención de datos texturales. También se determinó el contenido de materia orgánica mediante la técnica de pérdida por ignición. Primeramente, se procedió al secado de las muestras en horno a 70° hasta alcanzar un peso constante y luego se realizó la quema en horno mufla a 550° durante 6 horas.

Los sedimentos estudiados corresponden a limos arenosos con distribución granulométrica unimodal (moda en arena muy fina o limo grueso), pobremente seleccionados (1,7 phi) y de asimetría muy positiva (0,4 phi). En estos sedimentos los porcentajes de las fracciones arenosas son muy variables, entre un 17% y 43%, seguidos por las proporciones de limo de entre 52% y 69% y de arcillas entre 5% y 14%. Aquellas muestras ubicadas en sectores más restringidos (margen de canal San Antonio S5 (19:67:13) y canal de ingreso al puerto de San Isidro S6 (17:69:14)) muestran los porcentajes más bajos de arenas. La muestra S4, tomada en el canal entre barras de desembocadura, presenta más homogeneidad entre el contenido de limo y arena.

Las muestras con mayor contenido de arena se presentan sobre la barra de desembocadura sumergida (S1) y sobre el frente en la boca de desembocadura (S3) con porcentajes de 40% a 43% de arenas muy finas. Los sedimentos presentan entre un 1,4% y 4,3% (2,4%) de materia orgánica, las muestras ubicadas en sectores más restringidos presentan mayor contenido de materia orgánica.

Los sedimentos analizados presentan una gran homogeneidad granulométrica. En los sedimentos con mayor contenido de arcillas predomina el proceso de decantación, correspondiendo a los sectores más restringidos. Los subambientes con mayor contenido de fracciones arenosas presentan condiciones de mayor energía.

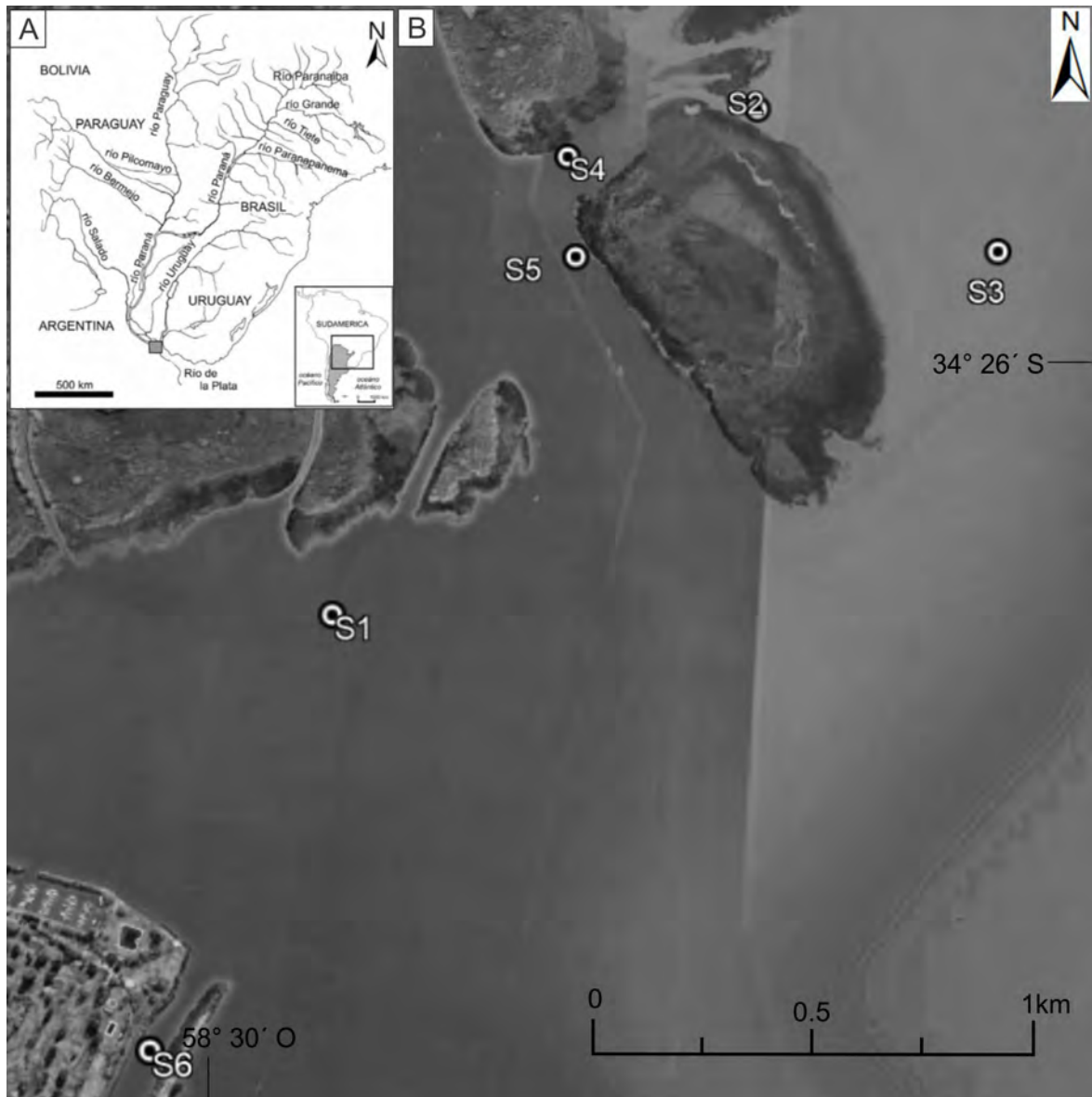


Figura 1. A) Cuencas hidrográficas que regulan el régimen del delta del Paraná. B) Imagen satelital del área de estudio con la ubicación de las muestras superficiales (fecha 29/03/2018, fuente Google Earth).

Bibliografía:

- Iriondo, M., 2004. The Littoral complex of the Paraná mouth. *Quaternary International* 114:143-154.
- Manassero, M., Camilión, C., Poiré, D., Da Silva, M. y Ronco, A. 2008. Grain Size Analysis and Clay Mineral Associations in Bottom Sediments from Parana River Basin. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 125-137
- Marcomini, S., Tripaldi, A., Leal, P., López, R., Alonso, M. S., Ciccioli, P., Quesada, A. y Bunicontro, P., 2018. Morfodinámica y sedimentación de un sector del frente deltaico del Paraná entre los años 1933 y 2016, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75 (1): 01-16.
- Orfeo, O. 1999. Sedimentological characteristics of small rivers with loessic headwaters in the Chaco, South America. *Quaternary International* 62: 69-74.



SEDIMENTARY PROCESSES ASSOCIATED TO ACTIVATION OF EPHEMERAL STREAMS INDUCED BY EXTREME RAINFALL EVENTS: AN EXAMPLE FROM COMODORO RIVADAVIA, CENTRAL PATAGONIA

JOSE MATILDO PAREDES^{1@}, SILVINA MARIELA OCAMPO¹ NICOLAS FOIX^{1,2}, SABRINA XIMENA OLAZÁBAL¹ MAURO NICOLÁS VALLE^{1,2}, ALEJANDRO MONTES^{1,2} y JOSÉ OSCAR ALLARD¹

(1) Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

(2) CONICET

(@)paredesjose@yahoo.com

Palabras clave: socio-climatic catastrophe, ephemeral streams, flash floods

Starting on March 29 and during the first week of April 2017, the Comodoro Rivadavia city (Chubut province, central Patagonia) had experienced the worst floods because of unprecedented rains. Massive damages to property and infrastructure took place owing to extensive flooding of seven ephemeral streams that currently debouch in the Atlantic Ocean crossing lowland areas into the city. This catastrophic event occurred due to persistent rains with high runoff production. Although the mean annual rainfall of the city in the period 1956-2017 is 240 mm, the extreme rainfall event reached 399,4 mm, and on March 31 amounted to 232 mm.

We present the results of detailed field surveys carried out after the extreme rainfall event. The objectives are (i) to analyze the spatial variation of sedimentological processes along the catchments, (ii) to investigate the influence of anthropogenic processes of land use on flow characteristics and erosion, and (iii) to evaluate mitigation actions to reduce the impact of future rains.

The study area is located in the southeast of the Chubut province between latitudes 45°36' - 45°58' S and longitudes 67°22' - 68°09' W. The geomorphology of the area shows typical attributes of fluvial processes and allows to identify seven ephemeral river catchments which flow to the Atlantic Ocean, but it lacks permanent rivers. The seven catchments cover approximately 1546 km². As the area is in the rain shadow of the Patagonian Andes, climatic conditions are semi-arid to arid. The altitude raised from 0 m a.s.l. at the catchment outlet to ca. 751 m a.s.l. at the drainage divide, the Pampa del Castillo. The mean air temperature for the period 1956-2017 is 12,9°C at Comodoro Rivadavia airport.

The catchments are characterized by high slopes, with ranges for their longest stream between 0,0027 to 0,0371. Steep slopes favored high runoff velocity and gully initiation during the storm, and due to the high intensity of the rain, some gullies reach up to 15 m depth and 870 m long (Paredes *et al.* 2017). Gullies excavated loose sediments that cover the Chenque and Santa Cruz formations (lower and middle Miocene, respectively), have V-shaped cross sections, and their side slopes degraded rapidly, providing a huge amount of sand-sized sediments to the streams. Moreover, heavy rains during the first days of the storm exceeded the infiltration capacity, generated intense rainsplash erosion and overland flow, providing high-concentration of suspended particles to the streams. Further incorporation of cobble to pebble-size clastic components associated to roads, oil locations and locally particles obtained from aggregate quarries favored the downstream increase of the kinetic energy and discharge of the flow. Although some proportion of the sediment was deposited along the channel network by overbank floods, a large proportion of the suspended sediment arrived to higher-order streams and entered the city either throughout their natural courses (Arroyo Belgrano, Arroyo La Mata, Arroyo de la Quinta) or following new routes after blocking the manmade waterways. The anthropically-induced avulsion of the ephemeral streams was followed by massive flooding of lowlands areas of the city, where reduction of flow velocity and further deposition of suspended sediments occurred. The remaining flow and sediments arrived at the coast and formed transient, medium to fine sand-sized deltas of up to 500 m of diameter. Due to exceptional discharges, widening and deepening of the channels occurred in most of the higher-order streams; as an example, the Restinga Alí stream involved up to 70 m of channel-margin displacement near the outlet.

The extreme rainfall event has left huge damages to urban and industrial infrastructure and revealed the lack of planning at catchment scale. To reduce the risk for inhabitants and land degradation, several issues must be addressed: 1) most of the ephemeral streams currently contain large volumes of in-channel loose sediments, making necessary to build up sediment-reservoirs along the more unstable catchments to reduce both the transit of particles during heavy rains and the flow velocity, 2) the manmade waterways into the city and emplaced over former streams resulted under-



sized and they require a review of their dimensions, and 3) urban planning and industrial developments within the catchments should respect the geomorphology, minimizing soil erosion and gully initiation throughout the implementation of more responsible land-use practices.

Bibliografía:

Paredes, J.M., Ocampo, S.M., Foix, N., Olazábal, S.X., Fernández, M.A., Montes, A., Castro, I., Maza, W., Allard, J.O., Rodríguez, S., San Martín, C., Simeoni, A., Mendos, G., Quagliano, J.A., Turra, J.M., Maino, J., Sánchez, F. y Valle, M.N. 2017. Sistemas fluviales efímeros e inundaciones repentinas de la ciudad de Comodoro Rivadavia: causas, procesos y mitigaciones. Informe Técnico FCNyCS (Res. DFCNyCS 387/17). UNPSJB, p. 1-44. Comodoro Rivadavia.



VARIACIONES GEOMÉTRICAS DE LOS ABANICOS ALUVIALES DEL PIEDEMORTE SUROCCIDENTAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS: FACTORES DE CONTROL

Jael ARANDA^{1@} y Guillermo OJEDA¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de San Luis

^(@)jael.aranda@gmail.com

Palabras clave: abanicos aluviales, San Luis, El Molle

El piedemonte suroccidental de la sierra de San Luis está caracterizado por la dominancia de abanicos aluviales, en las regiones proximales, y mantos aluvio-eólicos, hacia las zonas distales. Los primeros desarrollan sistemas telescópicos, con tres niveles de atrincheramiento que responden al encajamiento de sucesivos pulsos aluviales. Del más antiguo sólo quedan remanentes reducidos (no más de 2 km²), muy erosionados y adosados al *knick* serrano; el 2° nivel presenta mayor grado de conservación y desarrollo areal; por último, el más joven se muestra como una bajada, parcialmente funcional y disectada por la red de drenaje actual (Aranda et al., 2015).

Entre las localidades de Villa de la Quebrada y Suyuque Viejo, distantes aproximadamente 10 km, los abanicos aluviales del 2° nivel configuran una extensa bajada, actualmente disectada por erosión y parcialmente funcional. De norte de a sur destacan los grandes abanicos de Villa de la Quebrada, Guascara, Rumi-Huasi, El Molle, Suyuque Nuevo y Suyuque Viejo; todos con relación telescópica respecto a los remanentes aluviales precedentes, excepto El Molle, que muestra una configuración diferente.

En tal contexto, el objetivo de este trabajo es caracterizar los abanicos aluviales del 2° nivel entre las localidades de Villa de La Quebrada y Suyuque Viejo y proporcionar una primera hipótesis sobre los factores que condicionaron su desarrollo.

En el área de estudio los abanicos del 2° nivel aluvial son cuerpos de grandes dimensiones (entre 6 y 11 km²) y pendientes entre 3 y 6% hacia el oeste; presentan en planta morfologías elongadas en dirección E-O con una relación longitud/ancho (L/A) entre 2 y 3. Litológicamente se componen por facies conglomerádicas y areniscosas. Las primeras varían de gruesas a finas, son clasto-soportadas, compuestas por bloques de contornos subredondeados a subangulosos y tamaños que varían entre 20 y 60 cm, aunque pueden llegar a tamaño sábulo en sus modas más finas y bloques de 1 m en las más gruesas; la matriz ocupa hasta un 15% de la roca y es gravo-arenosa. Se disponen como paquetes aproximadamente tabulares de gran extensión areal, con base erosiva y estructura interna masiva. Por su parte las areniscas son friables e involucran paquetes granodecrecientes con laminación plano-paralela.

Desde el punto de vista funcional, el *telescoping* es el comportamiento característico de este nivel de abanicos aluviales, exceptuando El Molle que se encuentra engolfado, aproximadamente 1 km, hacia el interior de la sierra, quedando el 1° nivel de abanicos aluviales como remanentes, aislados y alejados del frente serrano, cortando la monótona superficie de este abanico en su región medio-distal. También es de destacar que, si bien los valores de pendiente se mantienen constantes en toda el área, las direcciones son heterogéneas; los abanicos aluviales ubicados al norte de El Molle, drenan hacia el NO mientras que los ubicados al sur lo hacen hacia el SE.

Por último, se registra actividad neotectónica afectando a este nivel de abanicos aluviales. En primer lugar, la superficie del abanico Suyuque Viejo se observa truncada por un lineamiento paralelo al frente de la sierra de San Luis y distante del mismo por 1 km aproximadamente; en este caso el resultado es un resalto en la topografía del orden de los 5 m, en promedio. Más destacable aún, entre las localidades El Molle y Suyuque Nuevo, y por una longitud de 7 km, se observa una sucesión de lomadas alineadas, paralelas al frente serrano y distantes del mismo por 3 km aproximadamente, litológicamente correlacionables con el 2° nivel de abanicos aluviales.

A modo de conclusión y en función de las características mencionadas, se clasifica a los depósitos del 2° nivel de abanicos aluviales como asociados a corrientes acuosas tractivas, de alta energía, corta duración y rápida sedimentación, que han circulado de forma no confinada.

Por otra parte, en función de la evidencia de actividad neotectónica afectando al 2° nivel aluvial, sumada a estudios gravimétricos que revelan la presencia de anomalías positivas en el área de estudio, que indica elementos del basamento someros (Christiansen, 2014), proponemos la presencia de un bloque elevado en el subsuelo pedemontano que afecta desarrollo del abanico aluvial El Molle, propiciando la acción retrogradante del mismo y su consecuente engolfamiento, así como también la bifurcación, hacia el NO y SO, de las pendientes generales de los sistemas aluviales circundantes y de la red hídrica actual.

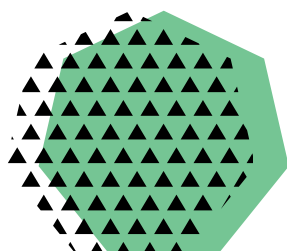


Bibliografía:

- Aranda, J., Ojeda, G., Suvires, G., 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, Ushuaia.
- Christiansen, R., 2014. Análisis gravimétrico de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, entre los -31° y -33,5° S. Implicancias geotectónicas. III Encuentro de Jóvenes Investigadores. 12 páginas, San Juan.

Sesión 7

Morfotectónica y Paleosismicidad



Coordinadores:

Laura Perucca (UNSJ, CIGEOBIO)

Romina Onorato (CIGEOBIO, INGEO-UNSJ)

Juan Manuel Alcacer (CIGEOBIO, INGEO-UNSJ)



ANÁLISIS DE PERFILES LONGITUDINALES EN LA CUENCA DEL ARROYO EL CARRIZAL COMO INDICADORES DE ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA, SAN LUIS, ARGENTINA

Gimena Soledad CASTALDI^{1,2@}, Susana Beatriz DEGIOVANNI², GUILLERMO LUIS SAGRIPANTI² y Diego VILLALBA²

⁽¹⁾Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

⁽²⁾Universidad Nacional de Río Cuarto

^(@)gimenacastaldi@gmail.com

Palabras clave: perfil longitudinal, neotectónica, knickpoints

El Sistema de Falla de Comechingones (SFC) presenta diferentes secciones de fallas inversas, con buzamiento entre 45° E y 55° E y una expresión en planta escalonada (Costa *et al.* 1992). En el extremo sur del SFC, Castaldi *et al.* (2017) han identificado 8 secciones para este sistema, además de otras estructuras relevantes como las fallas Villa del Carmen, Boca del Río y lineamientos menores (Fig. 1a). En los bloques serranos (sierra de Comechingones y La Aguada) se exponen rocas ígneo metamórficas precámbricas-paleozoico inferior, mientras que en el piedemonte afloran secuencias clásticas neógenas de muy variada energía. Los bloques serranos presentan abruptas escarpas de falla en el frente occidental y paleosuperficies erosivas en las pendientes estructurales orientales más tendidas (paleosuperficies erosivas parcialmente incididas). El ambiente de agradación pedemontano, está representado por niveles de abanicos pleistocenos fallados e incididos, valles fluviales holocenos y bajadas con cubierta eólica.

El perfil longitudinal de un río, refleja sus condiciones de equilibrio y su forma responde a controles de muy variada escala espacio-temporal. En la actualidad su análisis es ampliamente utilizado para reconocer y evaluar actividad neotectónica (Ambili y Narayana 2014). El perfil de un río en equilibrio es cóncavo hacia arriba explicado por el incremento de la descarga aguas abajo con capacidad para transportar la carga de sedimentos sobre pendientes cada vez más bajas. Las formas convexas constituyen anomalías relacionadas a variaciones litológicas o actividad tectónica en el lugar.

El análisis de la forma del perfil longitudinal y la definición de la posición de puntos de inflexión, en los mismos, se podrían utilizar como indicadores de actividad neotectónica en el piedemonte occidental del extremo Sur de la sierra de Comechingones (Sierras Pampeanas Orientales: Córdoba-San Luis) en donde existen escasos antecedentes bibliográficos de estudios sobre la actividad tectónica del sector. El objetivo de este trabajo es analizar perfiles longitudinales de la cuenca del A° El Carrizal para detectar anomalías que indiquen posible actividad neotectónica.

El área de estudio del presente trabajo abarcó la cuenca del A° El Carrizal (33°00'LS 65°02'LO) que drena la vertiente occidental de la sierra de Comechingones sobre el colector de mayor orden y tributarios del frente de levantamiento principal (Fig. 1 a y b).

La metodología seguida consistió en la elaboración, sobre la base de antecedentes geológicos, imágenes *Google Earth*, modelo de elevación digital de terreno y relevamiento de campo, de cartas geológicas (enfaticando en las estructuras) y geomorfológicas del área. Posteriormente, a partir de hojas topográficas escala 1:20.000, se cartografió la red hidrográfica y se obtuvieron los perfiles longitudinales de los colectores. Por último los cursos fueron jerarquizados según Horton (1945), las formas de los perfiles se analizaron a través del índice de concavidad (Snow y Slingerland 1987) y variaciones de gradiente y fueron segmentados considerando puntos de inflexión o *knickpoints*.

Del análisis realizado se observó que el arroyo El Carrizal (orden 5, cuenca 30,81 km²) en 16,4 km de recorrido, desciende desde 1480 m s.n.m., en la sierra de Comechingones, hasta 982 m s.n.m., a la salida de la sierra de La Aguada, salvando un desnivel de 500 m con un pendiente general de 3% y un IC de 0,38 (Fig. 1c). Su perfil longitudinal exhibe seis puntos de inflexión que definen 7 segmentos de distinta forma y gradiente: 1: recto, 9%, 2: convexo, 7%, 3: ligeramente cóncavo, 5%, 4: recto, 10%, 5: recto-ligeramente convexo, 2%, 6: recto 3,5% y 7: recto-ligeramente cóncavo 2%, los cuales se relacionan a las principales estructuras (Fig. 1.c). Particularmente los segmentos 3, 4 y 6 se interpretan como procesos de ajuste fluvial (incisión, erosión retrocedente) asociadas a reactivaciones neógenas del SFC y de La Aguada. Los perfiles longitudinales de los tributarios (Fig. 1d y e) permiten ubicar un *knickpoint*, entre los 1100 y 1150 m (círculo negro) y otro a los 1080-1090 m s.n.m., (círculo azul). En el primer caso el punto de inflexión respondería a la presencia de la falla de Comechingones, mientras que el segundo a la falla Villa del Carmen (Fig. 1a).

Algunas de las anomalías detectadas en los perfiles longitudinales sumadas a las evidencias geológico-geomorfológicas, presentes en los niveles de aluviales neógenos de la zona pedemontana, se podrían considerar como producto de la actividad neotectónica de la falla Villa del Carmen, Sistema de



Falla de Comechingones.

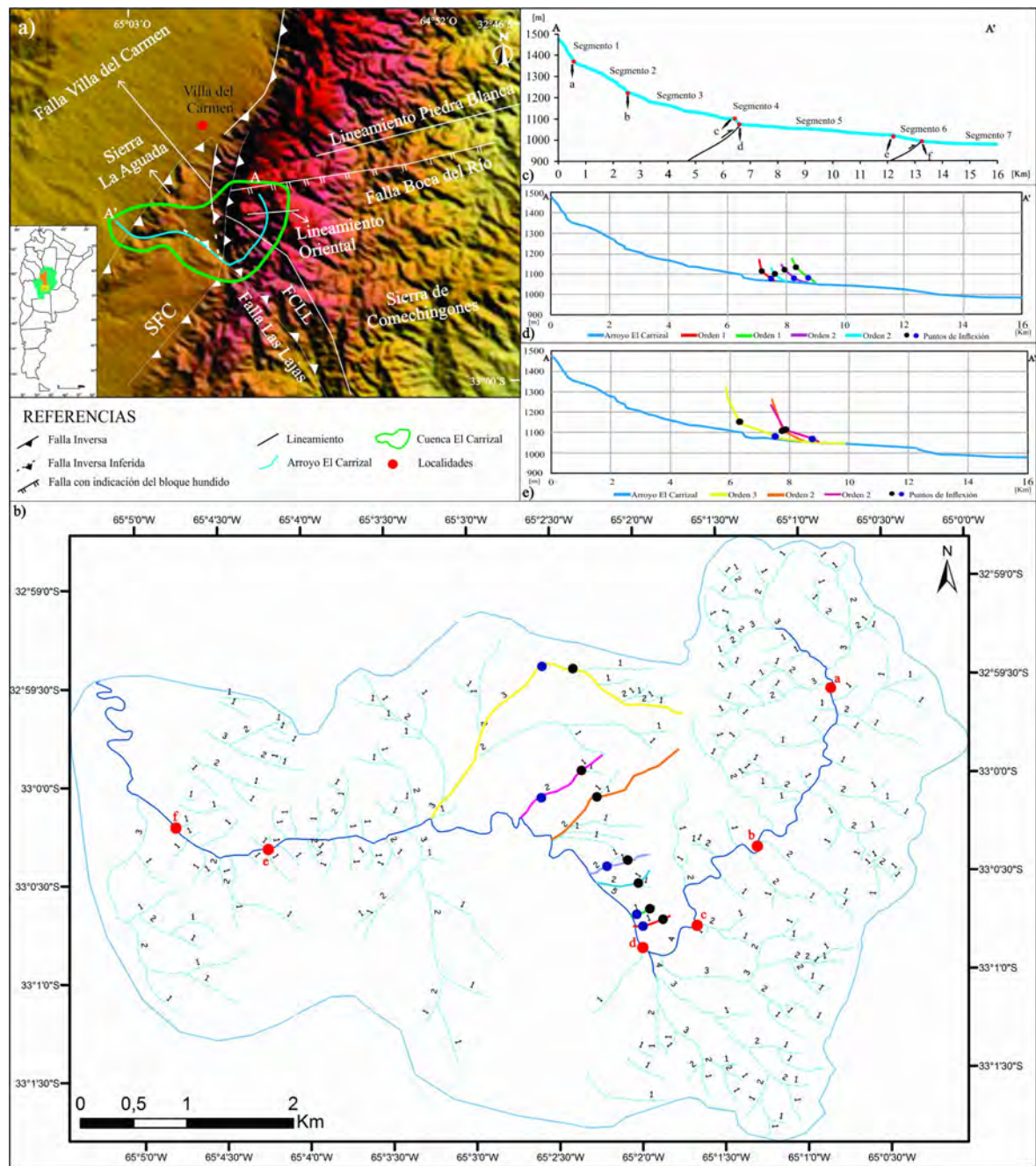


Figura 1. A) Modelo digital del terreno con la ubicación de la cuenca El Carrizal y las principales estructuras. B) Red de drenaje jerarquizada (Horton 1945). C) Perfil longitudinal del arroyo El Carrizal con los principales segmentos y knickpoints D) y E) Perfil longitudinal de los principales tributarios de diferentes órdenes y el arroyo El Carrizal con posición de puntos de inflexión.

Bibliografía:

- Ambili, V. y Narayana, A.C. (2014) Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology*, 217, 37-47.
- Castaldi, G., Villalba, D. y Villegas, M. 2017. Nuevas secciones en el extremo Sur del Sistema de Fallas de Comechingones. Villa del Carmen – La Punilla. San Luis. Actas 20º Congreso Geológico Argentino. Pags 26 – 28. <http://congresogeologico.org.ar/gestor/wp-content/uploads/2017/08/TU-S7.pdf>



- Costa, C., Gardini, C. y Giaccardi, C. 1992. Fallamiento moderno en la Sierra de Comechingones, Provincia de San Luis. 8o Reunión de Microtectónica, Resúmenes 7, San Carlos de Bariloche.
- Horton, R. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology. Geological Society of America Bulletin 56, 275-370.
- Snow R.S. y Slingerland R.L., 1987. Mathematical modelling of graded river profiles. Journal of Geology 95, 15-33.



ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y MORFOTECTÓNICO DE LAS CUENCAS DE LOS RÍOS LA CANTERA Y GUALILÁN, PRECORDILLERA CENTRAL, PROVINCIA DE SAN JUAN

MARIANA VARGAS^{1@}, LAURA PERUCCA^{1,2}, MARTÍN ROTHIS^{1,2}, MARIA YANINA ESPER ANGILLIERI² y HORACIO NICOLAS VARGAS¹

⁽¹⁾INSTITUTO DE GEOLOGIA- UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

⁽²⁾CIGEOBIO (UNSJ-CONICET)

^(@)marivargasperucca@gmail.com

Palabras clave: morfotectónica, neotectónica, Precordillera

El drenaje regional en la depresión Gualilán – La Canteras, ubicada en el ámbito de Precordillera Central, posee una orientación general norte-sur. Está controlado por el sistema de corrimientos que elevan la sierra de La Invernada por el oeste y por las fallas con actividad tectónica cuaternaria que constituyen el sistema de cabalgamiento La Canteras en su porción central y oriental. De acuerdo a esta relación estructural, esta depresión es interpretada como un valle de falla o longitudinal. Los ríos y arroyos temporarios ubicados en el faldeo oriental de la sierra de La Invernada y occidental de la sierra de La Canteras, drenan desde el mogote La Leona hacia el norte, por el río Gualilán a la pampa de Gualilán, que es una cuenca endorreica que constituye un nivel de base regional. Hacia el sur del mogote, los arroyos provenientes de la sierra de La Invernada y de la sierra de La Canteras drenan hacia el sur por la quebrada de La Canteras hasta su nivel de base local que es el río San Juan. Ambas cuencas, colineales, divergentes y con forma elongada en dirección N-S, se encuentran separadas por una suave divisora de aguas o portezuelo ubicado a 2182 m s.n.m. (Figura 1). El objetivo de este estudio es la caracterización morfométrica y morfotectónica de estas cuencas, complementado con un análisis de los procesos de captura fluvial.

En la delimitación de ambas cuencas y su caracterización morfométrica, se utilizaron imágenes satelitales, cartas topográficas y hojas geológicas. Los parámetros morfométricos básicos obtenidos fueron: área (A), perímetro (P), longitud (L), ancho (W), orden (Rn), altura máxima y mínima (H, h), longitud total de cauces (Ltc), longitud de cauce principal (Lcp); y los parámetros derivados: índice de compacidad (Kc), índice de circularidad (Rc), relación de elongación (Re), factor de forma (Ff) y densidad de drenaje (Dd). La identificación y caracterización morfotectónica se realizó con base en los marcadores propuestos por Hack (1973), Keller y Pinter (2002), Scheidegger (2004) y Bull (2007), entre otros. Para el análisis morfotectónico de las cuencas de drenaje, se efectuó la determinación y el análisis de diferentes índices tales como, asimetría de las cuencas, índices de longitud-gradiente de los ríos, perfiles de equilibrio, perfiles de franja (swath profiles) y evaluación de procesos de captura, entre otros.

De los análisis efectuados es posible observar que estas cuencas son marcadamente asimétricas y presentan características morfométricas y morfotectónicas distintivas. La del río Gualilán corresponde a una cuenca con poca actividad tectónica o en etapa senil, mientras que la del río La Canteras posee evidencia de actividad tectónica cuaternaria, encontrándose en una etapa juvenil a madura. La pendiente media obtenida para la cuenca del río La Canteras es de 20,55% cuyo río principal posee una pendiente de 4,7%. Ambos valores son notoriamente mayores que los obtenidos para la cuenca del río Gualilán (pendiente media 12,4% y pendiente del río principal 1,8%). Además, el perfil del río Gualilán muestra los quiebres de pendiente o knickpoints principalmente en su tramo superior. En cambio, el río La Canteras, muestra knickpoints también en su tramo superior, pero los mayores quiebres de pendiente han sido observados en su tramo inferior. En ambos casos se reconoció en las imágenes satelitales, perfiles de franja y observaciones en el campo, que la traza del sistema de falla La Canteras estaría generando estas variaciones en la pendiente, producto del movimiento de esta estructura con actividad holocena. Finalmente, el elevado gradiente del cauce principal y el fuerte desnivel entre la cabecera y desembocadura del río La Canteras respecto del río Gualilán, es un factor que favorece directamente la erosión. Esta erosión retrocedente se ve además favorecida por desarrollarse en un ambiente de rocas fácilmente degradables (areniscas, limolitas y conglomerados del Neógeno).

La activa erosión retrocedente en las cabeceras del río La Canteras hacia el norte culminaría en un futuro en un proceso de captura de la cuenca endorreica del río Gualilán y el desvío de sus caudales hacia el captor (hacia el sur), con la desembocadura en el río San Juan, que es el nivel de base de la región. Este proceso es frecuente en los valles tectónicos longitudinales de la Precordillera de San Juan, cuya causa de rejuvenecimiento se considera dinámica (tectónica).

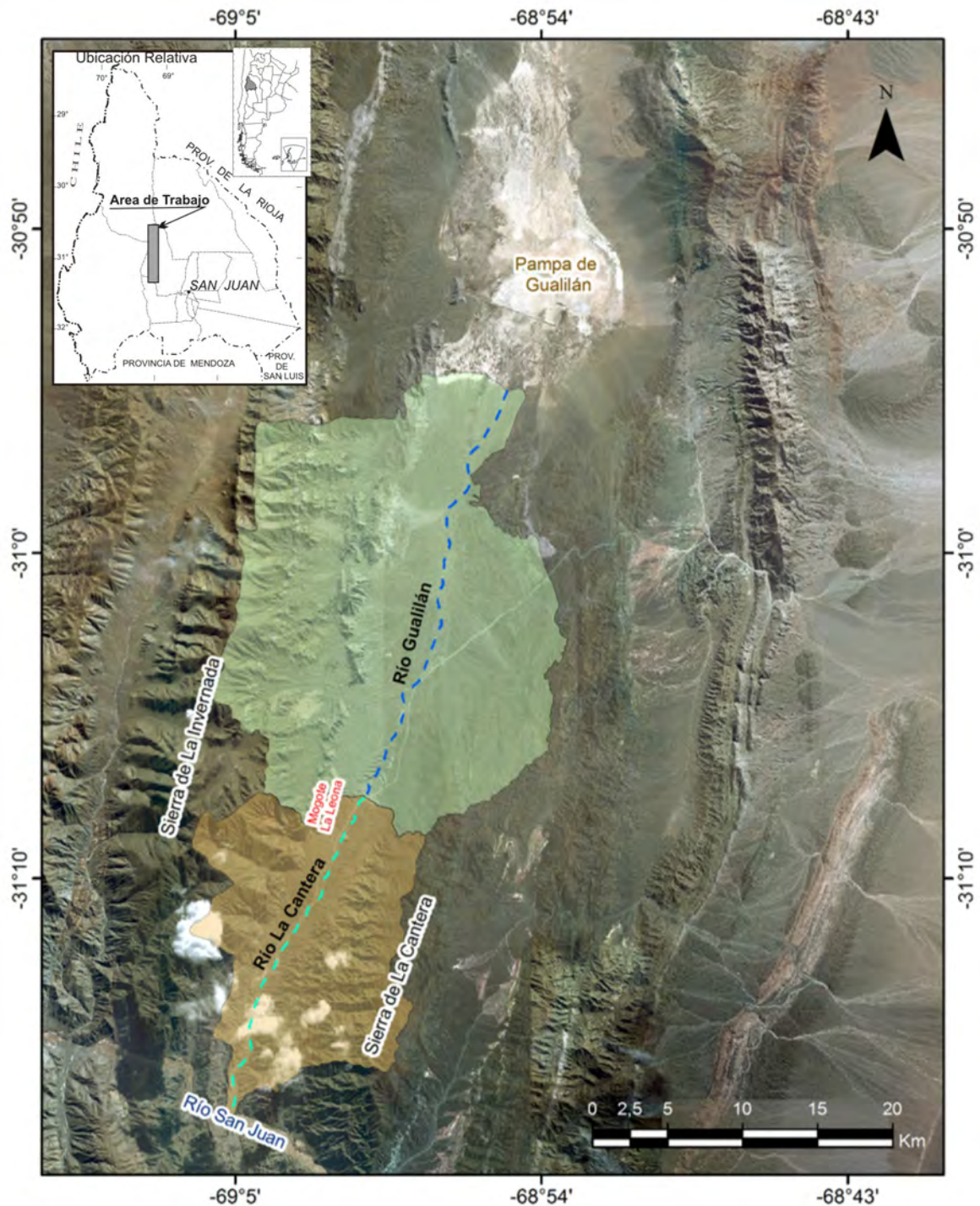


Figura 1. Ubicación de las cuencas de los ríos Gualilán-La Cantera en la provincia de San Juan

Bibliografía:

- Bull, W. 2007. Tectonic Geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology. Blackwell publishing. Oxford, UK: 117 - 164.
- Hack, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index: U.S. Geological Survey. Journal Research 4; 421-429.
- Keller, E., Pinter, N. 2002. Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape. Prentice Hall, Inc. Segunda edición. Upper Saddle River, N.J, 362 pp.



Scheidegger, E. 2004. *Morphotectonics*. Department of Geodesy and Geophysics. Springer. Vienna – Austria, 135pp.



ANOMALÍAS EN LA RED DE DRENAJE ASOCIADAS A LA FALLA LA AGUADA, EXTREMO SUR DEL SISTEMA DE FALLAS DE COMECHINGONES

Gimena Soledad CASTALDI^{1,2@}, Diego VILLALBA², Guillermo Luis SAGRIPANTI², Susana Beatriz DEGIOVANNI² y Carolina MORENO PASTORE²

⁽¹⁾Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

⁽²⁾Universidad Nacional de Río Cuarto

^(@)gimenacastaldi@gmail.com

Palabras clave: neotectónica, análisis morfométrico, Falla la Aguada

Las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis son expresiones de edad Cenozoica tardía de la subducción subhorizontal de la placa tectónica de Nazca. Se considera que la actitud de la placa es la responsable en la intraplaca argentina, de la importante sismicidad superficial aproximadamente a la latitud de 33° S, entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Costa y Vita Finzi, 1996). La sierra de Comechingones (Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis), se encuentra limitada hacia el oeste por el Sistema de Fallas de Comechingones (SFC), donde su trazo principal se presume localizado en la intersección de la ladera serrana con el piedemonte, a lo largo de 160 km desde la localidad de Nono-Las Rabonas, en la provincia de Córdoba, hasta La Punilla, en San Luis. Esta estructura está caracterizada por diferentes secciones de fallas inversas, con una inclinación variable entre 45° E y 55° E (Costa *et al.*, 1992). La falla La Aguada se ubica al sur de la localidad de Villa de Carmen, piedemonte occidental de la sierra de Comechingones, es inversa y afecta materiales fluviales de edad pleistocena inferior a media. La misma es atravesada por el arroyo La Aguada y sus principales afluentes. Es importante destacar que en este sector es una de las estructuras que se supone con actividad cuaternaria y constituye un ramal secundario del SFC ya que posee similares características que las fallas El Molino y La Esther, las cuales han sido interpretadas como un *piedmont foreland* asociado a corrimientos en el labio bajo de la estructura principal, donde se concentran las deformaciones con actividad neotectónica (Costa y Vita Finzi, 1996; Costa *et al.*, 2001; Villalba *et al.*, 2017). En zonas tectónicamente activas, las redes de drenaje han demostrado ser sensibles a cambios en la superficie, los cuales se ven reflejados en su geometría y evolución, así en estudios de tectónica activa el análisis morfométrico de cuencas acompañado con la aplicación de índices geomorfológicos constituyen una importante herramienta para identificar áreas que están experimentando actividad tectónica (Chen *et al.*, 2006).

El objetivo de esta contribución es realizar el análisis morfométrico y el cálculo de índices geomorfológicos de la red de drenaje de una cuenca pedemontana para detectar anomalías que puedan ser vinculadas a la actividad de la falla La Aguada.

La zona de estudio es la cuenca del arroyo La Aguada ubicada en el borde suroccidental de la sierra de Comechingones, entre las localidades de Villa del Carmen al norte y La Punilla, al sur. La metodología aplicada consistió en una revisión e interpretación geológica, geomorfológica y estructural preliminar de la cuenca del arroyo La Aguada, el análisis morfométrico y el cálculo de índices geomorfológicos de la misma, mediante la observación de fotografías aéreas verticales, imágenes de *Google Earth*, hojas topográficas escala 1:20.000, DEMs e información relevada en campo. A partir de las tareas y análisis realizados se logró la elaboración de un mapa hidrográfico y la obtención de parámetros generales e índices geomorfológicos, los cuales permitieron detectar anomalías a nivel de la cuenca y del colector principal en el perfil longitudinal del arroyo, en el índice de asimetría, en el factor de simetría topográfico transversal y de las longitudes medias (segunda Ley de Horton).

Se considera que las anomalías detectadas en la cuenca están vinculadas a la influencia de un posible basculamiento tectónico del sector hacia el este generado por la falla La Aguada. Además, que estos resultados son los primeros reportes morfohidrológicos y neotectónicos sobre esta estructura.

Bibliografía:

- Chen, Y.C., Sung, Q., Chen, C.N. y Jean, J.S., 2006. Variations in tectonic activities of the central and southwestern foothills, Taiwan, inferred from river Hack profiles. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 17, 563–578.
- Costa, C., Gardini, C., y Giaccardi, C., 1992. Fallamiento moderno en la Sierra de Comechingones,



- Provincia de San Luis. 8° Reunión de Microtectónica, Resúmenes 7, San Carlos de Bariloche.
- Costa, C., y Vita-Finzi, C., 1996. Late Holocene faulting in the Southeast Sierras Pampeanas, Argentina. *Geology*, 24(12): 1127–1130.
- Costa, C., Murillo, V., Sagripanti, G., y Gardini, C., 2001. Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Seismology* 5: 399–409.
- Villalba, D., Castaldi, G., y Sagripanti, G., 2017. Nuevas evidencias de actividad cuaternaria en la sierra de Comechingones. Falla La Esther. Actas 20º Congreso Geológico Argentino. Pags 192 – 193. <http://congresogeologico.org.ar/gestor/wp-content/uploads/2017/08/TU-S7.pdf>.



APLICACIÓN DE ÍNDICES PARA EL ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO Y EVOLUTIVO DEL PAISAJE EN EL PIEDEMONTES ORIENTAL DE LA SIERRA DE TALACASTO Y LOMAS DE JAYAMPES, SAN JUAN

Flavia Emilce TEJADA RECABARREN^{1@}, Maria Romina ONORATO² y Gema FERNÁNDEZ³

⁽¹⁾CIGEOBIO (UNSJ-CONICET)

⁽²⁾INGEO-Universidad Nacional de San Juan

⁽³⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. UNSJ

^(@)flaviatejada@gmail.com

Palabras clave: índices geomorfológicos, morfometría, Precordillera

La utilización de índices geomorfológicos para el análisis de una región, es una herramienta que nos permite cuantificar la existencia y el grado de modificación del paisaje debido a diferentes procesos, entre ellos la tectónica. Tales índices pueden calcularse a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller y Pinter, 2002). Se utilizó la morfometría de cuenca y de red de drenaje aplicada al análisis morfotectónico como una aproximación al entendimiento del relieve y se buscó la relación del paisaje con las estructuras, litologías dominantes y procesos ambientales actuantes.

Se analizaron cuatro cuencas fluviales en el piedemonte oriental de la Sierra de Talacasto, Precordillera Central. Este sector, ubicado entre los 30° 55' 48" - 31° 02' 6" S y 68° 46' 12" - 68° 38' 42" O, presenta evidencias de actividad neotectónica, allí se desarrollan una serie de lomadas constituidas por afloramientos neógenos y del cuaternario temprano con alturas que oscilan entre 1200 y 1300 m s.n.m. Además se observaron lineamientos en el terreno y flexuras en la superficie de los distintos niveles aluviales cuaternarios identificados, los cuales bien podrían responder a estructuras ciegas. Por otra parte las corrientes que descienden desde la sierra de Talacasto, de carácter temporal y régimen torrencial, han depositado sedimentos aluviales poco consolidados y erosionado las sedimentitas neógenas que son fácilmente erodables, desdibujando y/o enmascarando las evidencias de estructuras neotectónicas. Sin embargo, las rocas asignadas al Pleistoceno que componen las lomas de Jayampes han resistido al poder erosivo de las corrientes por tratarse de conglomerados cementados y por ello más resistentes. Se extrajeron para éstas cuencas de 4º orden, según la jerarquización de Strahler (1952), parámetros básicos como: área, perímetro, ancho, longitud de cuenca y de cauces, que sirvieron para calcular parámetros derivados y de relieve tales como factor de asimetría, simetría topográfica transversal, curvas hipsométricas, densidad de drenaje, pendiente y perfiles longitudinales de los cursos principales, sobre la base de Modelos Digitales de Elevación SRTM de 30 m de resolución e imágenes satelitales disponibles de forma gratuita en ambiente de Sistema de Información Geográfica Q Gis y Saga GIS.

Las superficies de las cuencas oscilan entre los 7 y 17 km². El factor de asimetría, que cuantifica la existencia de basculamientos tectónicos sobre cuencas de drenaje en áreas extensas (Keller y Pinter, 1996), permitió interpretar de Sur a Norte dos cuencas con valores de asimetría que indican basculamiento hacia el S, una tercera cuenca simétrica y la última cuenca basculada hacia el NNE. En el caso del índice de simetría topográfica transversal (Cox, 1994) los valores obtenidos confirman las direcciones de basculamiento de las cuencas y el comportamiento de los ríos principales, los cuales se recuestan hacia los límites de cuenca. Las curvas hipsométricas obtenidas para las cuatro cuencas muestran un estado maduro que podría interpretarse como una relación de equilibrio en el modelado del paisaje entre los procesos de creación de topografía y erosión. El análisis de la red de drenaje proporcionó valores de densidad de drenaje comparables entre las cuencas analizadas, las áreas son bien drenadas, con alta frecuencia de cauces de 1er orden en las nacientes, pero también en los tramos medios de las cuencas. La incisión de los ríos es elevada debido al tipo de depósitos del lecho, las fuertes pendientes y el carácter torrencial de las escorrentías. Los perfiles longitudinales de los cauces principales de las cuatro cuencas muestran una morfología de tipo cóncava, es decir corresponderían a corrientes tendientes al equilibrio, no obstante han sido reconocidos cambios de pendiente en los perfiles determinados por *knickpoints* en sus curvas que responden a cambios litológicos del sustrato aunque no se descarta que respondan a estructuras. Las pendientes de estos cauces oscilan entre 6 y 10% de mostrando un incremento de las mismas de Sur a Norte.

Se concluye que las cuencas muestran un control tectónico durante el Cuaternario que están siendo actualmente modeladas por factores climáticos encontrándose el área en un estadio de evolución juvenil a maduro.



Bibliografía:

- Cox, R.T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571–581.
- Keller, E. A., Pinter, N., 1996. *Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscapes*. Prentice Hall, 1st Edition, New Jersey, 338p.
- Keller, E.A., Pinter, N. 2002. *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, 2nd Edition, 362 pp., New Jersey
- Strahler, A.N. 1952. Hypsometryc (área-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63 (11): 1117 – 1142.



ASPECTOS ESTRUCTURALES DEL NE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES DESTACADOS A PARTIR DE LA RED DE DRENAJE

María Constanza KOHLER^{1@}, Gabriela D'AMICO¹ y Enrique FUCCKS^{1,2}

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE)

⁽²⁾Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

^(@)constanza.kohler@gmail.com

Palabras clave: neotectónica, geomorfología fluvial, cartografía digital

El NE de la provincia de Buenos Aires y S de Santa Fe están representadas por una importante red de drenaje que manifiesta claros indicios de estar controlada por estructuras que si bien no llegan a manifestarse superficialmente controlan en gran medida el escurrimiento encauzado. La zona de trabajo abarca las cuencas de los cursos: del Medio, Arrecifes, Areco, Luján, Reconquista y La Matanza. Estos cursos escurren sobre la Pampa Ondulada, y a escala regional ésta se encuentra en el Cratón del Río de la Plata. El presente trabajo tiene como objetivo exponer el control que estaría ejerciendo la neotectónica en una región considerada estable desde el punto de vista tectónico.

Desde el pionero trabajo de Pasotti (1974) para la zona, hasta trabajos más recientes (Brunetto et al., 2015, 2017), la temática de la neotectónica fue estudiada de manera saltuaria, incentivada recientemente por los diferentes insumos satelitales. La deformación en esta región del antepaís alejada de la fosa oceánica está controlada por mecanismos de subsidencia por fenómenos flexurales, en conjunto con topografía dinámica en asociación a la geometría de la subducción de losa plana (Dávila et al., 2010). La interacción entre los dos campos de esfuerzos representados por el sistema andino y la dorsal mesoatlántica podría explicar la razón por la cual el centro-oeste del Cratón del Río de la Plata tiene un eje de convergencia 90°E, a diferencia del eje de convergencia del Sistema Andino, el cual es de 79°E. Este marco tectónico general se evidencia geomorfológicamente en la región mediante deformación local durante el Cuaternario, expresada en la cubierta sedimentaria con flexuras suaves producto de la propagación del movimiento de fallas inversas antiguas reactivadas que no generaron rupturas en la superficie. El Este y Sur de la provincia de Santa Fe presentan cursos de agua con diseño en enrejado, el cual ha sido interpretado como una evidencia indirecta de posible control estructural activo. En función de ello, se realizaron análisis posteriores (Brunetto et al., 2017) en la misma provincia que sumaron evidencias a esta suposición.

Para la zona de estudio y en función de lo observado al norte se propone trabajar mediante el análisis de un modelo de elevación digital del terreno (DEM) (Brunetto et al., 2015). Este se realizó sobre imágenes ALOS provistas por JAXA. A partir del DEM obtenido se realizó un mapa de drenaje mediante QGIS 3.03 y SAGA GIS 2.3.2. El mayor control del escurrimiento se manifiesta en las cuencas del arroyo del Medio, Arrecifes y Areco, con una tendencia SE-NO de los cursos de mayor orden, y la perpendicularidad de la disposición de los cursos de menor orden, con quiebres a 90 grados. En las cuencas dispuestas al SE se observa un diseño dendrítico, indicativas de la pérdida de control. Asimismo, en numerosos cursos pueden observarse resaltos, los que podrían estar representados por estos controles estructurales, más allá de cambios del nivel de base o controles litológicos.

El análisis de la red de drenaje del NE de la provincia de Buenos Aires, permiten concluir que los patrones de drenaje rectangulares estarían generados por la continuidad que los procesos endógenos producen en el centro y sur de la provincia de Santa Fé, para ir desapareciendo a medida que el espesor de la cubierta sedimentaria se hace más espesa.

Bibliografía:

- Brunetto, Ernesto & Cecilia Zalazar, María & Kröhling, Daniela & Candela Francisconi, María. 2015. Análisis cuantitativo a partir de DEMs, aplicado a la evaluación de los procesos superficiales en un paisaje de llanura (Pampa Norte, Argentina), XIV Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos, La Serena, Chile
- Brunetto, Ernesto & Gimenez, Mario Ernesto & Sobrero, Franco Sebastián. 2017. Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (Southeastern South America), *Journal of South American Earth Sciences*
- Dávila, F.M.; Lithgow-Bertelloni, C. and M. Giménez., 2010. Tectonic and dynamic controls on the topography and subsidence of the Argentine Pampas: The role of the flat slab. *Earth and Planetary*



Science Letters 295 (1), 187-194

Pasotti, P., 1974. La Neotectonica en la Llanura Pampeana. Fundamentos para el mapa neotectonico. Instituto de Fisiografía y Geología, Fac. Cs. Exac. e Ingeniería, Univ. Nac. de Rosario. LVIII, 28.



CONTROL TECTÓNICO Y CLIMÁTICO EN LA EVOLUCIÓN DEL PAISAJE EN EL MARGEN OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA SANJUANINA, ARGENTINA

Gisel PERI^{1@}, Negar HAGHIPOUR², Carla TERRIZZANO³, José María CORTÉS¹, Marcela YAMIN⁴, Pérez PABLO¹ y Jean-Pierre BURG²

⁽¹⁾Instituto De Geociencias Basicas, Aplicadas Y Ambientales De Buenos Aires (UBA-CONICET)

⁽²⁾Swiss Federal Institute of Technology Zurich

⁽³⁾University of Bern, Institute of Geography and Oeschger Centre for Climate Change Research

⁽⁴⁾Servicio Geológico Minero Argentino

@vgiselperi@gmail.com

Palabras clave: Precordillera San Juan, control climático, control tectónico

La Precordillera Argentina es una de las regiones con mayor actividad sísmica del territorio nacional producto de la concentración de la deformación y acortamiento en la corteza continental del segmento de subducción subhorizontal Pampeano. Se reconocen abundantes rupturas cuaternarias manifiestas en escarpas de falla y pliegue que afectan piedemontes y cuencas intermontanas. El clima árido a semiárido de la región preserva muy bien los abanicos aluviales y las estructuras y geoformas neotectónicas que los afecta. Estas geoformas permiten analizar cambios climáticos antiguos, constituyendo buenos indicadores paleoclimáticos (Terrizzano *et al.*, 2017), y estimar tasas de deformación cuaternaria. En el margen occidental de la Precordillera sanjuanina, piedemonte de la Sierra del Tigre, se localiza la falla El Tigre, una falla regional de rumbo ~N-S y desplazamiento oblicuo con componente dextral, que constituye una estructura muy singular con significativos marcadores geomórficos de desplazamiento que afectan abanicos aluviales pleistocenos (Siame *et al.* 1997), a la cual se asocian escarpas de falla y pliegue secundarias en dirección ~NE-SO que deforman con magnitud variable los mismos depósitos aluviales y provocan cambios en el patrón de la red de drenaje.

Para determinar cómo el clima y/o la tectónica controlaron la evolución de este paisaje, se identificaron y mapearon las estructuras neotectónicas y las unidades cuaternarias se muestrearon para cuantificar su edad de exposición por dataciones cosmogénicas (¹⁰Be), se realizaron perfiles topográficos de detalle sobre las escarpas y se obtuvieron índices morfométricos de la red de drenaje. De esta forma, se identificaron seis superficies de geoformas de unidades aluviales y una fluvial (Q7 a Q1) cuyos resultados preliminares correspondientes a sus edades de exposición por dataciones cosmogénicas (¹⁰Be) indicarían que el abandono de la unidad aluvial más antigua (Q7) habría ocurrido entre los 1260 y 1230 Ka y el de la unidad aluvial más joven (Q2) habría ocurrido alrededor de los 200 ka. Por otro lado, los desplazamientos verticales de las escarpas neotectónicas estimados a partir de perfiles topográficos de detalle muestran valores de 6.2 m en el sector norte sobre Q6, de 7.4 m en el sector central sobre otro abanico Q6 y de 5 m en el sector sur sobre Q4 (640 ka). No existen cursos efímeros, aunque la red de drenaje antigua está perfectamente preservada en un bloque occidental elevado por la escarpa de la falla El Tigre, actualmente desvinculada del curso principal efímero que escurre hacia el norte paralelamente a la traza de la falla. En este curso principal, desembocan todos los cursos tributarios provenientes de la ladera occidental de la Sierra del Tigre, que se canalizan y depositan material (Q1) entre las unidades aluviales más antiguas. Esta red de drenaje actual, evidencia localmente en las escarpas menores, un patrón rectangular con cárcavas perpendiculares (~NE) a la pendiente, que siguen la traza de las escarpas. Sobre algunos de estos cursos tributarios se identificaron perfiles longitudinales de ríos rejuvenecidos asociados a la presencia de resaltos (*knickpoints*). Además, se calculó el índice Ksn (*channel normalized index*) para algunos cursos de orden mayor y se observa una correspondencia entre valores más elevados de Ksn y las escarpas.

En conclusión, los resultados preliminares arrojan edades de abandono de las unidades aluviales, constituyendo la más antigua un valor de alrededor de 1260 ka y, la más joven de 200 ka. La deformación cuaternaria secundaria en el piedemonte de la Sierra del Tigre, con desplazamientos verticales de entre 5 y 7.4 m, quedaría acotada entre los 1025 ka y 200 ka, ya que la unidad aluvial más joven (Q2) no evidencia deformación. El abandono de algunos abanicos aluviales se correlacionaría con períodos interglaciarios, indicando un posible origen y control climático, mientras que la deformación neotectónica ocurrida entre el Pleistoceno inferior y medio, posteriormente al abandono de cada unidad, ejercería un control tectónico en el desarrollo de la red de drenaje. Cabe mencionar que estos resultados están supeditados a mediciones aún en curso.



Bibliografía:

- Siame, L., Bourles, D., Sébrier, M., Bellier, O., Castano, J., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G., Yiou, F. 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre Fault, Argentina. *Geology* 25: 975-978.
- Terrizzano, C.M., Morabito, E.G., Christl, M., Likerman, J., Tobal, J., Yamin, M. y Zech, R. 2017. Climatic and Tectonic forcing on alluvial fans in the Southern Central Andes. *Quaternary science reviews* 172: 131-141.



DEFORMACIONES EN SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS CUATERNARIOS ASOCIADAS A FALLAS DEL ÁMBITO PEDEMONTANO ORIENTAL DE LA SIERRA DE COMECHINGONES

GUILLERMO LUIS SAGRIPANTI^{1@}, Diego VILLALBA¹ y Gimena Soledad CASTALDI^{1,2}

⁽¹⁾Universidad Nacional de Río Cuarto

⁽²⁾Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

^(@)guillermosagripanti@gmail.com

Palabras clave: trincheras, fallas pedemontanas, deformaciones cuaternarias

Los frentes de levantamiento serrano de los sistemas de fallas Sierra Chica y Comechingones, Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, presentan deformaciones cuaternarias asociadas a fallas inversas con buzamiento al Este, interpretadas como corrimientos en el labio bajo del bloque serrano principal que involucran por lo general al basamento cristalino paleozoico que sobrecorre sedimentos cuaternarios (Costa *et al.* 2001, 2014). En sectores adyacentes a estos frentes también han sido relevadas evidencias de este tipo de deformaciones asociadas a fallas inversas como Las Lagunas y Las Peñas, entre otras (Sagripanti *et al.* 2012).

En el ámbito pedemontano circundante a los frentes de levantamiento serrano la detección y relevamiento de evidencias de deformaciones en sedimentos cuaternarios presenta un mayor grado de dificultad con relación a las presentes en sectores próximos a estos frentes, ya que normalmente las estructuras que se generan, debido a las características de los materiales, en su mayoría loessoides, no se preservan en las zonas de fallamiento. Además, la expresión morfológica superficial de estas zonas es sutil, debido a que los desplazamientos de las fallas no son importantes y a la incidencia de la erosión, entre otras. Sin embargo, mediante estudios neotectónicos se ha logrado detectar deformaciones de este tipo que han permitido reconstruir el registro pelosismológico y estimar el potencial sismogénico de algunas fallas presentes en este ámbito (Sagripanti y Villalba 2009, Sagripanti *et al.* 2011, 2012).

El objetivo de la presente contribución es presentar evidencias de deformaciones en sedimentos inconsolidados cuaternarios asociadas a fallas ubicadas en una zona pedemontana.

La metodología seguida fue la toma de fotos aéreas a baja altura y con bajo ángulo de incidencia solar y el relevamiento e interpretación de perfiles de trincheras en las fallas Las Rosas y Santa Catalina, ubicadas en la zona pedemontana oriental de la sierra de Comechingones.

Se han detectado y relevado evidencias primarias de deformaciones en sedimentos inconsolidados cuaternarios, de escala mesoscópica, frágiles y dúctiles como discontinuidades, planos de falla y pliegues, respectivamente, y secundarias como estructuras de licuación.

Los resultados obtenidos de la interpretación y mensura de algunas de estas deformaciones en sedimentos inconsolidados se consideran de base para la parametrización de las fallas en estudio, como así también permiten inferir la posible actividad de estas fallas durante el Cuaternario.

Las evidencias relevadas en estas fallas son similares a deformaciones cosísmicas, generadas por fuertes paleoterremotos en otras estructuras de este ámbito pedemontano como las denominadas Las Lagunas y Las Peñas (Sagripanti *et al.* 2011, 2012). Se considera sobre la base de estos antecedentes que no se debería subestimar el potencial sismogénico de las fallas Las Rosas y Santa Catalina, por lo tanto es necesario avanzar con estudios paleosismológicos de mayor detalle.

Bibliografía:

- Costa, C. H., Murillo, V., Sagripanti, G. L. y Gardini, C. 2001. Quaternary intraplate deformation in the southeastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Seismology* 5: 399-409.
- Costa, C., Massabie, A., Sagripanti, G., Brunetto, E. y Coppolecchia, M. 2014. Neotectónica. Relatorio 19º Congreso Geológico Argentino. CD: 725-746, Córdoba.
- Sagripanti, G. L. y Villalba, D. 2009. Paleosismicidad y estimación del intervalo de recurrencia de fuertes terremotos asociados a fallas de intraplaca a la latitud de 33º S: Falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 417-428.
- Sagripanti, G. L., Schiavo, H.F., Felizzia, J., Villalba, D., Aguilera, D., Giaccardi, A. y Membrives, J. 2011. Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la falla Las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 52-70.
- Sagripanti, G. L., Villalba, D. y Villegas, M. 2012. Nuevas evidencias de deformaciones cuaternarias asociadas a la falla Sierra Chica. Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (4): 624-639.



DETECCIÓN DE ANOMALÍAS EN LA RED DE DRENAJE ASOCIADAS A ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA. VALLE DE LA CRUZ, SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA

Diego VILLALBA^{1@}, Gimena Soledad CASTALDI^{1,2} y GUILLERMO LUIS SAGRIPANTI¹

(1) Universidad Nacional de Río Cuarto

(2) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

(@) dvillalba@exa.unrc.edu.ar

Palabras clave: redes de drenaje, actividad neotectónica, Valle de la Cruz

El territorio de la provincia de Córdoba, a 32°- 33° LS y entre 64° y 65° LO está claramente influenciado por la tectónica andina y vinculado al segmento de subducción subhorizontal pampeano, encargado del levantamiento neógeno de las sierras de Córdoba (Costa *et al.* 2014). La manifestación superficial de deformaciones cuaternarias asociadas a las estructuras generadas en el ambiente tectónico definido para esta región no es muy evidente debido a la geometría de sus planos y a los materiales que afectan. Los reportes de expresiones morfológicas en superficie correspondientes a movimientos cuaternarios están relacionados a los frentes de levantamiento de los principales cordones serranos y las mismas están concentradas en fallas marginales a éstos que han sido interpretadas, en algunos casos, como deformaciones en el labio inferior con geometría de *footwall shortcuts* en el margen occidental *piedmont foreland* de los mismos (Costa *et al.* 2014). Otras expresiones morfológicas cuaternarias presentes en este sector las constituyen los sedimentos pleistocenos-holocenos deformados por la reactivación de fallas ubicadas en el pedemonte circundante a estos cordones serranos (Sagripanti *et al.* 2012). Si bien para este sector de las Sierras Pampeanas existen antecedentes de actividad neotectónica, en el valle de La Cruz, interpretado como valle tectónico intermontano (Carignano *et al.* 2014) flanqueado por frentes de levantamiento serranos donde se ubican los Sistemas de Fallas de la Sierra Chica al este y de Comechingones al oeste, no existen reportes de fallas con evidencias de actividad neotectónica. Desde hace un tiempo a nivel mundial en general y en la provincia de Córdoba en particular, se viene prestando mucha atención a la detección y parametrización de fallas emplazadas en la intraplaca, zonas continentales consideradas estables, ya que las mismas son muy importantes en términos de peligrosidad debido a la energía que pueden liberar y a que su período de recurrencia es extendido en el tiempo. En zonas tectónicamente activas, las redes de drenaje han demostrado ser sensibles a cambios en la superficie, los cuales se ven reflejado en su geometría y evolución (Pérez Peña *et al.* 2010). Así en estudios de tectónica activa el análisis de cuencas constituyen una importante herramienta para identificar áreas que están experimentando actividad tectónica (Chen *et al.* 2003).

El objetivo del presente trabajo es realizar el análisis de las redes de drenaje para la detección de fallas con posible actividad neotectónica. El área de estudio comprende el valle de La Cruz que ocupa una superficie de aproximadamente 490 km² entre la sierra de Comechingones y la Sierra Chica y limitando con las localidades de Embalse al norte y Alcira Gigena al sur. La metodología seguida consistió en el análisis imágenes satelitarias, DEMs y de fotografías aéreas oblicuas tomadas con bajo ángulo de incidencia solar y posterior control de campo.

Resulta del análisis de las distintas redes de escurrimientos superficiales presentes en el área de estudio la identificación de diferentes anomalías como drenajes con geometría en rastrillo, desconexiones temporales de la red, sectores de incisión vertical anómalos, cabeceras de erosión retrocedente (saltos o desequilibrios en el perfil longitudinal del canal), patrones anómalos en la jerarquización de una red de escurrimiento superficial, cambios abruptos en el diseño de canal, sectores de erosión hídrica relacionada a una red de escurrimiento anárquica y regiones de altos estructurales que generan interrupciones locales del drenaje superficial. Sobre la base de la información obtenida, y teniendo en cuenta el contexto tectónico donde se presentan, se considera que las anomalías detectadas en las redes de escurrimiento superficial permiten inferir la presencia de fallas con posible actividad neotectónica que generarían un control activo sobre el establecimiento y evolución de las mismas.

Bibliografía:

- Carignano, C., Kröling, D., Degiovanni, S., y Cioccale, M. 2014. Geomorfología. En: Relatorio XIX Congreso Geológico Argentino: Geología de Superficie. (Eds R. D. Martino y A. B. Guerreschi), Pág. 747-821. Asociación Geológica Argentina.
- Costa, C., Massabie, A., Sagripanti, G., Brunetto, E. y Coppolecchia, M. 2014. Neotectónica. En: Relatorio



- XIX Congreso. Geológico Argentino: Geología de Superficie. (Eds R. D. Martino y A. B. Guereschi), Pág. 725-746, Asociación Geológica Argentina.
- Chen, E.H., Pryce, B.A., Tzeng, J.A., Gonzalez, G.A. and Olson, E.N. 2003. Control of myoblast fusion by a guanine nucleotide exchange factor, loner, and its effector ARF6. *Cell* 114(6): 751-762.
- Pérez Peña, J., Azor, A., Azañón, J. y Keller, E.A. 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): *Geomorphology*, 119 (1): 74-87.
- Sagripanti, G., Villalba, D. y Villegas, M. 2012. Nuevas evidencias de deformaciones cuaternarias asociadas a la falla Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(4): 611-626. Buenos Aires.



ESTRUCTURAS NEOTECTONICAS EN LA CUENCA DE IGLESIA, SAN JUAN, A PARTIR DE DATOS GRAVIMETRICOS

Juan Manuel ALCACER SANCHEZ^{1,2@}, LAURA PERUCCA^{1,2}, Silvia MIRANDA³, Luis Martin ROTHIS^{1,2} y Federico Miguel HARO¹

(1) Instituto De Geologia- Universidad Nacional De San Juan

(2) CIGEOBIO (UNSJ-CONICET)

(3) Departamento de Geofísica. FCEFYN. UNSJ

(@)alcacersanchez@hotmail.com

Palabras clave: neotectónica, Cuenca de Iglesia, datos gravimétricos

La Cuenca de Iglesia corresponde a la porción septentrional de la depresión tectónica Uspallata – Calingasta – Iglesia, limitada al este por los cordones montañosos de Precordillera Occidental y al oeste por Cordillera Frontal. La cuenca de Iglesia es un depocentro continental neógeno, de geometría elipsoidal de 70 km de largo (en sentido norte-sur) y 35 km de ancho. Basados en datos sísmicos, Beer et al. (1990) determinaron que la cuenca presenta en su centro 3,5 km de espesor de sedimentitas neógenas, y que estos se adelgazan hacia el Este y el Oeste, tanto como hacia el Norte y Sur. La reciente evolución tectónica de los Andes impulsada por la subducción entre la placa de Nazca y sudamericana ocasionó la denudación del relieve junto con el desmembramiento y deformación de las cuencas del retroarco intramontano de los andes centrales.

La actividad tectónica continúa en la actualidad, evidenciada a través de las deformaciones asignadas al Pleistoceno-Holoceno observadas tanto sobre el piedemonte oriental de Cordillera Frontal como en el occidental de Precordillera. En el primero se reconocen al menos tres sistemas de fallas paralelas de rumbo NNE, las cuales afectan depósitos aluviales cuaternarios (Perucca y Vargas 2014, Alcacer y Perucca 2017), denominados sistemas de falla *Colangüil-Guañizuil*, *Pismanta-Las Flores* y *Bella Vista-Angualasto*. En general se trata de fallas inversas, que inclinan en algunas secciones al este y en otras al oeste, con altos ángulos. Por otro lado, sobre el piedemonte occidental de Precordillera Occidental se observa el Sistema de fallamiento El Tigre definido por Bastías (1986). En esta región la falla el Tigre presenta características inversas con buzamiento al este. Perez y Costa (2009), identificaron un diseño en V para las secciones ubicadas en el extremo norte del sistema de falla sugiriendo una distribución de movimiento característico de secciones terminales de fallas transcurrentes.

En el presente trabajo se correlacionan las estructuras cuaternarias observadas en superficie con las existentes en subsuelo, obtenidas en función del procesamiento y análisis de datos gravimétricos. La geometría y estructura profunda de la cuenca fue interpretada a partir de análisis de datos gravimétricos obtenidos del modelo combinado EIGEN-6C4, modelo global de gravedad desarrollado en coeficientes armónicos esféricos grado y orden $n=m=2190$ y de resolución espacial nominal próxima a 10 km. El empleo de técnicas de filtrado y realce de anomalías como derivadas verticales y direccionales junto con la amplitud y fase de la señal analítica fueron empleadas a fin de delimitar el conjunto de fallas observadas en el valle y en las regiones pedemontanas. Se efectuó el modelado directo de secciones 2D calculadas a partir de datos de gravedad terrestres tomadas en dirección norte-sur y este-oeste con respecto al eje de orientación principal de la cuenca.

El análisis interpretativo geológico-geofísico permitió inferir en profundidad la existencia de un basamento precuaternario fracturado, asociado al conjunto de fallas identificadas en superficie, que ejercerían de este modo, un fuerte control estructural en la evolución tectónica de la cuenca durante el Pleistoceno-Holoceno.



Bibliografía:

- Alcacer Sanchez, J.M. & Perucca, L. 2017. Neotectonic analysis in the eastern piedmont of frontal cordillera, Central Andes. San Juan, Argentina. *Geociencias*. 36. 691-702.
- Bastías, H. 1986. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera: San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, tesis doctoral, 147 p.
- Beer, J. A., Allmendinger, R. W., Figueroa, D. E. and Jordan, T. E. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene Piggyback Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(8): 1183-1202.
- Pérez, I. y Costa, C. 2009. Sistema de Fallamiento El Tigre (AR-16). En: Proyecto Multinacional Andino Ed., Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes. SERNAGEOMIN, Publicación Geológica Multinacional N°7: 219-225.
- Perucca, L y Vargas, N. 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 66, p. 291-304.



ESTUDIO GEOFÍSICO PARA LA DETECCIÓN DE ESTRUCTURAS TECTÓNICAS SUPERFICIALES, INFORMACIÓN SOBRE EL TERRENO PARA EL ORDENAMIENTO TERRITORIAL

Aixa Inés RODRÍGUEZ^{1@}, Lucas BURGOS, Federico LINCE KLINGER¹, Marcelo GONZÁLEZ¹, Héctor GARCÍA¹ y Rodolfo CHRISTIANSEN¹

⁽¹⁾CONICET_UNSJ_Instituto geofísico sismológico Volponi

^(@)aixabosco@hotmail.com

Palabras clave: refracción sísmica, magnetismo, riesgo sísmico

El Valle de Tulum, en la provincia de San Juan, Argentina, se encuentra en el ámbito tectónico de una cuenca de antepaís fragmentado, entre las provincias geológicas de Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas Occidentales. Su configuración estructural se debe en parte, a la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, el sector comprendido entre los 27°S y 32°S de subducción subhorizontal. Aquí se concentra el 90% de la deformación cuaternaria documentada en la Argentina. En el valle se asienta el núcleo poblacional más grande de San Juan, con líneas políticas actuales tendientes a la extensión de la frontera agrícola, la urbanización e infraestructuras de desarrollo. El ordenamiento territorial sobre nuevos territorios no puede estar librado al azar.

Este estudio se realizó en la unidad geomorfológica correspondiente a la antigua planicie aluvial del río San Juan, la cual está cubierta por grandes espesores de sedimentos cuaternarios de origen fluvial, aluvial y eólico. Los métodos geofísicos son valiosos para detectar estructuras tectónicas y describir las características de los depósitos superficiales. Los métodos geofísicos aplicados fueron sísmica de refracción, gravimetría y magnetismo. Se realizaron 2 tendidos sísmicos (24 canales consecutivos, 925 m) sobre calle 14 con dirección E-O. La fuente de energía fue un martillo automático de 500 libras y un tiempo de registro de 500 ms. Se alcanzaron profundidades de 120 m y 220 m respectivamente. Se realizaron 3642 lecturas de campo magnético, cubriendo una longitud total de 9 km. El dato magnético fue corregido por variaciones diurnas, se calcularon las anomalías magnéticas que luego fueron reducidas al Polo magnético y se aplicaron técnicas de realce. Se obtuvieron anomalías gravimétricas, filtradas hasta alcanzar el valor residual gravimétrico adecuado al estudio. Esta información fue apoyada por mediciones realizadas con GPS de alta precisión.

La sección obtenida de la tomografía sísmica permitió evidenciar diferentes dominios de velocidades: a) baja velocidad desde 0,4 km/s hasta 1,2 km/s; b) velocidades medias entre los 1,2 a 2 km/s; c) de dominio profundo con velocidades de 2 a 3 km/s. El dominio más superficial (a) se puede dividir en dos capas, la más somera (0,6 km/s) presenta un espesor aproximadamente constante de unos 10 m. La segunda capa presenta mayor homogeneidad con una velocidad promedio de 0,8 km/s y unos 15 m. de espesor. El dominio sísmico (b) tiene su mayor expresión bajo el perfil 1 hacia el este con un espesor de 75 metros. El mismo disminuye abruptamente hacia el centro y bajo el perfil 2 de manera heterogénea con espesores que van desde 40 m a unos 10 m. Se observan discontinuidades en las capas representadas por la sísmica, que sugieren la presencia de estructuras de bloques que descienden, atribuidas a fallas verticales, según lo observado se sugiere un comportamiento normal. Esto se manifiesta en la ondulación de la base del dominio sísmico superior afectando los depósitos cuaternarios. Al contrastar la tomografía sísmica con el perfil magnético se observó gran coincidencia entre los valores máximos en la señal analítica y gradiente horizontal y los cambios laterales de velocidad V_p en el tomograma sísmico. La gravimetría y el magnetismo medidos en una extensión superior al tendido sísmico permitieron definir una falla principal inversa en el límite occidental del cerro Barboza, perteneciente al sistema de fallas de Tulum. Esto último fue corroborado por el modelo gravimétrico donde es inferido un bloque elevado y una depresión inmediatamente al oeste, relacionada al depocentro Barboza (foredeep). Se propone un modelo (Fig. 1) con una falla principal inversa que eleva el basamento precámbrico y sedimentitas neógenas. Sobre el bloque elevado, el desarrollo de fallas normales (por flexura y fractura en el bloque). Este esquema podría extrapolarse para otros bloques elevados del sistema Tulum, con mayores comprobaciones. Los mapeos superficiales realizados muestran áreas con depósitos de arena eólica, hundimientos en el terreno y canales temporarios. Como demuestra la sísmica, los depósitos de arena superan los 10 m. Esta característica, junto con las fallas presentadas, debe ser considerada en: la planificación de infraestructuras antrópicas en estos terrenos agrícolas, con potencial residencial de baja densidad, en perforaciones para agua, fundación de viviendas sobre suelos de comportamiento complejo, hundimientos asociadas a fallas y el riesgo sísmico sobre un terreno arenoso que actualmente es receptor de grandes cantidades de aguas tratadas, derivada de la planta de tratamiento de líquidos cloacales, que ya ha saturado varios sitios.

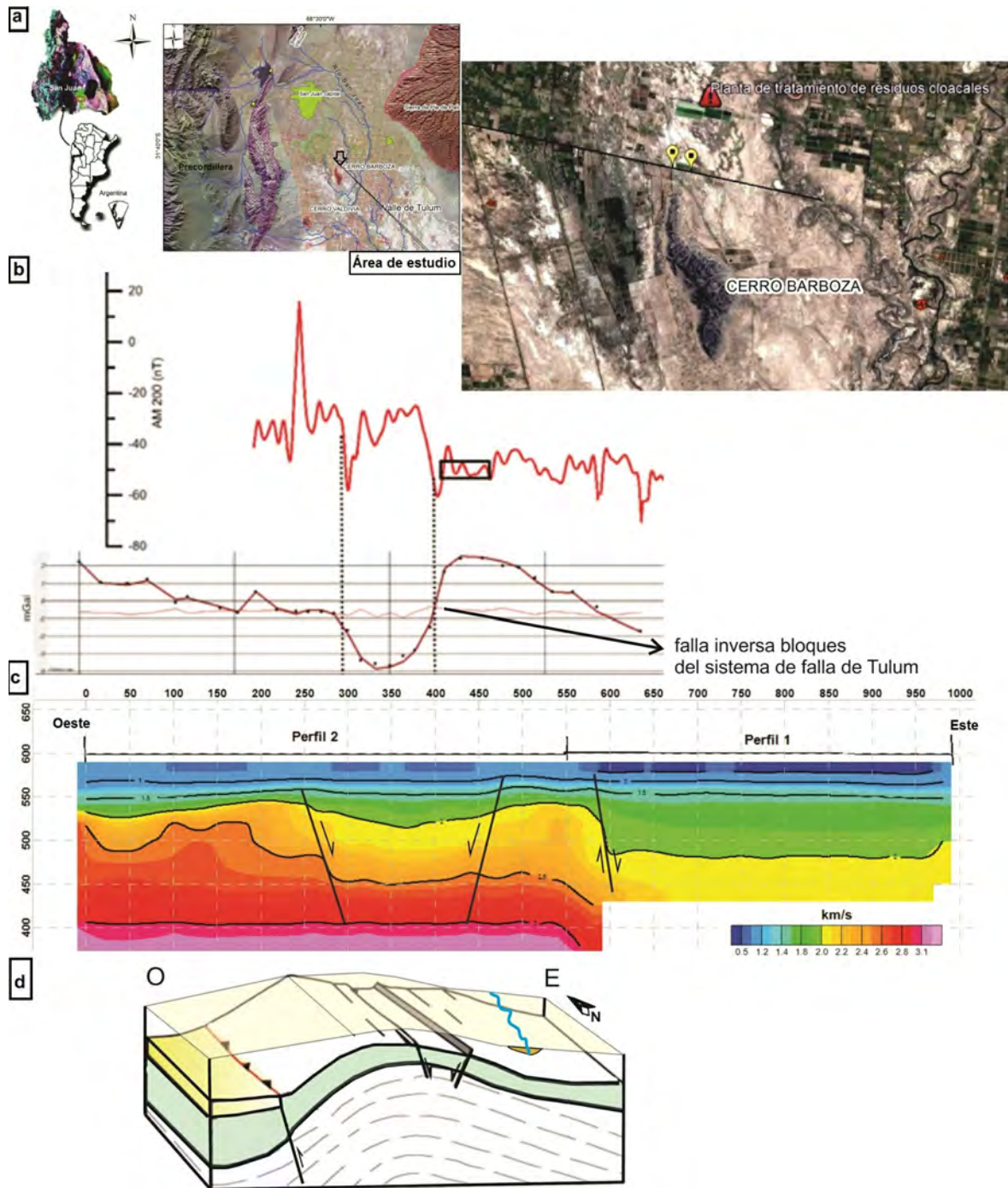


Figura 1. A) Ubicación del valle de Tulum y área de estudio. B) Anomalía magnética y anomalía de gravedad. En el rectángulo negro se muestra la ubicación del perfil sísmico, en el bloque alto de la falla inversa del sistema de Tulum C) Tomograma perfil calle 14. D) Modelo esquemático teórico para el sector de estudio.

Bibliografía:

- Zambrano, J. y Suvires, G. 2008. Actualización en el límite entre Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 110-116.
- Rodríguez, A., Christiansen, R., Suvires, G., Lince Klinger, F. y Martínez, P. 2016. Structural features of the Southern Tulum Fault System, western central Argentina, through gravimetric data and geomorphologic analyses. *Journal of South American Earth Science* 72:159-168.
- Burbank, D. y Anderson, R. 2011. *Tectonic geomorphology*, 2nd edition. Wiley-Blackwell, 468 p., Oxford.



EVIDENCIAS MORFOTECTÓNICAS DEL SISTEMA DE FALLA MAGALLANES-FAGNANO EN LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

Maria Romina ONORATO^{1@}, LAURA PERUCCA¹ y Andrea CORONATO²

⁽¹⁾CIGEOBIO-CONICET, INGENIO-Universidad Nacional de San Juan

⁽²⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET)

^(@)onoratomariaromina@gmail.com

Palabras clave: neotectónica, geomorfología, falla transformante

El Sistema de Falla Magallanes Fagnano (SFMF) corresponde al borde de placa transformante que divide la placa Sudamericana por el N y de Scotia por el S, se extiende con rumbo prácticamente E-O en el territorio argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego. El objetivo del presente trabajo es efectuar un estudio de detalle en el tramo comprendido entre la cabecera oriental del lago Fagnano y la costa Atlántica mediante el cual se reconozcan las principales expresiones morfológicas del relieve como evidencia de actividad tectónica cuaternaria del SFMF en esta parte del territorio argentino. Las evidencias morfológicas analizadas en el sector estudiado del SFMF indican una cinemática transcurrente sinistral. La geometría de este sistema de falla muestra un notable cambio de oeste a este. Desde la cabecera oriental del lago Fagnano hacia el E tiene una traza bien definida, con una escarpa continua y bien preservada, principalmente en los sitios del río Turbio, la laguna de Los Castores, el río Ginebra, Estancia la Correntina y el lago Udaeta. Desde este lago hacia la costa Atlántica la traza está compuesta por varias secciones, constituyendo un sistema ramificado. En este sector se identificaron dos secciones de falla que cambian su rumbo, uno hacia el NE y el otro hacia el SE, este último generalmente considerado por numerosos autores como parte del sistema principal de fallamiento, por ser el de mayor extensión. En este trabajo se presentan numerosas evidencias morfológicas de la actividad tectónica cuaternaria en el tramo central del SFMF en el sector argentino de la isla de Tierra del Fuego y su influencia en la configuración geomorfológica e hidrológica de esta región.

Se realizó un análisis de las geoformas y elementos morfoestructurales a lo largo del sistema de falla, utilizando modelos digitales de elevación (DEM) generados con el software de acceso libre *QGis 2.18 Las Palmas de G.C.*, imágenes *Digital Globe* proporcionadas por *Google Earth®* y fotografías aéreas oblicuas. El trabajo de campo consistió en el control, clasificación y descripción de las características geológicas y sedimentológicas de las geoformas y de los elementos morfoestructurales en sitios seleccionados durante las tareas de gabinete.

A lo largo del SFMF los rasgos morfológicos más característicos corresponden a escarpas de falla, drenajes obturados y desviados, vegetación alineada, valles y drenajes lineales, abras de viento y drenaje invertido, lomos de falla, lagunas de falla y cuencas de tracción. Las escarpas más notables pueden identificarse a lo largo de 34 km, desde la cabecera oriental del lago Fagnano y hasta 3,19 km al E del lago Udaeta. Estas escarpas generan la obturación y perturbación de la red de drenaje, modificando y controlando el curso de algunos ríos, por ejemplo el río Turbio. Éste fluye desde sus nacientes hasta llegar al sector afectado por el SFMF en dirección al NE, donde las escarpas de falla provocaron el desvío del río hacia el O para desembocar en la actualidad en el lago Fagnano. En el sector de la estancia La Correntina, se identificaron secciones de falla con un diseño paralelo y en echelon, con rumbo dominante NE a ENE, este arreglo es consistente con un mecanismo transtensional lateral-izquierdo. Se identificaron valles lineales, en su mayoría en el bloque S, los que poseen un rumbo general NE a ENE y ONO a OE, las cuales son muy notables tanto en imágenes satelitales como en los DEM. Se reconocieron abras de viento en el sector del río Ginebra, que se manifiestan por pequeños valles colgados. Los drenajes con menor poder erosivo se encuentran controlados por las estructuras y presentan un patrón de drenaje invertido en algunos sectores, tal como se aprecia al O del lago Udaeta y al E del río homónimo. En este mismo sector se reconocieron lomos de falla que evidencian una componente transpresiva, los cuales se disponen con su eje mayor en sentido O-E. Se ubicaron además en el bloque sur del sistema siete lagunas de falla de diferentes dimensiones, en su mayoría asociadas a estos lomos de falla. Un ejemplo es la laguna de Los Castores. El lago Udaeta ubicada sobre la traza principal del SFMF ha sido caracterizarlo como una cuenca de tracción, asociada a dos secciones de falla en echelon, indicando una componente transpresiva para este tramo del sistema.



LAGO UDAETA (TIERRA DEL FUEGO): CONTRIBUCIÓN DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS A LA DETERMINACIÓN DE SU ORIGEN TECTÓNICO

Claudia PREZZI^{1@}, Maria Romina ONORATO², Maria Julia ORGEIRA¹, Andrea María Josefa CORONATO^{3,4}, Ramiro LÓPEZ³ y Ignacio MAGNERES³

⁽¹⁾IGeBA (UBA - CONICET)

⁽²⁾CIGEOBIO-CONICET, INGENIO-UNSA

⁽³⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas (CONICET)

⁽⁴⁾ICPA-Universidad Nacional de Tierra del Fuego

^(@)prezzi@gl.fcen.uba.ar

Palabras clave: Lago Udaeta, geofísica, tectónica

El lago Udaeta se ubica en la Isla Grande de Tierra del Fuego, al E del lago Fagnano. Onorato et al. (2017) sugirieron un origen tectónico para este lago, en contraposición con una posible génesis glaciogénica. Estos autores propusieron que los límites N y S del lago Udaeta estarían controlados por fallas de rumbo E-O, asociadas al Sistema de Falla Transformante Magallanes-Fagnano.

Con el objetivo de contribuir a una mejor comprensión de los mecanismos que dieron origen a este lago, se aplicaron diferentes métodos geofísicos. Se realizó un relevamiento magnetométrico, utilizando un magnetómetro protónico GEOMETRICS G856. Se relevaron dos perfiles, uno a lo largo de la costa E y otro a lo largo de la costa O, atravesando las fallas propuestas que delimitarían las costas N y S. Se midieron 522 estaciones, ubicando cada una con GPS. Para la corrección de la variación diurna se retornó a una estación fijada como base, habiéndose registrado una variación diurna máxima de ~13 nT. Con la finalidad de obtener las anomalías correspondientes, se restó el valor del IGRF (International Geomagnetic Reference Field) para la zona de estudio a los valores de intensidad de campo magnético medidos. Se obtuvieron muestras de las distintas formaciones y sedimentos aflorantes, cuya susceptibilidad magnética fue medida en laboratorio utilizando un susceptibilímetro Bartington. Estos datos de susceptibilidad magnética fueron considerados en la interpretación de las anomalías magnéticas. Por otra parte, se midieron 47 estaciones gravimétricas utilizando un gravímetro Burriss ZLS Standard Non-Calibrated Screw, determinando la ubicación de cada una de ellas con precisión centimétrica mediante el uso de un sistema GPS diferencial Trimble. Se realizaron las correcciones de deriva instrumental, de mareas terrestres, de Aire Libre, de Bouguer y topográfica. Las mediciones gravimétricas fueron referidas a la estación fundamental de Miguelete que se localiza en la provincia de Buenos Aires. Las estaciones fueron relevadas siguiendo una transecta con rumbo aproximado NO-SE a lo largo de la costa O del lago, torciendo luego hacia el E, a lo largo de la costa S, para tomar nuevamente una orientación NO-SE al SE del lago, permitiendo así cruzar las dos fallas propuestas. También se realizaron 10 sondeos eléctricos verticales (SEVs) distribuidos a lo largo de la costa O y hacia el SE del lago, mediante un resistivímetro digital GEOMETER MPX-400 (PONTI Electronics), utilizando un tendido de tipo Schlumberger. Se calculó el ángulo del tilt, la señal analítica, el coseno de tetha, etc., a lo largo de los perfiles magnetométricos y gravimétricos, con la finalidad de resaltar variaciones en las anomalías que permitieran determinar y ubicar las fallas propuestas. Además, se llevó a cabo un modelado directo 2.5D de las anomalías gravimétricas utilizando el software IGMAS. Los SEVs fueron integrados, generándose una única transecta. Luego dicho perfil fue modelado mediante inversión, usando el software RES2DINV, obteniéndose un modelo 2D de resistividades.

Los datos y modelos geofísicos, junto a los relevamientos geológicos y la interpretación de imágenes satelitales, permitieron la identificación de dos fallas de rumbo aproximado E-W, sinestras, con componentes de desplazamiento vertical con rechazos de alrededor de 30 m. Dichas fallas controlan la costa N y S del lago, definiendo un bloque bajo central, el cual, además, estaría afectado por otras fallas inferidas de rumbo probable E-O, que se detectaron mediante el método magnetométrico. Estos resultados sugieren la importancia e influencia del Sistema de Fallas Transformante Magallanes-Fagnano en la génesis del lago Udaeta.

Bibliografía:

Onorato, M.R., Coronato, A., Perucca, L.P., Rabassa, J., López, R., 2017. Morpho-bathymetry and surficial morphology of Udaeta Lake, along the Magallanes-Fagnano fault system, Tierra del Fuego, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 76. doi:10.1016/j.jsames.2017.02.001



MORFOTECTÓNICA EN EL PIEDEMONTTE OCCIDENTAL DE LAS SERRANÍAS DEL DESIERTO, ENTRE EL CERRO DEL ESTANQUE Y EL CERRO GIGANTILLO, SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES, SAN JUAN

Luis Martin ROTHIS^{1,2@}, LAURA PERUCCA^{1,2}, Paula SANTI MALNIS³, Nicolas VARGAS¹, Federico Miguel HARO^{1,2} y Juan

Manuel ALCACER SANCHEZ²

⁽¹⁾ Instituto De Geología- Universidad Nacional De San Juan

⁽²⁾ CIGEOBIO (UNSJ-CONICET)

⁽³⁾ CONICET-IMCN-UNSJ

^(@) marothis@gmail.com

Palabras clave: neotectónica, Pan de Azúcar, Sierras Pampeanas

En el sector oriental de la provincia de San Juan se ubican una serie de serranías conformadas por bloques de basamento de orientación submeridional, separados por amplios valles. Asociada a estas serranías (Pie de Palo, Valle Fértil-La Huerta, Las Imanas) se desarrolla una intensa sismicidad de intraplaca con hipocentros menores de 70 km de profundidad (Langer y Bollinger, 1988). Esta sismicidad es producida por la deformación cortical que sufre esta región como consecuencia de la subducción subhorizontal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La sierra de Valle Fértil-La Huerta y su continuación hacia el sur en las serranías del Desierto (sierra de las Imanas, cerro de la Carretilla, cerro del Estanque, cerro Guayaguas, entre otros) son elevadas por el sistema de fallamiento Valle Fértil. Bastías et al. (1990) reconocieron evidencias de deformación cuaternaria en el piedemonte occidental de la sierra de la Huerta las cuales fueron agrupadas dentro del sistema de fallamiento Las Chacras. Dentro de este sistema la falla que genera notorias evidencias geomorfológicas es la falla Pan de Azúcar (Bossi, 1976), la cual es una falla inversa de 325° de azimut y 25° de buzamiento hacia el NE (Rothis et al., 2018). Esta falla tiene continuidad hacia el sur, al oeste de las serranías del Desierto como se ha observado en líneas sísmicas realizadas por YPF; sin embargo no se han descripto hasta el momento evidencias de deformación cuaternaria asociadas a esta falla en este sector. Por lo tanto, en este trabajo se presentan los resultados de un análisis geomorfológico-morfotectónico del piedemonte sudoccidental del cerro del Estanque (Figura 1) con el objetivo de determinar la actividad tectónica cuaternaria asociada a la falla Pan de Azúcar.

Para llevar a cabo este estudio se ha realizado la fotointerpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales, el análisis de la red de drenaje y perfiles topográficos para identificar rasgos indicativos de fallamiento y diferentes unidades geomorfológicas. Los datos interpretados en laboratorio junto con las tareas de campo permitieron confeccionar un mapa geomorfológico-neotectónico de detalle para el sector.

En la zona de estudio se han reconocido tres unidades morfoestructurales, denominadas unidad montañosa, unidad de transición y la unidad deprimida. La primera unidad está integrada por la subunidad de serranías y lomadas, en tanto en la unidad de transición se han reconocido diferentes niveles aluviales, y la unidad deprimida se corresponde con la llanura de inundación del río Bermejo. Hacia el suroeste del cerro del Estanque, sobre el piedemonte, se han observado anomalías en la red de drenaje, como por ejemplo ríos divergentes, a partir de una línea divisoria de aguas de orientación NO-SE. Esta divisoria de agua es paralela al rumbo de la falla Pan de Azúcar. El análisis de perfiles topográficos de orientación SO-NE realizados en el piedemonte, perpendiculares al rumbo de la falla Pan de Azúcar, permite determinar que este tiene una morfología convexa y asimétrica siendo su flanco occidental el que presenta mayor pendiente en relación al flanco oriental.

La presencia de ríos divergentes a partir de una divisoria de aguas de orientación NO-SE en el piedemonte sudoeste del cerro Del Estanque, la anómala morfología convexa del mismo y teniendo en cuenta que Snyder et al. (1990) mencionan la presencia de la falla Pan de Azúcar en profundidad en este sector, permiten proponer que la falla Pan de Azúcar presenta actividad tectónica cuaternaria modificando el paisaje de la zona de estudio.

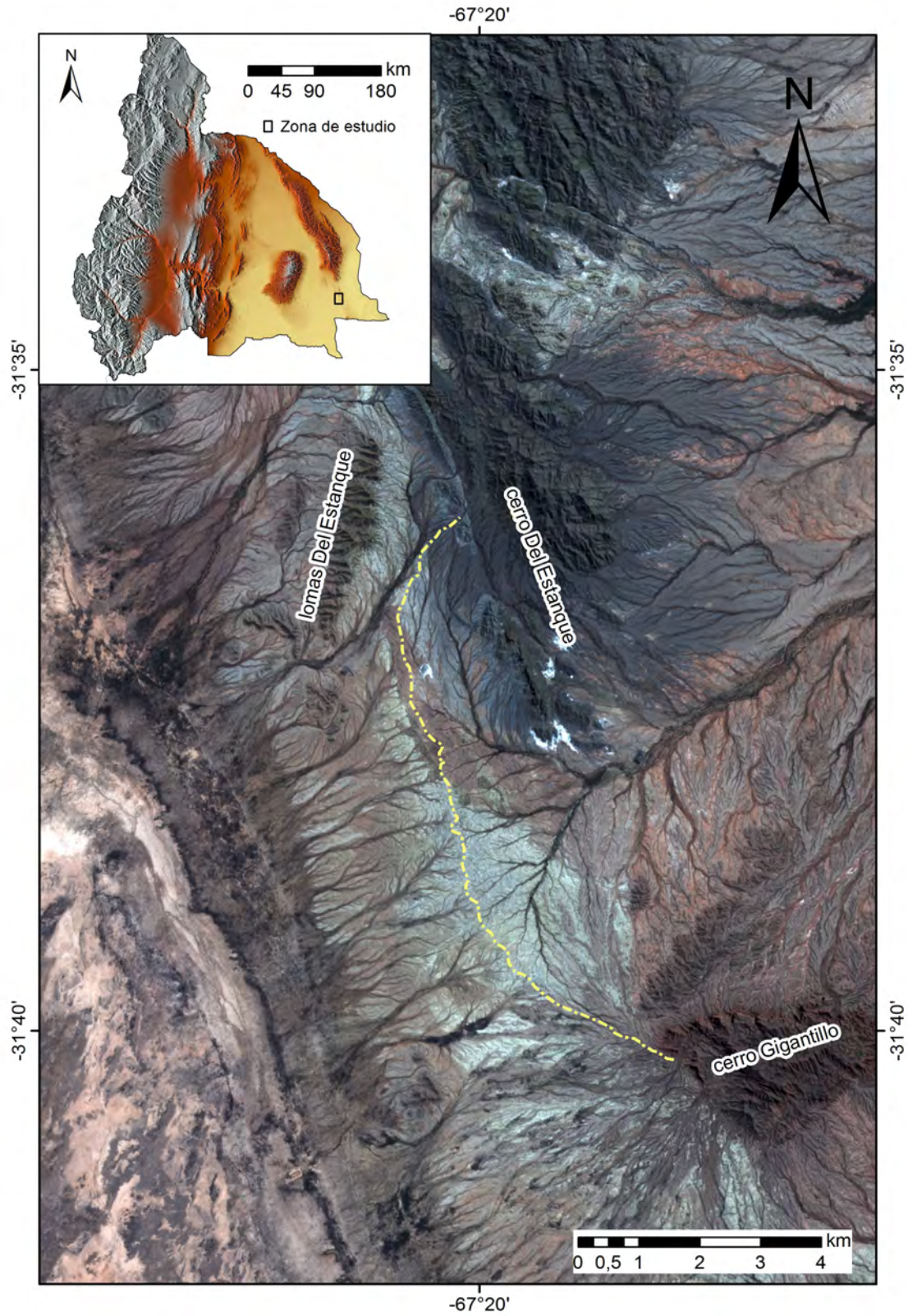


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. La línea de trazo amarilla indica la divisoria de aguas presente en el piedemonte sudoeste del cerro Del Estanque.

Bibliografía:

Bastías, H., Uliarte, E., Paredes, J. D., Bastías, J. A., y Perucca, P. (1990). Neotectónica de la provincia de



- San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino, (págs. 228-244). San Juan.
- Bossi, G. (1976). Geología de la Cuenca de Marayes-El Carrizal, provincia de San Juan, Republica Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, (págs. 23-38). Buenos Aires.
- Langer, C. J., y Bollinger, G. A. (1988). Aftershocks of the western Argentina (Caucete) earthquake of 23 November 1977: some tectonic implications. *Tectonophysics*, 148, 131-146.
- Rothis, L. M., Perucca, L. P., Santi Malnis, P., Pantano Zuñiga, A., Alcacer, J. M., Haro, F. M., y Vargas, N. (2018). Análisis morfotectónico en el piedemonte suroccidental del antepais andino, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. *Geociências*, 37(1), 55-74.
- Snyder, D. B. (1990). Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in Western Argentina. *Tectonics*, 9(4), 773-788.



RASGOS ESTRUCTURALES CUATERNARIOS EN EL VALLE DE ANTINACO – LOS COLORADOS, PROVINCIA DE LA RIOJA

Maria Cecilia CORBAT^{1@}, Oscar JUAREZ¹ y Enrique FUCKS²

⁽¹⁾Instituto de Ambiente de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA)

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

^(@)corce90@yahoo.com.ar

Palabras clave: lineamientos, tectónica cuaternaria, Valle de Antinaco - Los Colorados

El Valle de Antinaco - Los Colorados se ubica en la región central de la provincia de La Rioja, limitado por el Sistema de Famatina al oeste y las Sierras Pampeanas al este, caracterizados por diversas litologías que abarcan desde el Precámbrico hasta el Cenozoico (Ramos, 1999) y, por la estructura en bloques de basamento alineados en dirección norte-sur, elevados y basculados en el Cenozoico por fallas inversas de geometría lítrica (González Bonorino, 1950). A partir de los granitoides y metamorfitas que constituyen principalmente estas serranías, se desarrollan los depósitos y rasgos más modernos en pendientes, fondos de valles y en la depresión tectónica central. Este trabajo pretende contribuir a la identificación y al registro de rasgos estructurales que aporten al análisis y esclarecimiento de la evolución estructural y geomorfológica de esta región, asociada a un ambiente tectónicamente compresivo durante el levantamiento andino.

Sobre la base de la bibliografía, imágenes satelitales, modelos digitales de elevación y trabajos de campo, fue posible identificar lineamientos, tanto en la depresión central como en las elevaciones circundantes, afectando a depósitos modernos.

Mediante la descripción de los principales lineamientos que se encuentran en la región, puede establecerse, de Oeste a Este: un predominio de corrimientos con vergencia general al E en la sierra de Famatina, entre las localidades de Pituil y Sañogasta; una tendencia a orientaciones N-S y NO-SE con bloques hundidos hacia el E, al sur de la quebrada de Miranda; otros dispuestos N-S con vergencias opuestas en la sierra de Paimán y depresiones transversales; y, estructuras desarrolladas principalmente en dirección NO-SE en la ladera occidental de la sierra de Velasco.

A pesar de las modificaciones en el paisaje producto de la actividad antrópica, el clima y las litologías involucradas permiten la preservación de rasgos que evidencian actividad tectónica cuaternaria en el área. Estos rasgos son individualizados por anomalías en el drenaje o en pendientes, producto de su influencia sobre las unidades estratigráficas o geomorfológicas. Dentro del Valle Antinaco-Los Colorados, Costa (2011 en Casa *et al.*, 2014) identificó a la Falla Chilecito, que presenta rumbo N-S, inclinación al E y es inversa. A continuación, se mencionan los rasgos reconocidos. En el piedemonte oriental de la sierra de Paimán, se observan lineamientos NNO que afectan a los abanicos aluviales allí desarrollados, sugiriendo su actividad reciente. Se identificaron lineamientos de rumbo N-S, asociados a la falla inversa con vergencia al E, inferida en Candiani *et al.* (2011), que limita el borde oriental de la sierra de Famatina entre esta ciudad y Sañogasta; éstos afectan a los depósitos pedemontanos del Cuaternario y en su mayoría determinan rasgos topográficamente más elevados hacia el oeste. Otro ejemplo corresponde al desnivel topográfico que se extiende N-S al oeste de Vichigasta, con mayor altura del sector oeste respecto al este y con la presencia de un paleobarreal elevado. Hacia el sur, se identifica un abanico fallado, con borde rectilíneo que divide el lado oeste elevado respecto al este y con vegetación asociada al desnivel. Hacia el centro del valle Antinaco-Los Colorados, se distinguen bloques de paleobarreales elevados con rizoconcreciones carbonáticas en su superficie, datadas en 13600 ± 200 años AP, separados por lineamientos transversales (E-O), con cursos asociados a vegetación y, con leves diferencias topográficas y cambio de diseño de drenaje a ambos lados de las fallas sub-meridianas. En el piedemonte ubicado al oeste de Catinzaco, se identifican fallamientos NO, caracterizados por trazos rectilíneos, ascensos de los bloques orientales y desvío de los cursos fluviales a ambos lados de las fallas.

Es posible establecer para los sectores serranos, la influencia de los rasgos lineales observados en la disposición de los cursos de agua, pudiendo estimar en varios casos un control estructural en parte de la red de drenaje actual. A su vez, los rasgos identificados en el piedemonte o hacia el centro del valle, sugieren direcciones de reactivación subparalelas a estos frentes o coincidentes con las discontinuidades del basamento, tal como plantea Casa *et al.* (2010) para el sector aldeaño. Debe destacarse la importancia de la actividad tectónica en esta región para su mejor comprensión, y la necesidad de estudios de detalle, para obtener un relevamiento completo de los rasgos deformacionales que permita confeccionar un mapeo estructural más preciso.

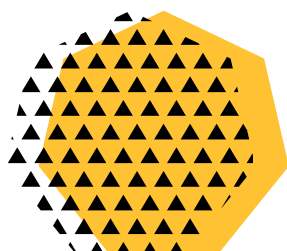


Bibliografía:

- Candiani, J.C., Astini, R., Dávila, F., Collo, G., Ezpeleta, M., Alasino, P. y Dahlquist, J. 2011. Hojas geológicas 2969-18, Famatina y 2969-24, Sañogasta. Provincia de La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 379: 1-164. Buenos Aires.
- Casa, A.L., Yamin, M.G., Cegarr, M.I., Coppolecchia, M. y Costa, C.H. 2010. Deformación cuaternaria asociada al frente de levantamiento oriental de las sierras de Velasco y Ambato, Sierras Pampeanas Occidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(4): 425- 438.
- Casa, A., Yamin, M., Wright, E., Costa, C., Coppolecchia, M., Cegarra, M., Hongn, F. (eds.), 2014. *Deformaciones Cuaternarias de la República Argentina*, Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, v2.0 en formato DVD.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 81-110.
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(3): 41-96, Buenos Aires.

Sesión 8

Morfología y Cronoestratigrafía Glacial



Coordinadores:

Jorge Rabassa (CADIC)

Andrea Coronato (CADIC, UNTDF)



ASOCIACIONES DE GEOFORMAS Y DEPÓSITOS DEL SECTOR NORTE DEL LÓBULO BAHÍA INÚTIL -BAHÍA SAN SEBASTIÁN, TIERRA DEL FUEGO

Luis DÍAZ BALOCCHI^{1@}, Juan Federico PONCE², Alfonsina TRIPALDI³ y Ignacio MAGNERES⁴

⁽¹⁾CADIC-CONICET / Departamento de Ciencias Geológicas (FCEyN-UBA)

⁽²⁾CADIC-CONICET/ICPA-UNTDF

⁽³⁾IGEBA-UBA-CONICET

⁽⁴⁾CADIC-CONICET

^(@)luis.diazbalocchi@gmail.com

Palabras clave: Bahía San Sebastián, glaciaciones patagónicas, análisis de facies

El paisaje del sector norte de la isla Grande de Tierra del Fuego (53°10' S, 68°23' O) ha sido modelado principalmente por procesos glaciarios durante el Cuaternario. Allí se desarrollaron glaciares de descarga alimentados por el campo de hielo de cordillera Darwin que avanzaron en direcciones subparalelas a la orientación de las depresiones tectonoestructurales. El área de estudio se enmarca entre Cabo Nombre y el Río Cullen. Allí fueron reconocidos dos avances principales del *Lóbulo Bahía Inútil - Bahía San Sebastián*, denominados *Glaciación Sierras de San Sebastián* y *Glaciación Río Cullen*. Los límites laterales están indicados por arcos de morenas latero-frontales de 2 a 3 km de ancho, orientadas oeste-este, y de relieve ondulado (*'hummocky moraine'*, *'stagnation moraine'*, *'dead-ice moraine'*). Entre los dos arcos morénicos aparecen planicies glaci-fluviales (*'outwash plain'*, *'sandur'*).

El objetivo de esta contribución es examinar la relación entre las morfologías glaciarias y los depósitos que las componen. Para ello se elaboró un mapa geomorfológico en el que se identificaron las principales geoformas y se describieron secciones sedimentarias en distintas localidades. Se definieron facies sedimentarias y se determinó su correspondencia con los elementos arquitecturales que conforman las morfologías reconocibles por encima de las secciones levantadas.

Se proponen ocho facies sedimentarias. Diamicto matriz-sostenido masivo (*Dmm*); Diamicto matriz-sostenido groseramente estratificado (*Dms*); Arenas, arenas gravillosas y gravas masivas (*Sm/SGm/Gm*); Arenas, arenas gravillosas y gravas con estratificación horizontal (*Sh/SGh/Gh*); Arenas, arenas gravillosas y gravas con estratificación entrecruzada tabular planar (*Sp/SGp/Gp*); Arenas, arenas gravillosas y gravas con estratificación entrecruzada en artesa (*St/SGt/Gt*); Arenas con laminación ondulática de corriente (*Sr*); Arenas muy finas, limos y arcillas con laminación horizontal (*SFl*). Estas facies reflejan diferentes procesos de depositación y formas de lecho asociadas: tracción subglaciar (alojamiento), fusión supraglaciar y/o fusión de hielos estancados (*Dmm* y *Dms*); flujos fluidos, lecho plano de alto y bajo régimen de flujo y techo de barras (*Sh/SGh/Gh*); migración de barras longitudinales y depósitos residuales de canal (*Sm/SGm/Gm*); migración de óndulas de corriente (*Sr*); barras transversales de crestas rectas (*Sp/SGp/Gp*) y de crestas sinuosas (*St/SGt/Gt*) en canales sub-, en-, supra- y proglaciarios; decantación en cuerpos de agua estancada (*SFl*). Las morfologías expuestas representan cuatro elementos arquitecturales. Morena hummocky y morena kame (*MH*): Cinturones de 2-3 km de ancho caracterizados por una topografía ondulada. Los montículos no superan los 5 m de altura y se hallan separados por pequeñas depresiones (kettle). En algunos casos aparecen montículos aislados más prominentes (kame); Kettle (*KE*): Pequeños hoyos subcirculares de entre 50 y 150 m de diámetro ubicados en los cinturones de morenas hummocky; Canal glaci-fluvial (*CG*): Canales de 30 a 50 m de ancho, moderada a pobremente preservados. Se encuentran excavados en las áreas de planicies y presentan baja sinuosidad; Planicie glaci-fluvial/Sandur (*SA*): Áreas de topografía subhorizontal y textura uniforme, interrumpidas aisladamente por canales.

El elemento arquitectural *MH* está compuesto por las facies *Dmm*, *Dms*, *Sh/SGh/Gh*, *Sm/SGm/Gm*, *Sp/SGp/Gp* y *St/SGt/Gt*. Se construye por la depositación de diamictos asociados a procesos de fusión supraglaciar en zonas de hielo muerto (estancado) y como till de tracción subglaciar (alojamiento). El till alterna con bancos lentiformes y lenticulares que contienen facies tractivas depositadas en canales supra-, en- y subglaciares. La morfología tiene una génesis ligada a fusión de hielo, generándose depresiones en los sitios donde quedan estancados bloques de hielo aislados. Las pequeñas lagunas (elemento arquitectural *KE*) son rellenadas por las facies *SFl* y *Sr* mediante procesos de decantación y flujos tractivos de muy baja energía con migración de óndulas. Los elementos *CG* y *SA* representan al ambiente proglaciar donde domina la migración de barras fluviales, reflejada en las facies *Sm/SGm/Gm*, *Sh/SGh/Gh*, *Sp/SGp/Gp* y *St/SGt/Gt*. El sucesivo relleno y avulsión de canales entrelazados, principalmente gravosos (elemento *CG*), genera amplias planicies (elemento *SA*) que en el registro aparecen como unidades tabulares a lentiformes con espesores superiores a 5 m.



Esta contribución fue financiada con un proyecto PIDUNTDF 2016 otorgado al Dr. Juan Federico Ponce. Agradecemos el apoyo logístico brindado por Total Austral S.A.



CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y SEDIMENTOLÓGICA DE LA PLANICIE GLACIGÉNICA DEL EXTREMO NORTE DEL SECTOR ARGENTINO DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

Luis DÍAZ BALOCCHI^{1@}, Juan Federico PONCE², Alfonsina TRIPALDI³ y Ignacio MAGNERES⁴

⁽¹⁾CADIC-CONICET / Departamento de Ciencias Geológicas (FCEyN-UBA)

⁽²⁾CADIC-CONICET/ICPA-UNTDF

⁽³⁾IGEBA-UBA-CONICET

⁽⁴⁾CADIC-CONICET

^(@)luis.diazbalocchi@gmail.com

Palabras clave: Estrecho de Magallanes, glaciaciones patagónicas, análisis de facies

El paisaje del sector argentino de la isla Grande de Tierra del Fuego ubicado al norte del Río Cullen (Fig. 1) exhibe una morfología de planicie subhorizontal, continua y homogénea. Esta zona separa las morenas latero-frontales correspondientes a los lóbulos glaciarios Bahía Inútil – Bahía San Sebastián (al sur) y Estrecho de Magallanes (al norte), depositadas en los eventos Post- Gran Glaciación Patagónica (Post-GGP) 1 y 2 (Fig. 1). Meglioli (1992) nombra a estas planicies como las “Pampas de Beta” y describe sucintamente su geomorfología. Rutter et al. (2012) proponen que los depósitos del sector analizado tendrían una edad tentativa GGP (~1,1 Ma). La costa del área de estudio presenta extensos acantilados activos que exhiben potentes secciones cuaternarias. El presente trabajo pretende caracterizar geomorfológicamente la planicie y describir por primera vez la sedimentología de los depósitos que la forman.

Geomorfológicamente el sector analizado corresponde a una llanura elevada que se extiende por 20 km en sentido N-S. Las cotas extremas oscilan entre 100 y 60 m s.n.m., con una muy suave pendiente hacia el ENE de aproximadamente 0,5°. La continuidad de la planicie se ve únicamente interrumpida por incisiones fluviales que siguen un diseño subdendrítico de textura intermedia a fina controlado por la estructura (Díaz Balocchi, 2017).

La sedimentología se relevó a través del levantamiento de secciones en cinco localidades ubicadas sobre los acantilados costeros (Fig. 1). Las mismas fueron correlacionadas lateralmente en sentido sur-norte entre el Río Cullen y el Cabo Espíritu Santo para determinar la geometría y continuidad de las cuatro unidades identificadas, las cuales se describen a continuación.

Unidad 1 (U1): Gravas, gravas arenosas y arenas gravillosas clasto-sostenidas moderada a bien seleccionadas con estratificación horizontal, entrecruzada tabular planar y en artesa. Unidad 2 (U2): Diamicto masivo matriz-sostenido dispuesto en bancos tabulares a lentiformes de 2 a 15 metros de espesor compuestos por 15% de clastos y 85% de matriz. En sectores de menos de 1 metro de espesor aparecen concentraciones de clastos que evidencian deformación sinsedimentaria por plegamiento. Unidad 3 (U3): Gravas y arenas gravillosas grisáceas, clasto-sostenidas con estructura masiva, estratificación horizontal, entrecruzada tabular planar y/o en artesa. Esta unidad presenta claros rasgos de deformación por plegamiento y fallamiento. Unidad 4 (U4): Formación Cullen (Neógeno). Areniscas y fangolitas de ambiente marino transicional. Las unidades anteriormente descritas fueron reconocidas en cinco secciones sedimentarias que a continuación se describen de base a techo. Sección Cullen norte (S1): U1 (7 m); U2 (13 m) con intercalaciones menores a 1 m de U3; U3 (3 m); U2 (2 m). Sección Alfa sur (S2): U1 (15 m); U2 (4 m); U3 (4 m); U2 (2 m); U3 (6 m); U2 (5 m); U3 (2 m); U2 (7 m). Sección Cañadón Tortuga (S3): U4 (11 m); U1 (5 m); U2 (1 m); U1 (7 m); U2 con intercalaciones menores de U3 (11 m); U3 (4 m); U2 (3 m); U3 (2 m). Sección Cañadón Alfa (S4): U4 (19 m); U2 con intercalaciones menores de U3 (11 m). Sección Hito I (S5): U4 (13 m); U2 (4 m). Se observa una buena continuidad lateral de los cuerpos tabulares de las unidades 2 y 3, cambiando el sustrato sobre el que se apoyan, pasando hacia el norte de la U1 a la U4 (posiblemente siguiendo un paleorelieve terciario) y disminuyendo en la misma dirección la proporción de facies clasto-sostenidas intercaladas en los diamictos masivos. La U2 contiene los principales depósitos formadores de las planicies ubicadas al norte del río Cullen.

A partir de los resultados obtenidos se puede definir geomorfológicamente al sector estudiado en el área interlóbulo como una planicie conformada por diamictos (U2) depositados por reiterados avances glaciales (Planicie de till Pampa de Beta) que intercalan con sedimentos glaciólucivos de ambientes proglaciales (*sandur*, U1 y U3). Esta situación evidencia una glaciación de gran extensión en la región, posiblemente correlacionable con la GGP. Dicho englazamiento pudo haber ocurrido en forma de mantos de hielo o como un gran lóbulo pedemontano con morenas latero-frontales no preservadas y cuyo contorno se habría extendido más allá de los límites definidos en el área de estudio para las glaciaciones Post-GGP 1 y 2.

Este trabajo fue financiado con un proyecto PIDUNDF 2016 otorgado por la Universidad Nacional



de Tierra del Fuego al Dr. Juan Federico Ponce. Agradecemos el apoyo logístico brindado por Total Austral S.A.

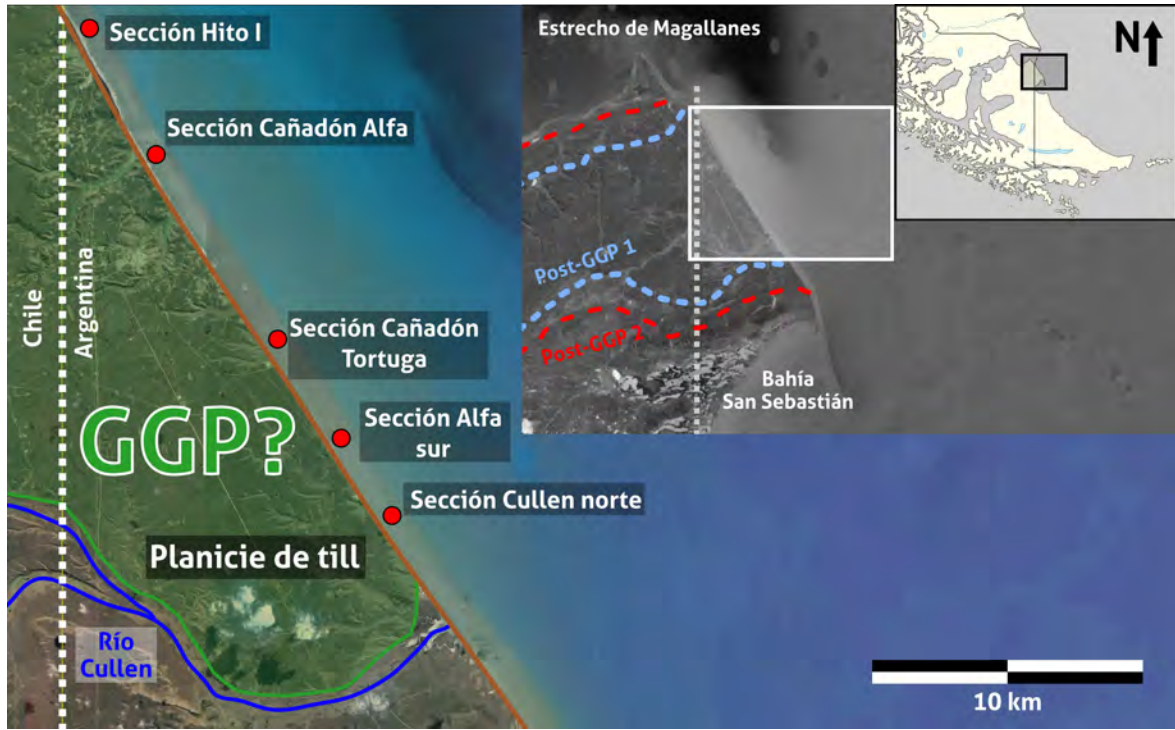


Figura 1. Ubicación del área de estudio, límites de avance de lóbulos glaciares y localización de secciones sedimentarias.

Bibliografía:

- Díaz Balocchi, L. 2017. Implicancias geomorfológicas y estructurales en el control del drenaje superficial al norte de la Bahía San Sebastián, Isla Grande de Tierra del Fuego. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas Simposio 7: 38-42, San Miguel de Tucumán.
- Meglioli, A. 1992. Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Lehigh University, Tesis doctoral (inérita) 216 p., Bethlehem, PA, EE.UU.
- Rutter, N., Coronato, A., Helmens, K., Rabassa, J. y Zárata, M. 2012. Glaciations in North and South America from the Miocene to the Last Glacial Maximum. Editorial Springer: 67p.



EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL LOCAL EN LOS ANDES PATAGÓNICOS: INFERENCIAS A PARTIR DE NUEVAS CRONOLOGÍAS GLACIALES DE 10BE Y OSL

Juan GARCIA^{1@}, Andrew HEIN², Christopher LUETHGENS³, Angel RODES⁴, Rodrigo VEGA⁵, Steven BINNIE⁶ y Gabriel GÓMEZ SZMULEWICZ⁷

⁽¹⁾Instituto de Geografía Pontificia Universidad Católica de Chile

⁽²⁾School of GeoSciences, University of Edinburgh

⁽³⁾Institute for Applied Geology, University of Natural Resources and Life Sciences (BOKU)

⁽⁴⁾Scottish Universities Environmental Research Centre

⁽⁵⁾Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

⁽⁶⁾Institut für Geologie und Mineralogie, Universität zu Köln

⁽⁷⁾Magister en Paleontología, Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

@)jgarcia@uc.cl

Palabras clave: geomorfología glacial, Río Cisnes, 10be

La geomorfología glacial de la Patagonia Chileno-Argentina comprende uno de los registros más completos de las fluctuaciones de los glaciares durante el Cuaternario. Durante las últimas décadas han proliferado cronologías de avances glaciales de cinturones morrénicos que han logrado establecer periodos de extensa glaciación en la región. Una de las conclusiones obtenidas a partir de estos estudios es la aparente sincronía del Último Máximo Glacial global (Estadio Isotópico Marino 2, MIS 2 por sus siglas en inglés) con la última glaciación Patagónica, implicando por ejemplo que otros mecanismos distintos a las variaciones a la intensidad de la insolación afectan los cambios de los hielos Patagónicos durante los ciclos glaciales. No obstante, nuevas cronologías indican avances glaciares en la Patagonia Sur en Tierra del Fuego, Torres del Paine y Última Esperanza registrando máxima extensión mucho antes que el MIS 2, durante el MIS 3, reabriendo el debate sobre cuando ocurrió el Último Máximo Glacial local de la Patagonia (Darvill et al., 2015; García et al., 2018). En este trabajo nos interesa reconstruir la temporalidad y estructura del último periodo glacial registrado por el lobulo Río Cisnes (44°S). Complementamos este registro con datos geocronológicos de OSL y ¹⁰Be obtenidos de sedimentos glaciofluviales identificando el Último Máximo Glacial local en Isla Grande de Chiloé (42°S).

La cuenca del Río Cisnes incluye una secuencia de morrenas que hemos muestreado y datado usando el método de exposición cosmogénica (¹⁰Be), resultados presentados durante este congreso. Cinco (5) morrenas han sido mapeadas (García et al., aceptado), de las que cuatro (4) incluyen dataciones cosmogénicas obtenidas en este trabajo. Las muestras fueron preparadas para la obtención de cuarzo puro y extracción de ¹⁰Be en los laboratorios de la Universidad Católica de Chile y la Universidad de Edinburgo. En Chiloé fechamos los sedimentos glaciofluviales en Cucao usando OSL y un perfil de profundidad de ¹⁰Be (Hein et al., 2009).

En este congreso discutimos las implicancias sobre la temporalidad del Último Máximo Glacial local en Río Cisnes y Cucao, en el contexto de resultados previos para la región Patagónica. Con miras a un mejor entendimiento del último ciclo glacial discutimos nuestros resultados e intentamos resolver preguntas asociadas a (1) los mecanismos climáticos causantes de las fluctuaciones glaciares patagónicas y (2) sincronización interhemisférica de eventos glaciales.

Bibliografía:

- Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., Hein, A.S., Rodes, A. 2015. Extensive MIS 3 glaciation in southernmost Patagonia revealed by cosmogenic nuclide dating of outwash sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 429: 157-169.
- García, J.L., Maldonado, A., de Porras, M.E., Delaunay, A., Reyes, O., Ebensperger, C.A., Binnie, S.A., Lüthgens, C. y Méndez, C. 2018. Early deglaciation and paleolake history of the Río Cisnes Glacier, Patagonian Ice Sheet 44°S. Aceptado en *Quaternary Research*.
- García, J.L., Hein, A.S., Binnie, S.A., Gómez, G.A., González, M.A. y Dunai, T. 2018. The MIS 3 maximum of the Torres del Paine and Última Esperanza ice lobes in Patagonia and the pacing of southern mountain glaciation. *Quaternary Science Reviews* 185: 9-26.
- Hein, A.S., Hulton, N.R.J., Dunai, T.J., Schnabel, C., Kaplan, M.R., Naylor, M. y Xu, S. 2009. Middle Pleistocene glaciation in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. *Earth Planet. Sci. Lett.* 286: 184-197.



ENGLAZAMIENTO PEDEMONTANO ENTRE LA MESETA LATORRE Y ESTANCIA LOS VASCOS, SANTA CRUZ, ARGENTINA.

Bettina ERCOLANO^{1@}, Pedro TIBERI², Andrea María Josefa CORONATO³, Guillermina MARDERWALD² y Hugo
CORBELLA⁴

⁽¹⁾ICASUR

⁽²⁾ICASUR - UNPA/UARG

⁽³⁾CONICET-CADIC; ICPA-UNTDF

⁽⁴⁾CONICET - MACN

@bercolano@yahoo.com.ar

Palabras clave: englazamiento pedemontano, Meseta Latorre, Till los Vascos

Se estudian los depósitos glaciogénicos que afloran en dos niveles altimétricos entre la meseta Latorre (72° 6' O) y la estancia Los Vascos (70° 40' O) y entre el Brazo Sur del río Coyle al N y el valle del río Gallegos-arroyo Magán al S. El trabajo se plantea con el fin de presentar evidencias acerca de la extensión de las glaciaciones que ocuparon los ambientes mesetiformes extraandinos en el S de Santa Cruz.

La meseta Latorre corresponde al nivel más elevado, 1070 m en el flanco occidental, probable relicto de un pretérito piedemonte cordillerano. Posee una escarpa marcada en casi todo su perímetro excepto al E, hacia donde la altura decrece suavemente y el límite está enmascarado por acumulación y disección fluvio-glacial y actividad periglacial. El segundo nivel topográfico se escalona al E del anterior conformando una vasta planicie que desciende gradualmente de 880 a 205 m s.n.m. cerca del casco de la estancia Los Vascos. El sustrato de ambos niveles está compuesto por las sedimentitas de la Formación Santa Cruz, una sucesión continental progradante de retroarco, que representa el último pulso de colmatación de la cuenca de Magallanes.

En el sector cuspidal de la meseta Latorre se disponen al menos tres unidades glaciogénicas que alcanzan hasta 30 m de espesor y cubren un área de 25 km². La unidad superficial corresponde a un till compuesto por un agregado polimíctico de cantos rodados y bloques de procedencia andina con matriz limo-arcillosa, entre los que se destacan individuos de hasta 4 m de longitud. Estos últimos revisten el carácter de bloques erráticos dado sus dimensiones y litología. Los cantos rodados están altamente redondeados y tienen forma preferentemente ecuante mientras que su redondeamiento contrasta con la angulosidad de los bloques erráticos. Procesos periglaciales promueven la aparición de suelos ordenados y la removilización de materiales por soliflucción. La morfología del depósito está pobremente definida y fuertemente disectada por una red hídrica muy activa que drena hacia el río Gallegos. Una lomada morénica de unos 25 m de altura paralela al flanco norte de la meseta es el rasgo más sobresaliente. La interpretación de registros satelitales combinados con modelos de elevación digital permite inferir que esta elevación es parte de un arco morénico parcialmente desvastado por erosión que se prolonga, a igual cota, hasta la cordillera Chica, unidad morfoestructural ubicada al N de la meseta.

Desde el piedemonte de la meseta Latorre hasta el casco de la estancia Los Vascos se proyecta un sistema de morenas marginales y depósitos glaci-fluviales asociados que envuelven, a modo de faja, a los exponentes morfológicos de la Gran Glaciación Patagónica (GGP; 1,15 – 1,05 Ma Singer et al. 2004). Las morenas forman colinas alargadas y montículos alineados que describen un arreglo arqueado cuya bisectriz apunta al NE, señalando la dirección hacia donde se movía el hielo. Algunos bloques erráticos de dimensiones métricas emergen de la superficie. Al S del casco de la estancia Los Vascos movimientos en masa dejaron expuesto un perfil de 200 m de frente y 35 m de potencia en el que están preservados los términos distales del avance glacial. Este afloramiento provee un registro inusual para la región. En su base aflora la Formación Santa Cruz. En discordancia se apoya una sucesión gravosa de unos 10 m de potencia cuya asociación de facies es compatible con fajas de canales amalgamados propios de un sistema fluvial de baja sinuosidad con barras alternas (*sensu* Miall, 1996). Por encima y en contacto erosivo se dispone un till de unos 4 m de potencia que contiene bloques estriados de hasta un metro de diámetro y gravas, con buen redondeamiento y litología de procedencia cordillerana. El perfil está cubierto por 2 o 3 m de arenas eólicas.

El till de la estancia Los Vascos es morfológicamente similar y tiene continuidad espacial con los morenas descritas por Ercolano et al. (2016) al sur del arroyo Magán, para las que se propuso una edad pre-GGP. Los depósitos glaciogénicos de meseta Latorre, altiméricamente más elevados que los anteriores, con una morfología diferente y sin una clara relación espacial con ellos, se los considera aquí como de edad Mio-Pliocena, en concordancia con las edades obtenidas en otras localidades de Patagonia austral que cubren similares niveles pedemontanos elevados, tales como las mesetas



ubicadas en proximidad a los lagos Argentino, Viedma y Buenos Aires (Mercer 1976; Lagabrielle et al. 2010, entre otros). La cronología relativa que se propone está sujeta a revisión hasta hallarse materiales datables y/o nuevas metodologías de datación que permitan establecer una edad numérica.

Bibliografía:

- Ercolano, B., Coronato, A., Tiberi, P., Corbella, H. y Marderwald G. 2016. Glacial geomorphology of the tableland east of the Andes between the Coyle and Gallegos river valleys, Patagonia, Argentina. *Journal of Maps*, Vol.12 (Sup.1):304-313, UK.
- Lagabrielle, Y., Scalabrino, B., Suarez M. y Ritz, J-F. 2010. Mio-Pliocene glaciations of Central Patagonia: New evidence and tectonic implications. *Andean Geology* 37(2): 276-299.
- Miall, D.A. 1996. *The Geology of Fluvial Depo-sits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, 582 p., Berlin.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125-166.
- Singer, B., Brown, L.L., Rabassa, J., y Guillou, H. 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Late Pliocene and Early Pleistocene geomagnetic and glacial events in southern Argentina. *AGU Geophysical Monograph Timescales of the Internal Geomagnetic Field, dedicated to N. Opdyke*, 176-190.



ESKERS EN CANAL BEAGLE, TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA

Juan Federico PONCE^{1,2@}, Luis DÍAZ BALOCCHI^{1,3}, Ignacio MAGNERES¹ y Pau MONTERO ESTAÑA⁴

⁽¹⁾CADIC-CONICET

⁽²⁾ICPA-UNTDF

⁽³⁾Departamento de Ciencias Geológicas (FCEyN-UBA)

⁽⁴⁾Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología.

^(@)jfedeponce@gmail.com

Palabras clave: eskers, Canal Beagle, última glaciación

El Canal Beagle es un valle de origen tectónico ocupado completamente por un glaciar durante el Último Máximo Glacial (UMG, ca. 24.000 años AP; Rabassa 2008). El paleoglaciar Beagle se originaba en el campo de hielo de la cordillera Darwin, recibiendo glaciares tributarios desde los circos y valles interiores provenientes de los cordones montañosos ubicados a ambos márgenes del actual canal. Durante su máximo desarrollo el frente de hielo se habría ubicado en cercanías a punta Moat (Rabassa et al. 2000), alcanzando una extensión longitudinal máxima de 260 km.

Los eskers son geoformas con aspecto de crestas sinuosas con gran desarrollo longitudinal y representan depósitos de corrientes de agua generadas en posición englacial, supraglacial y subglacial. Se asocian a glaciares de base templada con presencia de abundante agua de deshielo subglacial. Si bien la existencia de este tipo de geoformas ha sido ampliamente documentada en el Hemisferio Norte, son escasas las menciones en el Hemisferio Sur y particularmente en Patagonia.

En este trabajo se dan a conocer las características morfológicas y sedimentológicas de un campo de eskers recientemente hallado sobre la costa N del Canal Beagle. Esta es la primera mención sobre este tipo de geoformas en Tierra del Fuego.

El trabajo de campo consistió en la identificación, descripción, muestreo de sedimentos para análisis granulométricos y mapeo de geoformas glaciales. El mapeo geomorfológico se complementó con análisis de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM). La elaboración del mapa geomorfológico y las mediciones altimétricas y planimétricas de las geoformas analizadas fueron realizados a través del programa QGIS. Los análisis granulométricos se realizaron en el Laboratorio de Análisis Textural de CADIC-CONICET.

El campo de eskers aquí descrito se localiza en el interior de la Estancia Harberton, sobre la costa N del Canal Beagle, en la confluencia de los valles Carbajal-Lasifashaj (de orientación ONO-ESE) y el propio Canal Beagle (orientado E-O). Dicho campo se ubica 50 km al O del límite propuesto para la máxima extensión del paleoglaciar Beagle durante el UMG. Hacia el O y S limita con un campo de drumlins que se encuentra en contacto directo con el mar. El campo de eskers cubre una superficie de 5 km² y se compone de al menos 14 geoformas. En su sector E las geoformas se encuentran rodeadas por bosque cerrado de *Nothofagus* lo cual dificulta su observación a través de imágenes satelitales. Por ello no se descarta que el campo de eskers presente una extensión aún mayor. En su porción media se encuentra disectado por el río Lasifashaj con presencia de dos niveles de terrazas. Los eskers presentan aspecto de crestas sinuosas simples y rectilíneas, con longitudes que varían entre 680 y 60 m, anchos entre 40 y 10 m y alturas entre 30 y 1 m. Presentan una orientación general ONO-ESE, coincidente con la del valle Carbajal-Lasifashaj. Están compuestos principalmente por niveles de gravas de 30 cm de espesor promedio. La mayoría son masivos, pero se observan algunos niveles con estratificación horizontal y entrecruzada tabular planar. Entre los niveles de gravas se observan algunas intercalaciones de lentes de arena y limo de 10 a 15 cm de espesor. Los niveles de grava presentan en promedio la siguiente composición granulométrica: 0,8 % arcilla, 7,7 % limo, 36 % arena principalmente gruesa, 15,5 % gravilla y 40 % grava.

La presencia de un campo de eskers junto a un campo de drumlins en este sector del Canal Beagle indica condiciones de flujo del hielo muy particulares para el área. Posiblemente el desarrollo de este grupo de eskers esté asociado a la confluencia de dos glaciares (zona de sutura glacial entre paleoglaciares Lasifashaj y Beagle) y/o a un abrupto cambio de pendiente del paleoglaciar Carbajal-Lasifashaj al entrar en el valle del Canal Beagle. Ambas situaciones pudieron haber producido cambios en las presiones subglaciales permitiendo mayor circulación de corrientes de agua de fusión en la base del glaciar. Condiciones de alta disponibilidad de agua de fusión habrían existido durante alguna fase de retroceso glacial post-UMG. Por tal motivo asignamos tentativamente una edad Tardiglacial para el campo de eskers de Ea. Harberton.



Bibliografía:

- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Roig, C., Salemme, M., Meglioli, A., Heusser, C., Gordillo, S., Borromei, A. y Quattrocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68-71: 217-240.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.) *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science* 11: 151-204.



EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE PALEOACTIVIDAD SURGE DEL LÓBULO GLACIAL DEL LAGO VIEDMA DURANTE LA ÚLTIMA GLACIACIÓN.

Juan Federico PONCE^{1@}, Mauricio GONZÁLEZ GUILLOT¹ y Oscar Alfredo MARTINEZ²

⁽¹⁾CADIC-CONICET/ICPA-UNTDF

⁽²⁾FCNyCS - UNPSJB - Esquel

^(@)jfedeponce@gmail.com

Palabras clave: paleoactividad surge, geomorfología glacial, Lago Viedma

El valle del Lago Viedma representa uno de los principales ejes de englazamiento cuaternario de Patagonia. Un análisis geomorfológico detallado del área ubicada entre la cabecera del lago y el límite oriental del glaciar durante el Último Máximo Glacial (UMG, ca. 24.000 años AP; Rabassa 2008) permitió reconocer un gran número de geoformas principalmente de origen subglacial y marginales al hielo. Esta asociación de geoformas presenta importantes similitudes con los modelos conceptuales de glaciares tipo *surge* desarrollados por Evans y Rae (1999, 2003). Estos modelos sugieren la existencia de: a) una zona externa de sedimentos proglaciales deformados que constituyen múltiples morenas de empuje, b) una zona intermedia compuesta por morenas de tipo *hummocky* adyacentes a las morenas de empuje y, finalmente, c) una zona interna compuesta por *flutes* y *megaflutes*, crestas de relleno de *crevasse* y *eskers*.

El objetivo de este trabajo es presentar evidencias geomorfológicas de paleoactividad surge en el Lóbulo del Lago Viedma. Con este propósito presentamos un análisis geomorfológico de detalle del sector adyacente a la cabecera del Lago Viedma y comparamos el conjunto de geoformas analizadas con los modelos conceptuales de glaciares tipo *surge*.

El trabajo de campo consistió en la identificación, descripción, muestreo sedimentos para análisis granulométricos y mapeo de geoformas glaciales. El mapeo geomorfológico se complementó con análisis de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM). La elaboración del mapa geomorfológico y las mediciones altimétricas y planimétricas de las geoformas analizadas fueron realizados a través del programa QGIS. Los análisis granulométricos se realizaron en el Laboratorio de Análisis Textural de CAIDC-CONICET.

Las geoformas identificadas en el área de estudio fueron agrupadas en tres zonas (Fig. 1): zona externa (adyacente al límite establecido para el UMG), zona intermedia y zona interna (adyacente a la costa actual del lago). La zona externa se compone, principalmente, por morenas de empuje con evidencia de deformación interna. Estas morenas se habrían generado por empuje y deformación del hielo sobre sedimentos lacustres no consolidados previamente depositados. En esta zona también se observan algunas morenas *overridden* que se desarrollan sobre los sectores norte y sur de las morenas de empuje, infiriéndose un reavance del hielo sobre el sistema de morenas terminales. La zona intermedia es la de menor desarrollo y la de menor definición. Aparecen algunas morenas *hummocky* por detrás y lateralmente a las morenas de empuje. Esta zona también incluye algunas morenas *overridden*, planicies glaciales y *eskers*. La zona interna, la más extensa y desarrollada de las tres, es dominada por un extenso campo de megaflutes y crestas de relleno de *crevasse* desarrollados sobre una extensa planicie de till, con presencia de algunos *eskers*.

En análisis geomorfológico del cierre oriental del Lago Viedma permitió identificar tres zonas geomorfológicas que se consideran equivalentes a aquellas de los modelos de sistemas glaciales de tipo *surge*. La edad de esta paleoactividad *surge* en el área no se puede precisar por la falta de cronologías absolutas, pero podría corresponderse con el evento Tardiglacial considerando su posición interna a las morenas marginales asignadas al UMG (Ponce et al. 2013). Una combinación de características topográficas, rocas sedimentarias muy friables y la presencia de un lago proglacial en contacto con el hielo pudieron haber contribuido al desarrollo de actividad *surge* del paleoglacial Viedma. Este proceso podría haberse desencadenado por un cambio en el régimen termal del glaciar, desde polar durante el Máximo de la Última Glaciación a politermal o templado durante el inicio del Tardiglacial. La existencia de paleoactividad *surge* en Lago Viedma abre la posibilidad de ocurrencia de este mismo comportamiento en otros lóbulos glaciales de Patagonia, principalmente en aquellos con características geológicas y topográficas similares.

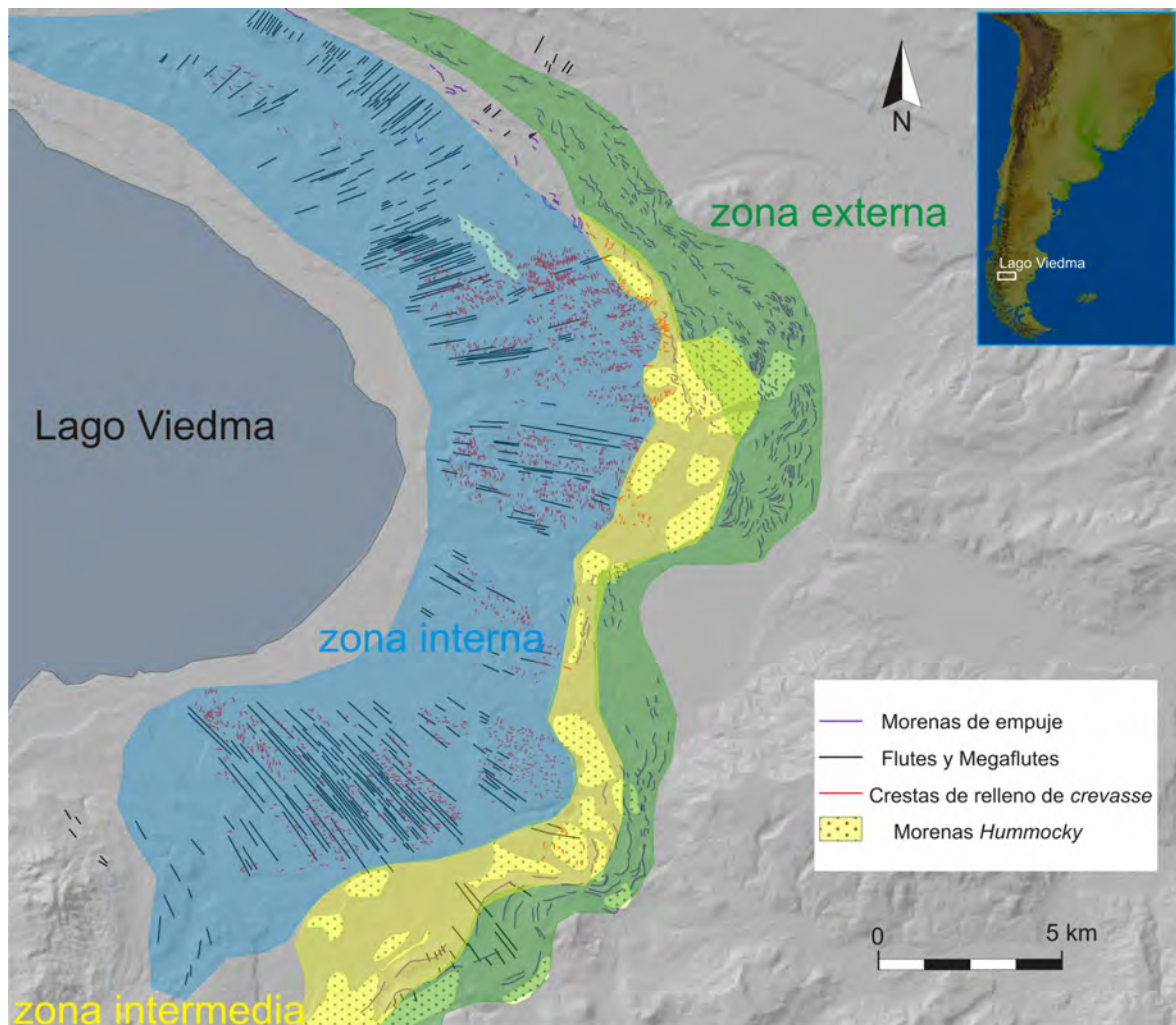


Figura 1. Las tres zonas geomorfológicas reconocidas en el sector E de Lago Viedma equivalentes a aquellas de los modelos de sistemas glaciales de tipo surge.

Bibliografía:

- Evans, D.J.A. y Rea, B.R. 1999. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Ann. Glaciol.* 28: 75-82.
- Evans, D.J.A. y Rea, B.R. 2003. Surging glacier landsystem. In: Evans, D.J.A. (Ed.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, pp. 259-288.
- Ponce, J.F., Rabassa, J.O., Serrat, D. y Martinez, O. 2013. El campo de drumilns, flutes y megaflutes del Lago Viedma (Pleistoceno tardío, provincia de Santa Cruz). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (1): 115-127.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.) *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science* 11: 151-204.



GENESIS DE NUEVOS LAGOS EN LA PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Elizabeth MAZZONI¹ y Jorge RABASSA^{2@}

⁽¹⁾Universidad Nacional de la Patagonia Austral

⁽²⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas

^(@)jrabassa@gmail.com

Palabras clave: glaciares en retroceso, formación de lagos, Santa Cruz

La acción glacial ha sido responsable del modelado de extensas cuencas lacustres en Patagonia durante el Pleistoceno, especialmente durante y desde el Último Máximo Glacial (ca. 23.000 años AP; Rabassa 2008). El retroceso reciente y actual de la posición del frente de los glaciares de descarga del Campo de Hielo Patagónico Norte y Sur y de los mantos de hielo de montaña que cubren las cimas de la Cordillera Patagónica y de los Andes Fueguinos, es evidente. El retroceso ha dejado expuestos los pisos de las artesas, permitiendo la formación, en ocasiones, de nuevos cuerpos de agua y humedales en las zonas más deprimidas de estos valles.

La cartografía oficial de la Provincia de Santa Cruz en el área de los cerros San Lorenzo (47° 35' S – 72° 18' O) y Penitentes (47° 35' S – 72° 18' O), levantada en el año 1981 (IGM 1982a y b), así como las imágenes satelitales de la época, muestran una posición desplazada hacia el este del frente de los glaciares, con respecto a la actual. Este retroceso dio origen, por lo menos, a dos nuevos lagos y a varios cuerpos de agua menores.

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer la existencia de estos nuevos cuerpos de agua en la región así como evaluar el retroceso del frente de los glaciares en el área de trabajo, la que se ubica en la zona centro-occidental de la Provincia de Santa Cruz, integrada por los macizos montañosos arriba mencionados, con una superficie aproximada de 1000 km².

Mediante la utilización de imágenes del programa Landsat (sensores TM, ETM+ y OLI) disponibles desde el año 1984 a la fecha, se realizaron estudios multitemporales que posibilitaron medir la posición del frente de los glaciares en la zona y evaluar el retroceso ocurrido en las últimas 3 décadas. Asimismo, la interpretación visual detallada de las imágenes de alta resolución espacial disponibles en el sitio web Google Earth Pro posibilitó relevar también los nuevos cuerpos de agua y observar diversos rasgos geomorfológicos relacionados con los procesos de desintegración del hielo.

Se cuantificó el retroceso de 16 glaciares de descarga localizados en las laderas del Monte San Lorenzo y del complejo formado por los cerros Penitentes y Volcán (Fig. 1A). En promedio, estos frentes de hielo retrocedieron 1.391 m en el período 1984 – 2017, con máximos que alcanzaron 3.209 y 2.320 m en los glaciares aquí denominados San Lorenzo Este (SLE) y San Lorenzo Sur (SLS), respectivamente, los de mayores dimensiones de toda el área (Fig. 1B). Dichos valores equivalen a un promedio de retroceso anual de 42 m para toda la zona y un máximo de 229 m por año para el Glaciar SLE. Simultáneamente con este retroceso, se generaron 13 nuevos cuerpos de agua cuyas superficies oscilan entre 1 y hasta 300 hectáreas y se triplicó la del aquí denominado Lago Penitentes (LP). En la Figura 1A se han representado con diferente coloración: en celeste aquellos existentes en la cartografía del año 1982 y en azul los generados a partir de esa época, visualizados en la imagen de alta resolución espacial del año 2009 disponible en Google Earth Pro. En la Figura 1C se muestra la evolución de la superficie de los tres lagos mayores en el período considerado: San Lorenzo Este, cuya superficie pasó de 13 a 292 ha; San Lorenzo Sur, que varió de 36 a 265 ha y Lago Penitentes, de 51 a 121 ha. Cabe señalar que las artesas que ocupan los dos primeros estaban totalmente cubiertas por hielo en la cartografía oficial y el LP tenía sólo 39 ha.

Otro cambio significativo es la extensa superficie de los glaciares principales que actualmente aparece cubierta por depósitos sedimentarios supraglaciarios, lo cual resulta un indicador de la inestabilidad de las laderas provocada por la disminución del espesor del hielo apoyado en ellas y/o por movimientos sísmicos locales o regionales. El hielo cubierto no se encuentra representado en las cartas topográficas, pero en la imagen de 1984 ya ocupa una parte importante de estas lenguas glaciarias, incrementándose paulatinamente hasta la actualidad. La comparación de las imágenes presentadas en las Figuras 1D y 1E permite observar que los cambios han sido más significativos en el primer quinquenio considerado (1984 – 1999) que en el período equivalente más reciente.

El presente proyecto continúa con el estudio de las nuevas geformas glaciogénicas desarrolladas en las áreas de hielo cubierto y otros sectores marginales de los glaciares mencionados, formadas en las últimas décadas e identificadas en el análisis de las imágenes mencionadas.

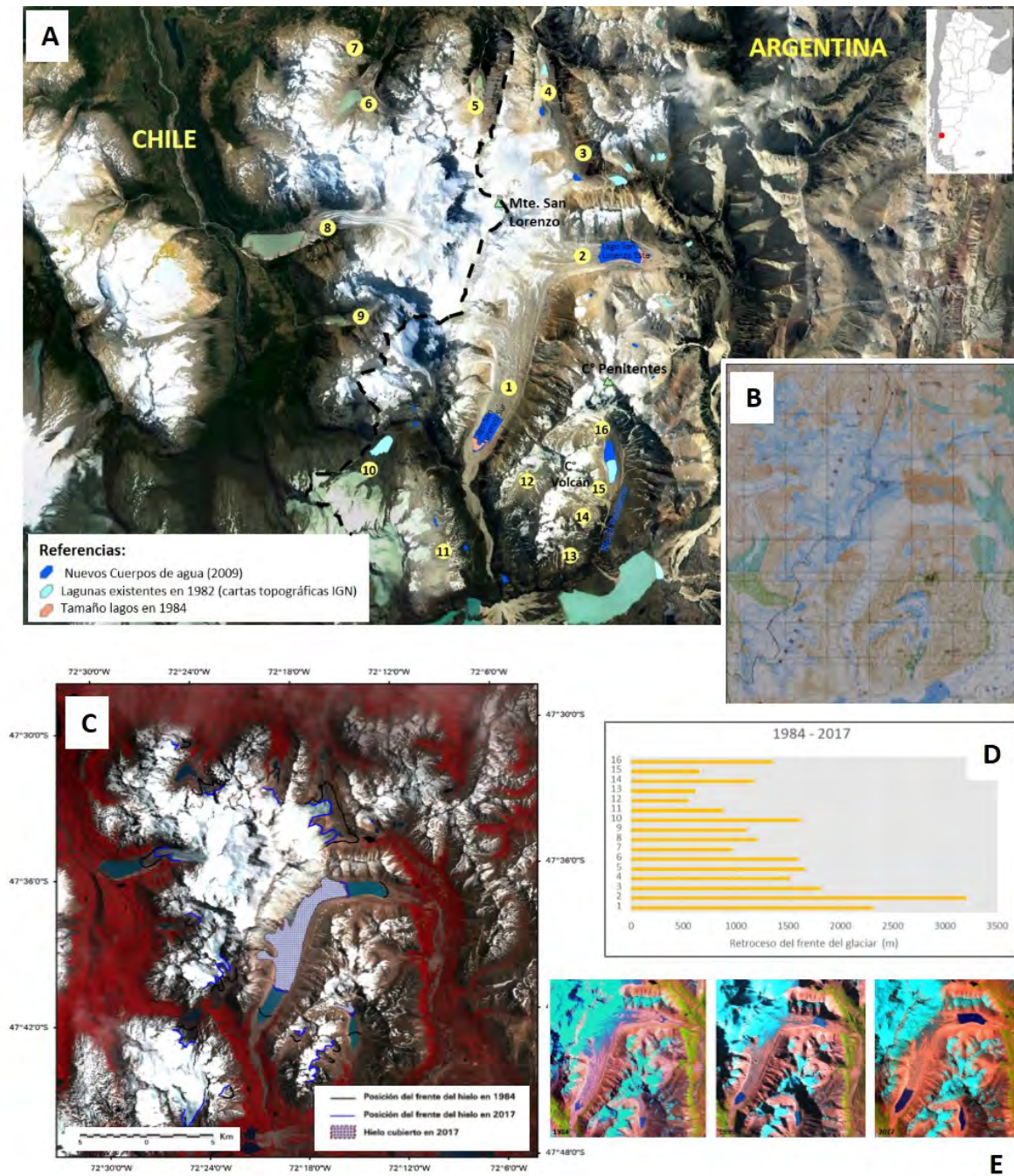


Figura 1. A) Área de estudio, localización de los glaciares evaluados y cuerpos de agua. Fuente: Elaboración propia en base a imágenes multitemporales del programa Landsat y Google Earth Pro. B) Retroceso del frente de los 16 glaciares evaluados en el período 1984 - 2017. La localización de cada uno puede observarse en la Fig. 1A. C) Evolución de la superficie de los lagos entre 1984 y 2017. D) Cambios producidos en los frentes de los glaciares y cuerpos de agua entre 1984 y 2017. De fondo se presenta la imagen más reciente obtenida por el sensor OLI (Landsat 8, bandas 5,4,3). A los fines comparativos, en el extremo inferior se muestra el mosaico de las cartas topográficas. E) Evolución de la cobertura sedimentaria de los glaciares SLE y SLS entre 1984 (izquierda), 1999 (centro) y 2017 (derecha), tal como se observan en las imágenes Landsat. El hielo cubierto toma tonalidades similares a los afloramientos rocosos.



Bibliografía:

IGM, 1982a. Carta topográfica 4772-27. Cerro Pico Agudo.

IGM, 1982b. Carta topográfica 4772-33 y 32. Lago Belgrano.

Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa, J., ed., "Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego", *Developments in Quaternary Science*, vol. 11, 151-204. Elsevier.



GEOFORMAS GLACIALES DE DEPOSITACIÓN ASOCIADAS AL RECIENTE RETROCESO DEL GLACIAR CHATO, ANDES FUEGUINOS, TIERRA DEL FUEGO

Cristina Natalia SAN MARTÍN^{1,2@}, Alejandro MONTES^{1,2,3}, Luis DÍAZ BALOCCHI^{1,4}, Candela GORZA¹, Andrea María Josefa CORONATO^{1,2} y Juan Federico PONCE^{1,2}

⁽¹⁾CADIC-CONICET

⁽²⁾ICPA-Universidad ANcional de Tierra del Fuego

⁽³⁾Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

⁽⁴⁾Departamento de Ciencias Geológicas (FCEyN-UBA)

^(@)cristinasm89@outlook.com

Palabras clave: retroceso glacial, circo, eskers

El glaciar Chato (GCh) (54°45'20"S; 68°30'04"O) es un glaciar de circo localizado al NO de los Montes Martial, en la Cordillera Fueguina. Su circo presenta una orientación hacia el SE y se ubica entre los 920 y 1100 m s.n.m. Está labrado en metasedimentitas de la Fm. Lemaire y pizarras de la Fm. Yaghan. El GCh se encuentra sobre una ladera con exposición hacia el SSO entre 980 y 1090 m s.n.m. Tiene una superficie de 16 ha y suave pendiente (12°) hacia el SSO. Las imágenes históricas de Google Earth® muestran que para el año 1970 el frente del hielo se ubicaba 400 m hacia el ESE de su posición actual. Desde ese año a la actualidad el hielo ha reducido su superficie en 13 ha, exponiendo y dando lugar a la generación de un grupo de geoformas depositacionales que son el objeto de estudio de este trabajo. La descripción de las principales geoformas se realizó desde las más cercanas a las más lejanas al frente del glaciar. La identificación, mapeo y caracterización geomorfológica se efectuó mediante el software QGIS 3.0 con la utilización de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación, y se complementó con imágenes históricas disponibles en Google Earth®. El trabajo de campo consistió en la georreferenciación, medición de dimensiones (alto, ancho y largo) y caracterización de los sedimentos asociados a las geoformas de interés. Se realizó un análisis granulométrico con tamices y sedígrafo láser. Sobre la superficie del GCh se identificaron al menos ocho geoformas con aspecto de crestas rectilíneas discontinuas. Están constituidas por till conformado principalmente por clastos de pizarras con tamaños que van desde guijarros a limo. La cresta de mayores dimensiones mide 1,60 m de alto, 2 m de ancho y 140 m de largo. Sobre el umbral del circo, en posición proglacial, se hallan crestas menores cuya forma, posición y disposición evidencian el mismo origen. Todas estas crestas corresponden al relleno de grietas longitudinales, transversales y marginales. Una geoforma con aspecto de cresta sinuosa y sección transversal triangular se encuentra a 200 m del frente del glaciar. Sus dimensiones promedio son 1,30 m de alto y 1,40 m de ancho (en la base), y tiene una longitud de 117 m. El depósito presenta estratificación, clastos imbricados, y una gradación textural granodecreciente en sección vertical. Texturalmente se compone en la parte inferior por 83% grava, 12,84% arena, 3,34% limo y 0,82% arcilla, y en la parte superior por 29,39% grava, 50,39% arena, 16,76% limo y 3,45% arcilla. Se encuentra erosionada por cauces de deshielo del GCh y se conecta aguas abajo con una planicie glacifluvial que drena el agua de fusión a una laguna somera. Sobre las laderas norte y sur, a una distancia promedio de 300 m del frente del hielo, se observan múltiples crestas de relieve suavizado interpretadas como pequeñas morenas anuales de empuje. A una distancia de 500 m al SE del frente del GCh se encuentra una morena lateral de 40 m de alto, sin cobertura vegetal, posiblemente generada durante la Pequeña Edad de Hielo. La morena frontal contemporánea está a casi 1200 m de distancia hacia el E del frente de hielo actual. El retroceso del GCh dejó expuestas geoformas endo y subglaciales y dio lugar a la generación de nuevas geoformas. El análisis multitemporal de imágenes históricas muestra que luego del año 2013 se habrían expuesto las crestas de detritos asociadas al relleno de grietas y la cresta sinuosa y estratificada. Las crestas supraglaciales se expusieron por adelgazamiento del hielo. Las adyacentes al frente glacial se expusieron por retroceso y adelgazamiento, y presentan menores dimensiones y evidencias de deterioro debido a la erosión por el agua de deshielo. La textura y estructura de los sedimentos que conforman la cresta sinuosa indican que fueron depositados por corrientes tractivas en contacto con el hielo. Tanto su morfología como sus características sedimentológicas permiten asociar esta geoforma con los eskers descritos en el Hemisferio Norte (Banerjee y McDonald, 1975, Benn y Evans, 2010). Si bien su origen se vincula a glaciares de base templada, los antecedentes corresponden a glaciares de tipo casquete continental, piedemonte y de descarga, por lo tanto esta geoforma constituiría el primer registro asociado a un glaciar de circo. A partir del año 1970 el GCh sufrió un rápido retroceso, similar a la mayoría de los glaciares del sector argentino de la Cordillera Fueguina. Esta dinámica acompañada por el flujo de agua



de fusión dio lugar a la generación y exposición de geoformas depositacionales en inmediaciones al cuerpo de hielo. Sin embargo, su escasa consolidación las vuelve propensas a la erosión producida por el drenaje de fusión glacial, provocándoles un carácter efímero.

Bibliografía:

- Benerjee, I. y McDonald, B. 1975. Nature of esker sedimentation. En *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, SEPM Society for Sedimentary Geology: 132-154.
- Benn, D.I. y Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciations*. Hodder Education, London, 802 pp.



GEOMORFOLOGÍA PARAGLACIAL, ASOCIADA A INESTABILIDAD DE LADERAS EN EL BRAZO NORTE DEL LAGO ARGENTINO, PATAGONIA, ARGENTINA

Silvana MORAGUES^{1@}, María Gabriela LENZANO¹, Stella MOREIRAS¹ y Luis Eduardo LENZANO¹

⁽¹⁾Instituto Argentino de nivología, glaciología y ciencias ambientales (IANIGLA)- CONICET MENDOZA

^(@)smoragues@mendoza-conicet.gob.ar

Palabras clave: geomorfología paraglacial, parámetros morfométricos, inestabilidad de laderas

El retiro de los glaciares en el mundo durante los siglos XX y XXI ha desencadenado procesos geomorfológicos paraglaciales, es decir, procesos asociados a la generación de sedimentos, ocurrencia de desastres naturales y paisajes condicionados por la glaciación y la desglaciación (Slaymaker, 2009). Los cambios en las condiciones de estabilidad de la pendiente durante la deglaciación se pueden considerar en el marco de la geomorfología paraglacial (Mc Coll, 2012). Los valles glaciares indican la gran capacidad erosiva de los glaciares, un ejemplo de esto es el Campo de Hielo Patagónico Sur, con la evidente retracción de sus glaciares, particularmente del glaciar Upsala (e.g. Skvarca et al., 2002, Moragues et al., 2018). La cuenca Upsala presenta una combinación de procesos glaciales y paraglaciales, constituyendo un paisaje complejo y de gran variabilidad. Entre los procesos paraglaciales, el estudio se centra en la inestabilidad de las laderas, ya que muestra una amplia gama de geoformas producto de diversos procesos y agentes geomórficos. El objetivo es identificar y analizar la geomorfología asociada a procesos de inestabilidad, estimando un análisis del terreno con la combinación de parámetros morfométricos, factores intrínsecos y extrínsecos. De esta manera, el estudio contribuye al entendimiento e interpretación del actual paisaje y su evolución a largo plazo de los reajustes paraglaciales de las laderas. El área de estudio se encuentra ubicado dentro del Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS), es visitado por centenas de turistas que a diario navegan por el Brazo Norte y Canal Upsala durante la temporada estival, dónde las amenazas de desprendimientos son mayores. La identificación de las geoformas, se realizó mediante imágenes satelitales a una escala 1:25.000, a través de fotointerpretación. Para proporcionar los parámetros morfométricos, se utilizó un MDE SRTM 30m de resolución. Se calcularon los 5 parámetros básicos, relacionados con la topografía y geometría de las laderas: elevación, pendiente, orientación, curvatura de perfil y rugosidad. Por último, se realiza un análisis de factores involucrados en la inestabilidad, factores intrínsecos (condicionantes) y extrínsecos (desencadenantes). Las laderas que presentan mayores procesos geomorfológicos paraglaciales, producto de remoción en masa, son las que se encuentran en contacto directo con los glaciares Upsala, Bertacchi y Cono (Fig. 1). También las abandonadas recientemente por el hielo, como es la ladera occidental del Canal Upsala. Otra de las zona son los Valles Moyano y Norte (Fig.1). Las geoformas destacadas de esta geomorfología son: deslizamientos, procesos de soliflucción, hammocky, material morrénico colapsado, flujo de detrito, cono de detritos, abanico aluvional y formas asociadas tales como zonas de arranque, talud, escarpa y grieta de tracción. Los resultados presentados en este trabajo muestran que la geomorfología paraglacial, se encuentra influenciada por la combinación de: (i) parámetros morfométricos del terreno entre ellos, elevaciones del terreno superiores a 700 m.s.n.m., pendiente pronunciadas entre 20°-45° con máximas de 57°, orientación de las laderas Este-Noreste con mayor insolación, curvatura de perfil cóncavo en el cual se acelera el flujo y rugosidad del terreno de ligera a moderada rugosidad (0.40 a 0.65); (ii) factores intrínsecos, presencia de material morrénico que tienden a colapsar por gravedad y afloramientos rocosos que se encuentran meteorizados y diaclasados; (iii) factores extrínsecos, aporte de agua subterránea por infiltración de lagunas proglaciales y superficial por precipitaciones, deshielo y escurrimiento, variación de temperaturas tanto del aire como del suelo, fuertes ráfagas de viento que desestabilizan el material, variación en el nivel del agua del lago que está en contacto con el material de las laderas y presencia de vegetación que puede actuar como peso extra a la ladera. El área es representativo de estos ambientes paraglaciales, respondiendo a la relación que existe entre el retroceso de los glaciares y la inestabilidad del material de las laderas. La ocurrencia de estos procesos no se generaron con la misma intensidad en todos los valles de la zona. La ladera occidental del Canal Upsala y las que se encuentran en contacto directo con los glaciares Cono y Bertacchi, son las que presentan mayor cantidad de geoformas relacionadas a los procesos de inestabilidad, seguidas por los Valles Moyano y Norte. Generando un escenario potencialmente óptimo para los procesos de inestabilidad, creando un paisaje con reajustes paraglaciales.

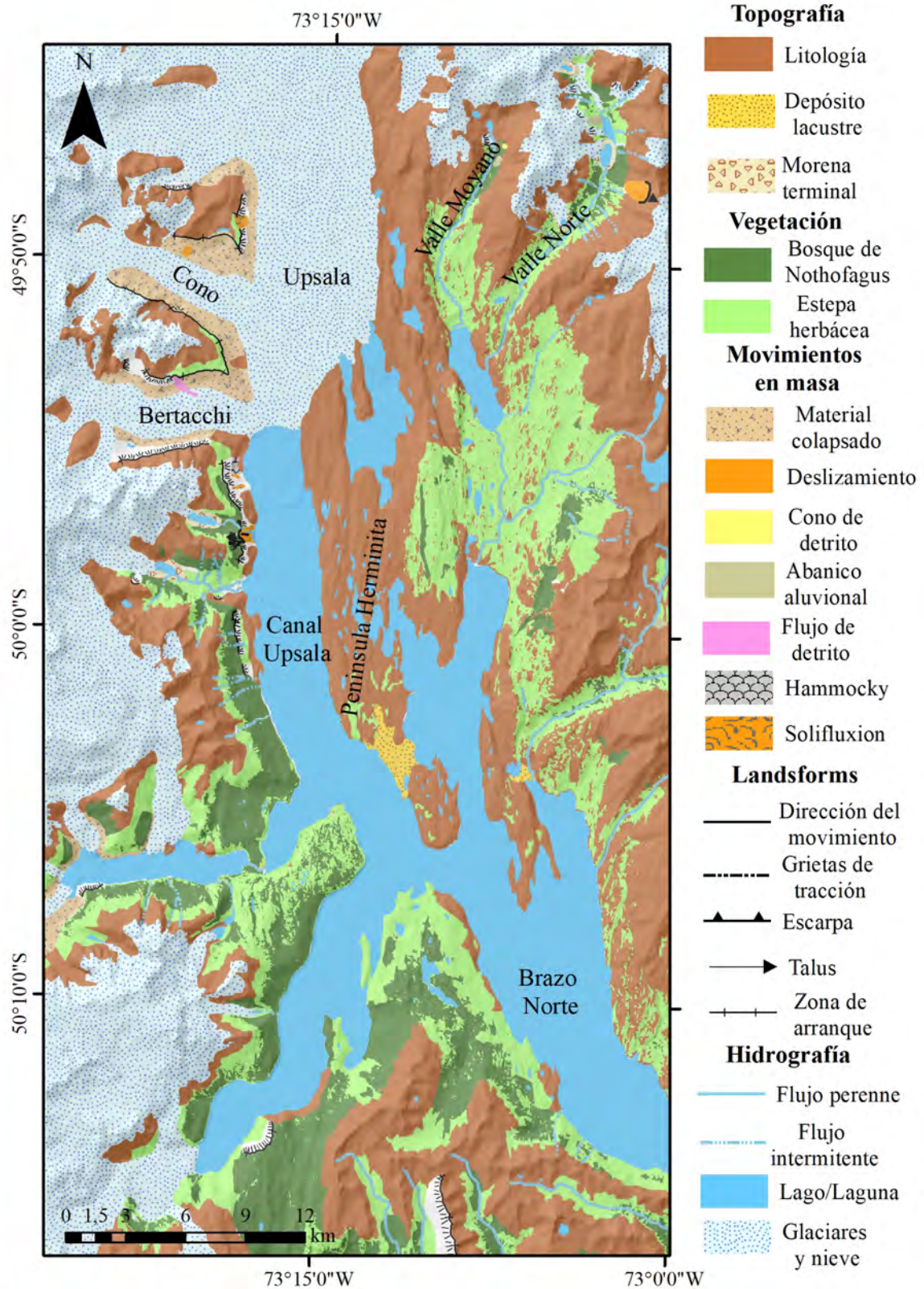


Figura 1. Geomorfología paraglacial, asociada a los procesos de inestabilidad de laderas en el Brazo Norte del Lago Argentino, Campo de Hielo Patagónico Sur, Argentina.



Bibliografía:

McColl, S. T. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153–154: 1–16.

Moragues, S., Lenzano, M.G., Lo Vecchio, A., Falaschi, D., y Lenzano, L. 2018. Surface velocities of Upsala glacier, Southern Patagonian Andes estimated by mean of cross correlation satellite imagery: 2013-2014 period. *Andean Geology* 45(1): 87-103.

Skvarca, P., De Angelis, H., Naruse, R., Warren, C.R. y Aniya, M. 2002. Calving rates in fresh water: New data from southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 34: 379–384.

Slaymaker, O. 2009. Proglacial, periglacial or paraglacial?. *Geological Society, London, Special Publications* 320(1): 71-84.

Strelin, J., Kaplan, M., Vandergoes, M., Denton, G., y Schaefer, J. 2014. Holocene glacier history of the Lago Argentino basin, Southern Patagonian Icefield. *Quaternary Science Reviews* 101: 124-145.



GEOMORFOLOGÍA PERIGLACIAL EN LA MESETA LATORRE, PROVINCIA DE SANTA CRUZ, ARGENTINA

Bettina ERCOLANO^{1@}, Guillermina MARDERWALD², Andrea María Josefa CORONATO³, Pedro TIBERI² y Hugo CORBELLA⁴

⁽¹⁾ICASUR

⁽²⁾ICASUR - UNPA/UARG

⁽³⁾CONICET-CADIC; ICPA-UNTDF

⁽⁴⁾CONICET - MACN

^(@)bercolano@yahoo.com.ar

Palabras clave: geoformas criogénicas, Meseta Latorre, morfodinámica crio-nival

La meseta Latorre se localiza en el extremo SO de la provincia de Santa Cruz, al pie de los Andes Patagónicos, a una latitud de 51° 31' S. Con cotas que varían en torno a los 1070 y 700 m s.n.m., constituye el nivel topográfico más elevado de la margen N de la cuenca alta del río Gallegos. En este trabajo se dan a conocer los rasgos criogénicos que allí se presentan a fin de contribuir al conocimiento del ambiente periglacial extraandino en el S de Santa Cruz.

El relevamiento de campo con el apoyo del análisis visual de imágenes satelitales de mediana y alta resolución permitió determinar la distribución de las geoformas. El análisis multitemporal de imágenes satelitales fue la herramienta utilizada para realizar inferencias climáticas.

El clima de la región es frío y subhúmedo con marcada influencia de los vientos del O. Se carece de datos meteorológicos propios del área de estudio que permitan explicar la actividad de las formas criogénicas halladas. Sin embargo es numerosa la información que documenta la presencia de nieve en la meseta durante el invierno. Con el fin de determinar visualmente tanto la permanencia como la extensión de la cobertura nival, se consultaron las imágenes satelitales del período comprendido entre mitad de los años 80 y la actualidad, incluidas en distintos servidores. Si bien la información obtenida fue discontinua por la frecuente cobertura de nubes, se pudo establecer con certeza que entre junio y octubre la meseta permanece total y permanentemente cubierta por nieve. Este lapso puede extenderse entre abril y noviembre para la mayor parte del período analizado incluso 1998 y 2016, años con valores máximos de temperatura media en el planeta.

La meseta posee una escarpa continua con pendientes moderadas a fuertes al N, O y S (13° a 25°), similares a las laderas de valles que atraviesan la meseta de N a S. El E es más tendido (3°) y muestra intensa disección fluvio-glacial reléctica. La cumbre es subhorizontal a excepción del flanco occidental con pendientes suaves a moderadas (4° - 8°). En el tramo cuspidal es donde se presentan las geoformas que aquí se estudian. Los materiales involucrados son las unidades glaciogénicas que coronan la meseta y se apoyan en forma discordante sobre las sedimentitas miocenas de la Formación Santa Cruz. La vegetación que se arraiga a este sustrato responde a condiciones de tundra; gramíneas y arbustos leñosos forman mantos continuos o parches entre sedimento expuesto mientras que en los humedales la vegetación forma "cojines" (Roig 1998). La asociación de geoformas criogénicas observadas es la siguiente: lenguas y lóbulos de soliflucción, guirnaldas de soliflucción escalonadas con mallines asociados y círculos de piedra.

- Lenguas de soliflucción: se desarrollan en las pendientes más fuertes orientadas al O y carentes de vegetación (escarpa O de la meseta y las laderas de valles N a S). Son formas estrechas y alargadas formadas por bloques y gravas glaciogénicas bien redondeadas desprovistas de material fino intersticial.

- Terrazuelas de soliflucción: tienen una amplia distribución tapizando regularmente las suaves pendientes con vegetación gramínea del faldeo oriental de la meseta.

- Guirnaldas de soliflucción escalonadas con mallines asociados: se localizan en los sectores con mayor pendiente de la cumbre y con orientación al E. Se asocian a un sustrato de till. Se las observa como festones delimitados por bloques con vegetación en cojín. En su parte posterior la superficie está aterrazada. En favor de estas terrazas evolucionan mallines alargados en sentido N-S. El borde es recto al O, sugiriendo algún control por parte de los estratos de la subyacente formación Santa Cruz, mientras que el E es lobulado.

-Círculos de piedra: este tipo de suelos ordenados conforman redes en los sectores subhorizontales de la cumbre donde aflora la unidad de till. Los círculos tienen diámetros variables entre 3 y 4,5 m. Están delimitados por bloques redondeados de varios decímetros de diámetro que encierran un sector central con material más fino y vegetación degradada. Algunos bloques se encuentran verticalizados por la acción del hielo acicular que además sobreeleva la parte central de los círculos y levanta las raíces de las plantas provocando su muerte (Corte 1955). Las guirnaldas parecen originarse por deformación de los círculos en zonas con pendiente mayores.



Las geoformas presentes en la meseta Latorre están sujetas a una morfodinámica crio-nival que las mantiene activas en relación con ciclos estacionales de congelamiento y descongelamiento. Las observaciones realizadas permiten confirmar que la meseta Latorre se encuentra comprendida en un ambiente periglacial por encima de los 700 m s.n.m.

Bibliografía:

- Corte, A. E. 1955. El congelamiento del suelo. *Revista Argentina de Agronomía*, 22 (3): 121-133.
- Roig, F.A. 1998. La vegetación de la Patagonia. En: Correa, M (Ed.). *Flora Patagónica*. INTA Colección Científica, Tomo VIII, Parte I, pp:48-154. Buenos Aires.



GLACIACIONES ALPINAS EN SIERRA BAGUALES (50° S), CARACTERIZACIÓN BASADA EN EL MAPEO GEOMORFOLÓGICO E ÍNDICES MORFOMETRICOS DE CIRCOS GLACIALES

José ARAOS¹@

⁽¹⁾Departamento de Geografía. Facultad de Ciencias Sociales. Universidad Alberto Hurtado.

@jose.araos@gmail.com

Palabras clave: Sierra Baguales, glaciación alpina, morfometría

El cordón montañoso de Sierra Baguales (Región de Magallanes) corresponde a una estribación de los Andes Australes ubicada en la zona de circulación de los Vientos del Oeste y topográficamente aislada del Campo de Hielo Sur. Dado que alberga glaciares activos y geoformas relictas de carácter alpino, representa un laboratorio natural único para la descripción e interpretación de la geomorfología glacial y la identificación de los factores de control que operaron en el desarrollo de glaciaciones locales, aledañas al principal cordón andino, y que posiblemente presentaron respuestas individuales frente a los cambios ambientales posteriores al Último Máximo Glacial. Para esta estribación andina, se elaboró mediante fotointerpretación de fotos aéreas, análisis de imágenes satelitales y control de terreno, el primer mapa de su geomorfología glacial y periglacial. Utilizando además métodos estadísticos sencillos y multivariados, se analizó la morfometría de 143 circos glaciales, distribuidos entre margen este del Campo de Hielo Sur y el sector oriental de Sierra Baguales. La caracterización del desarrollo de los circos glaciares identificados en Sierra Baguales se basó en el mapeo geomorfológico, los resultados del análisis morfométrico y trabajo de campo, incorporándose además las variables índice de resistencia geológica y gradiente de precipitación regional del área de estudio. Basándose en evidencia geomorfológica e índices de la proporción del área de acumulación de los glaciares que se emplazaron en esta estribación andina, se estimó la fluctuación en la elevación de la línea de equilibrio altitudinal. Tal fluctuación se utilizó además para reconstruir las variaciones pasadas en la temperatura del área de estudio, basándose en un gradiente atmosférico promedio. Los resultados obtenidos permiten inferir que en Sierra Baguales es posible reconocer dos niveles de glaciación que presentan un ascenso altitudinal hacia el este. La distribución espacial y elevación de tales niveles de glaciación están controladas por factores tectónicos, litológicos, el gradiente de precipitaciones y el contraste climático este (marítimo templado) - oeste (seco frío). El nivel de glaciación inferior comprende amplios circos glaciales, distribuidos en las zonas más bajas de los valles principales del área de estudio. Estos circos no presentan evidencia actual de procesos nivales o glaciales y han sido sujetos a erosión fluvial y procesos gravitacionales. Este nivel puede asociarse presumiblemente al avance de los glaciares efluentes de la Capa de Hielo Patagónica durante el Holoceno, y posiblemente desde el Último Máximo Glacial estuvieron parcial o totalmente cubiertos de hielo. El nivel de glaciación superior está conformado por circos glaciales localizados al este del Campo de Hielo Sur y fundamentalmente en la sección oriental del Sierra Baguales, su tamaño se reduce progresivamente hacia el este, debido presumiblemente a la mayor resistencia litológica y al gradiente de precipitaciones regional. Estos circos presentan evidencia de morrenas laterales y frontales asociadas a glaciares alpinos, algunos de los cuales se encuentran actualmente activos. Los circos glaciares de Sierra Baguales muestran además una tendencia al desarrollo isométrico, lo que podría indicar que el proceso de deglaciación aparentemente ocurrió de forma rápida y continua, donde la línea de equilibrio altitudinal en promedio experimentó un ascenso de alrededor de 400 metros luego de la mayor extensión del hielo. Considerando la fluctuación en la elevación de la línea de equilibrio altitudinal se logró estimar que durante la última transición glacial - interglacial, la temperatura atmosférica local era aproximadamente $3,8 \pm 0,8^{\circ}$ C más fría que en la actualidad, posteriormente las temperaturas se mantuvieron más bajas en relación al contexto regional, fundamentalmente por el clima frío y seco prevaleciente al interior del continente, favoreciendo la actual presencia de glaciares alpinos en los sectores más elevados de Sierra Baguales.



HACIA UNA RECONSTRUCCIÓN DE LAS FLUCTUACIONES GLACIALES DEL LOBULO SENO SKYRING

María Paz LIRA^{1@}, Juan GARCIA², Hans FERNÁNDEZ NAVARRO² y Gabriel GÓMEZ SZMULEWICZ³

⁽¹⁾Laboratorio Periférico Pilauco, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile

⁽²⁾Instituto de Geografía Pontificia Universidad Católica de Chile

⁽³⁾Magister en Paleontología, Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

^(@)mpazlira@gmail.com

Palabras clave: geomorfología glacial, Último Máximo Glacial, Patagonia

En Patagonia Sur persisten los registros geomorfológicos que muestran los periodos glaciales con distintas fluctuaciones que experimentó el hielo, permitiendo entender la historia climática del Cuaternario. En la Región de Magallanes (Chile) a los 52°28' S se encuentra la cuenca del lóbulo glacial del Seno Skyring, inmediatamente al norte del lóbulo del Seno Otway y al sur del lóbulo Última Esperanza y Torres del Paine, ya descritos y estudiados (e.g., Kaplan et al. 2008; Sagredo et al. 2011; García et al. 2018; entre otros), obteniendo diferencias en la cronología del Último Máximo Glacial local (UMGI). No obstante, en el Seno Skyring no se han establecido edades para los diferentes avances glaciales, lo cual evidencia un vacío de información que impide entender las diferencias de las respuestas de los hielos en esta zona. El objetivo de este trabajo es determinar la cronología de los diferentes avances del lóbulo glacial de Seno Skyring reflejados en los cinturones morrénicos. En esta contribución se presentan resultados preliminares, además del método a utilizar para la datación de los diferentes avances.

La metodología utilizada consistió en la identificación de cordones morrénicos a través de análisis de fotografías aéreas, seguido de un mapeo geomorfológico en terreno que permitió entender parte de los procesos de avance y retroceso del hielo en las distintas secciones del lóbulo. Para datar los avances glaciales se aplicaron nucleidos cosmogénicos de Berilio ¹⁰Be en una población representativa cercana a 10 bloques erráticos por cordón morrénico. El muestreo de terreno, realizado en enero de 2018, consistió en la obtención de material proveniente de la sección superior de cada bloque. Los bloques escogidos tienen una litología rica en cuarzo, se ubican en posiciones estables en las crestas de las morrenas o muy próximos a éstas y presentan evidencias de exposición prolongada a condiciones atmosféricas, como marcas de erosión eólica. Para complementar las fechas obtenidas de los avances glaciales en morrenas, se recolectaron guijarros en la superficie de llanuras fluvio-glaciales (*outwash*) asociadas a los diferentes cinturones morrénicos. Los guijarros presentan caras barnizadas y ventifacteadas por todas sus lados (Hein et al., 2017). Para evaluar posible herencia de ¹⁰Be en los clastos del *outwash*, se colectó material de una cantera ubicada dentro del *outwash*, a 3 m de profundidad.

Como resultados, se reconocieron tres cordones morrénicos, ubicados al este y noreste del Seno Skyring. Las Morrenas I, II y III, se localizan a ~162 km, 160 km y 117 km respectivamente, de los glaciares que hoy en día persisten en la zona de alimentación que corresponde a la Cordillera Riesco. En el congreso se discutirán resultados geomorfológicos y de las muestras de ¹⁰Be, además de una discusión morfo estratigráfica en base a trabajos preexistentes.

La obtención de cuarzo puro desde las muestras de rocas se realizó en el laboratorio de la Universidad Católica de Chile. Las muestras actualmente se encuentran en el laboratorio de Edinburgo para la extracción del ¹⁰Be desde el cuarzo para su posterior su datación.

Bibliografía:

- García, J.L., Hein, A.S., Binnie, S.A., Gómez, G.A., González, M.A. y Dunai, T.J. 2018. The MIS 3 maximum of the Torres del Paine and Última Esperanza ice lobes in Patagonia and the pacing of southern mountain glaciation. *Quaternary Science Review* 185: 9-26.
- Hein, A.S., Coge, A., Darvill, C.M., Mendelova, M., Kaplan, M.R., Herman, F., Dunai, T.J., Norton, K., Xu, S., Christl, M. y Rodés, Á. 2017. Regional mid-Pleistocene glaciation in central Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 164: 77-94.
- Kaplan, M.R., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Hulton, N.R. J., Kubik, P.W. y Freeman, S.P.H.T. 2008. Southern Patagonian glacial chronology for the Last Glacial period and implications for Southern Ocean climate. *Quaternary Science Reviews* 27(3): 284-294.
- Sagredo, E.A., Moreno, P.I., Villa-Martínez, R., Kaplan, M.R., Kubik, P.W. y Stern, C.R. 2011. Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52 S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology* 125(1): 92-108.



UNA NUEVA CARTOGRAFÍA DE LA GEOMORFOLOGÍA GLACIAL Y PERIGLACIAL DE LOS ANDES ENTRE LOS 39° Y 41° S: IDENTIFICACIÓN DE SITIOS ÚTILES PARA DESARROLLAR CRONOLOGÍAS GLACIARES EN LOS ANDES CENTRO SUR

José ARAOS¹@

⁽¹⁾Departamento de Geografía. Facultad de Ciencias Sociales. Universidad Alberto Hurtado.

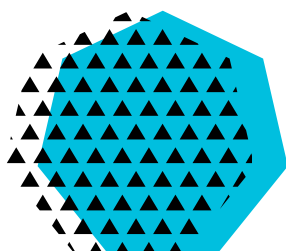
@jose.araos@gmail.com

Palabras clave: depósitos glaciares, Andes centro sur, reversión fría antártica

La reconstrucción de las características climáticas y el comportamiento de los glaciares, durante el Pleistoceno-Holoceno en la sección austral de Sudamérica constituye una temática de investigación no exenta de debate, principalmente, debido a la existencia de vacíos de información en la reconstrucción espacial y temporal de los pasados avances y retrocesos glaciares en latitudes medias de Sudamérica y Patagonia, además de la variabilidad que presentan las cronologías existentes a la fecha, en función de los sitios y de las pruebas analizadas. Consecuentemente la determinación del desplazamiento latitudinal de eventos fríos a lo largo de Los Andes aun presenta varias interrogantes, particularmente el alcance septentrional de un episodio de enfriamiento denominado Reversión Fría Antártica. De esta forma el área de estudio comprendida en la presente investigación, flancos occidental y oriental de la cordillera de Los Andes entre los 39° y 41° S representa un sector clave para esclarecer el alcance espacial y temporal de este episodio frío hacia la zona centro sur de Los Andes. En esta región actualmente se está desarrollando una investigación que inicialmente pretende reconstruir la localización y distribución espacial de los glaciares que se emplazaban en las inmediaciones del macizo Andino durante el Pleistoceno-Holoceno, e Identificar sitios aptos para el posterior muestreo y datación de depósitos útiles para desarrollar nuevas cronologías glaciares en los Andes meridionales. El desarrollo de la investigación contempla inicialmente el mapeo, descripción e interpretación de la geomorfología glacial entre los 39° y 41° S mediante el uso de fotografías aéreas verticales, imágenes satelitales Landsat TM y ETM Plus, además de modelos de elevación digital ASTER Global Digital Elevation Model. Las fotografías aéreas fueron analizadas estereoscópicamente utilizando un estereoscopio de escritorio, la información obtenida fue traspasada a cartografía regular, para posteriormente ser digitalizada. Por otra parte las imágenes satelitales fueron procesadas utilizando combinaciones apropiadas de bandas y procedimientos estándar para la equalización del contraste e histograma de frecuencias. Para el análisis de las imágenes satelitales y el ploteo del relieve interpretado se utilizó un Sistema de Información Geográfica (SIG), donde el mapeo geomorfológico se contrastó con un modelo digital de elevación para obtener un apropiado contexto topográfico. Los rasgos de la geomorfología glacial y periglacial mapeados y georreferenciados se han ingresado a un SIG de código abierto (QGIS) donde es posible visualizar y obtener información de los siguientes rasgos: glaciares, circos glaciares, topografía morrenica, topografía lobulada, y sandurs. Para el flanco occidental de Los Andes los rasgos morfológicos asociados a la acción glacial se encuentran distribuidos entre los lagos y los principales volcanes del cordón Andino evidenciando la acción de glaciaciones alpinas emplazadas sobre los 1.300 m s.n.m. Por otra parte el flanco oriental de Los Andes los rasgos morfológicos asociados a la acción glacial presentan una mayor extensión espacial, emplazándose desde el cordón andino hasta la zona de piedemonte, donde los depósitos morrenicos pueden considerarse evidencia del trabajo erosivo de glaciares de valle. Ambos flancos de la cordillera presentan sitios potencialmente interesantes para establecer un programa de muestreo, no obstante los métodos de datación deberán adaptarse a la configuración geomorfológica, el tipo de depósitos identificados y a la logística de acceso a los sitios identificados. Preliminarmente los sitios emplazados en el flanco oriental presentan mejores condiciones de accesibilidad y los depósitos morrenicos se perfilan como buenos candidatos a datación mediante isotopos cosmogénicos, mientras que en el flanco occidental los depósitos se encuentran en sectores con condiciones de accesibilidad más complejas y eventualmente se deberían considerar otras metodologías de datación complementarias a los isotopos cosmogénicos.

Sesión 9

Geomorfología Litoral



Coordinadoras:

María Paula Bunicontro (IGEBA, UBA)

Diana Cuadrado (IADO, UNS)



ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO LITORAL Y CARACTERIZACIÓN GRANULOMÉTRICA EN CALETA DE LOS LOROS, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Yanina Noé BENITEZ^{1@}, Marcela CIOCCALE¹, Sabrina ROUZAUT¹ y Gabriella Margherita BORETTO²

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba

⁽²⁾CICTERRA (CONICET-UNC)

^(@)benitez_yanina@hotmail.com

Palabras clave: geoformas costeras, Caleta de los Loros, Holoceno

Caleta de los Loros, 40°59' – 41°00' LS y 64°10' – 64°04' LO, es uno de los más interesantes rasgos geomorfológicos de la costa del Golfo San Matías, en el sector norte de la patagonia argentina, conformando una entrada de mar que tanto por su morfología como por los fenómenos dinámicos que la dominan puede ser clasificada como una “boca de mareas” (Del Río y Colado 1999). En este ambiente tres espigas de edad holocena se destacan (Sander *et al.* 2018), las mismas evidencian un patrón de crecimiento de este a oeste. Los objetivos de este trabajo son (1) comprender el desarrollo del paisaje costero, distinguiendo geoformas de erosión y de acumulación, (2) caracterizar las geoformas mediante análisis granulométrico.

Para efectuar el estudio geomorfológico se utilizaron modelos de elevación digital SRTM de 90 m de resolución y Alos Palsar de 12,5 m, imágenes satélites ESRI y de Google Earth Pro, llevando a cabo el procesamiento mediante Quantum GIS y Global Mapper. El mapeo obtenido fue cotejado “*in situ*” para obtener un control adecuado de las geoformas identificadas. Asimismo, durante la campaña se recolectaron muestras de sedimentos de cada unidad. En laboratorio se efectuó el análisis granulométrico empleando tamices ASTM N° 4-10-18-35-60-120 y 230. Los resultados obtenidos para cada sector se representaron gráficamente en escala de phi mediante gráficos de barras y diagramas de frecuencia acumulada. A partir de estos últimos, y para cada caso, se interpretaron los mecanismos de transporte involucrados en la movilización de diferentes subpoblaciones siguiendo los criterios de Visher (1969), y se calcularon porcentajes relativos de cada subpoblación respecto a la muestra total, valorando los tamaños de los diferentes percentiles. También se llevó a cabo el análisis estadístico que consistió en el cálculo de la media y mediana, medidas de selección, asimetría y agudeza. Para la determinación de esos parámetros granulométricos se utilizaron los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1957).

A partir del análisis geomorfológico se distinguen geoformas costeras tales como médanos, planicies y canales de mareas, espigas, salitrales, playas abiertas al Golfo San Matías, berma, cordones y terrazas litorales. El análisis granulométrico obtenido de cada unidad permite su caracterización sedimentológica. Todas las poblaciones correspondientes a los sectores estudiados presentan, a su vez, tres subpoblaciones: una pertinente a los valores de -2-1 phi, con truncamientos internos que corresponden a los cambios de intensidad del oleaje según el tiempo o mezcla de materiales de distintas áreas de aporte, otra que representa a la mayor fracción granulométrica, cuyos valores de phi varían entre 2-3, y la última subpoblación en suspensión para los diámetros comprendidos entre 4-5 phi. Por ejemplo, las arenas de la *playa frontal* se caracterizan por ser mal seleccionadas, muy leptocúrticas y muy asimétricas negativas; las de la *playa distal* son arenas moderadamente seleccionadas con una agudeza muy platicúrtica y muy asimétricas positivas. Las muestras obtenidas de las tres *espigas* denotan una predominancia de material fino y le siguen en abundancia las arenas medianas. La distribución que predomina es la polimodal.

El mapa geomorfológico permite distinguir diferentes geoformas costeras de las cuales se destacan tres espigas aterrazadas que constituyen el rasgo más conspicuo de Caleta de los Loros. Estas geoformas se desarrollan sobre un tramo de costa rectilínea donde ocurre un cambio brusco de dirección. En esta situación la deriva litoral transporta y deposita los materiales prolongando la línea de costa. Se observa que las espigas se curvan mostrando la parte convexa en dirección al mar por efecto de la difracción de olas. Los sedimentos que se acumulan en estos lugares se depositan porque son arrastrados desde las aguas poco profundas hasta un entorno de menor energía, como son las aguas más profundas de la bahía. Los análisis granulométricos caracterizan a cada geoforma y muestran variaciones entre los diferentes sectores, situación esperable por las diferentes condiciones energéticas.



Bibliografía:

- Del Río y Colado, 1999. Ambientes sedimentarios actuales de la Caleta de los Loros, Provincia de Río Negro, República Argentina, 15(1): 35-44.
- Folk, R.L. y Ward, O.C. 1957. Brazos River bar: a study of the significance of grain size parameters: Journal of Sedimentary Petrology, 37:514-521.
- Sander et al., 2018, Chronology and late-Holocene evolution of Caleta de los Loros, NE Patagonia, Argentina. The Holocene, 095968361877147.
- Visher, G.S. 1969. Grain size distribution and depositional processes: Journal of Sedimentology and Petrology, 39: 1074-1106.



ARCO NATURAL TRUNCADO, PALEOACANTILADO LITORAL MARÍTIMO, MIOCENO TARDÍO -PLIOCENO TEMPRANO, ITÁ PYTÁ PUNTA, ASUNCIÓN, PARAGUAY

Moisés Alejandro GADEA VILLALBA^{1@}, Christian Fernando COLMAN¹, Yennifer SARUBBI JACKS², Sergio D. RIOS³ y
Matias TONDO⁴

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad Nacional de Asunción

⁽²⁾Proyecto Paisajes Gondwánicos del Paraguay Oriental. Departamento de Geología. FACEN - CONACYT

⁽³⁾Departamento de Arqueología y Paleontología. Secretaría Nacional de Cultura

⁽⁴⁾Geólogo consultor en Itagro S.A

^(@)moi7moses@yahoo.com

Palabras clave: Formación Itapytapunta, arco natural, Mar Chaqueño

La geoforma más destacada de la ciudad de Asunción es el barranco de Itá Pytá Punta, también referido como *Itapytapunta*. Las areniscas de la Fm. Itá Pytá Punta corresponden al sustrato de la mayor parte de la ciudad de Asunción, (Gómez Duarte 1991). Dicha formación geológica se depositó como techo del denominado Grupo Asunción, de edad Cretácico tardío-Cenozoico temprano. Estas areniscas fueron intruidas por las rocas volcánicas del Cerro Lambaré, con una edad de $48,9 \pm 2,2$ Ma, Eoceno, (Comin-Chiaramonti *et al.* 1991). Esta circunstancia permite establecer que estas areniscas son de mayor antigüedad que el mencionado cuerpo intrusivo, es decir, del Cretácico tardío o Paleoceno. A fines del Oligoceno y durante el Mioceno temprano-medio, el continente sudamericano fue afectado por eventos tectónicos y eustáticos los cuales permitieron la expansión del Océano Atlántico a la Cuenca Pampeana y a la Mesopotamia Oriental, generando un engolfamiento de grandes dimensiones. Este evento es conocido como "*Mar Paranaense*", "*Mar de Bravard*" y "*Mar Chaqueño*", (Aceñolaza 2004). El presente trabajo realiza la comparación morfogenética del acantilado de Itá Pytá Punta con respecto a los acantilados con forma de "Cabeza de elefante", lo cual implica que dicho acantilado se encuentra fuera de contexto con relación a los factores ambientales y morfogenéticos actuales.

El acantilado de Itá Pytá Punta se encuentra asociado en la actualidad a la acción erosiva del río Paraguay, lo cual podría suponer una relación genética con el modelado fluvial. Sin embargo, el emplazamiento de esta geoforma no coincide con la dirección preferencial de flujo del río Paraguay. De haber sido el modelado fluvial el responsable de la génesis de esta peculiar geoforma, la dirección preferencial tendría una orientación paralela a dicho río y por ende, el acantilado tendría otra disposición espacial. Por lo tanto, el origen de esta geoforma puede explicarse por el modelado geomorfológico erosivo en un ambiente litoral marítimo, el cual se encontraba en retroceso en dirección NO-SE.

Los acantilados, debido a los procesos erosivos a los cuales son sometidos por la acción del oleaje, originan cuevas marinas en zonas de debilidad. Si estos procesos continúan se generan grandes gargantas o hendiduras y estos procesos pueden dar lugar a las geoformas conocidas como "arcos naturales", exclusivos de ambientes marinos costeros, (Gutierrez 2008). Aún se desconoce el grado de intervención del "Mar Chaqueño" en la formación de la gruta en el ámbito del acantilado; sin embargo, se lo considera como el principal precursor por su capacidad de denudación sobre un material relativamente blando; y una vez iniciado el proceso de regresión marina, los procesos involucrados en el aumento del diámetro de la abertura pudieron haber estado ligados a eventos erosivos fluviales propios del río Paraguay, el cual apareció luego de un hiato temporal prolongado después de la retirada de las aguas del "Mar Chaqueño".

Considerando las dataciones radiométricas obtenidas en el cuerpo intrusivo "Cerro Lambaré", es posible inferir que las areniscas de la Fm. Itá Pytá Punta son más antiguas que dicho intrusivo, es decir, Cretácico Superior o Paleoceno, y los registros de yacimientos de sal reportados en la zona de Lambaré, Yukyty, Banco San Miguel y Arecayá, estas evidencias nos permiten considerar que durante el Mioceno medio-tardío, la ciudad de Asunción en sus límites occidentales y las demás zonas aledañas al Chaco Oriental se encontraban cubiertas por una transgresión marina, (Miraglia 1965). Es posible, entonces, suponer que los procesos de erosión propios del "Mar Chaqueño" mermaron su actividad durante la regresión y consecuentemente se produjo la interrupción del proceso de la formación del "Arco Natural" en el lapso Mioceno tardío-Plioceno. Se puede concluir infiriendo que el origen y modelado principal del acantilado Itá Pytá Punta guarda una relación estrecha con el litoral marino asociado a la presencia del "Mar Chaqueño", cuando se originó una pequeña hendidura o gruta en el cabo por erosión marítima diferencial en la base de sus flancos, en la extensión de una de sus fracturas principales y subsecuente conexión entre ambas por socavamiento continuo de material, confirniéndole de este modo el aspecto de "cráneo de elefante" observado desde ambos perfiles laterales. Esta



morfología señala estadios de desarrollo intermedios en la formación de “Arcos Naturales” en el paleolitoral marítimo del “Mar Chaqueño”.

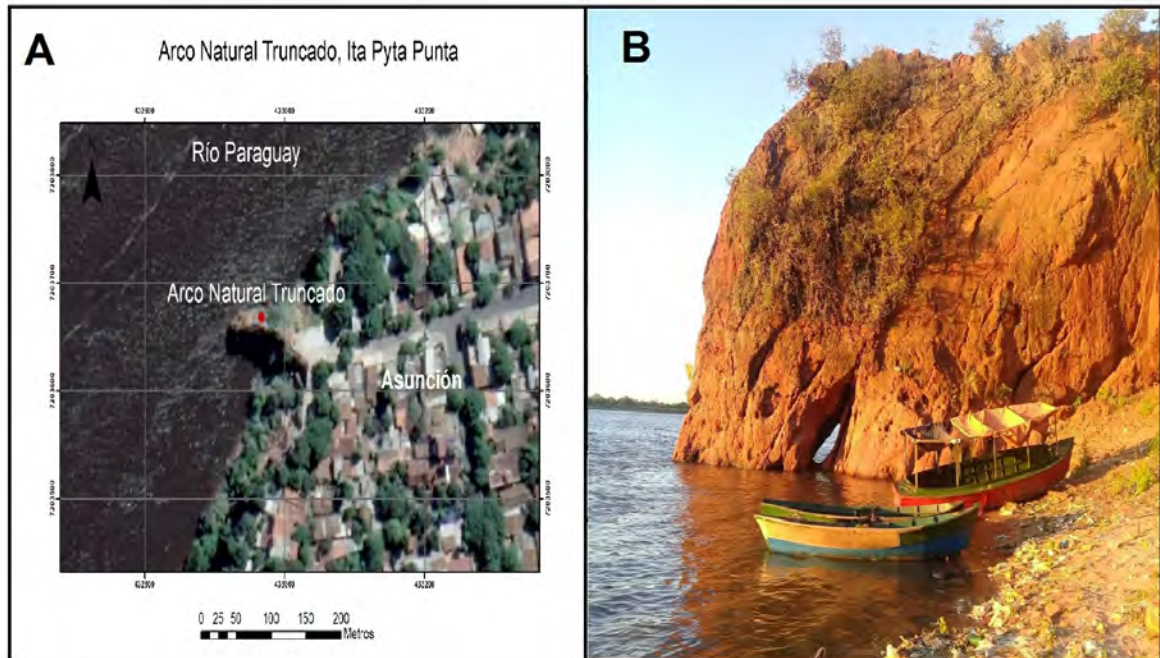


Figura 1. A) Imagen Satelital del Arco Natural Truncado, ubicado en el margen oriental del río Paraguay, observándose su disposición transversal con respecto al flujo hidráulico del río. B) Fotografía lateral del Arco Natural Truncado, donde se observa una cueva formada por la acción de procesos erosivos, el cual señala estadios iniciales de la formación de los arcos naturales.

Bibliografía:

- Aceñolaza, F.G. 2004. Paleobiogeografía de la Región Mesopotámica. Revista del INSUGEO, Misceláneas 12: 25 – 30.
- Comin-Chiaramonti, P., Civetta, L., Petrini, R., Piccirillo, E., Bellieni, G., Censi, P., Bitschene, P., Demarchi G., De Min, A., Gomes, C., Castillo, A.M. y Velázquez, J.C. 1991. Tertiary Nephelinitic Magmatism in Eastern Paraguay: Petrology, Sr-Nd Isotopes and Genetic Relationships with Associated Spinell-Peridotite Xenoliths. European Journal Mineral 3: 507 – 525.
- Gómez Duarte, D. 1991. Consideraciones Morfoestructurales y Estratigráficas de la Antiforma de Asunción y su Relación con la Exploración de Aguas Subterráneas. 1er. Simposio sobre Aguas Subterráneas y Perforación de Pozos en el Paraguay. Casa de la Cultura 131-146, Asunción. Paraguay.
- Gutiérrez, M. 2008. Geomorfología. Pearson Education S.A. 920 p., Madrid.
- Miraglia, L. 1965. Vulcanismo Postpliocenico del Paraguay. Revista de la Sociedad Científica del Paraguay. Tomo 7, N°2: 1-52.



BATIMETRIA E PROCESSOS SEDIMENTARES EM AMBIENTE LAGUNAR: MARICÁ, RIO DE JANEIRO, BRASIL

André Luiz CARVALHO DA SILVA^{1@}, Carolina Pereira SILVESTRE², Maria Augusta MARTINS DA SILVA², José Antonio BAPTISTA NETO² y Sérgio Cadena de VASCONCELOS³

⁽¹⁾Universidade do Estado do Rio de Janeiro

⁽²⁾Universidade Federal Fluminense

⁽³⁾Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro

^(@)andrelsilvageouerj@gmail.com

Palabras clave: morfologia de fundo, sedimentação, sistema lagunar de Maricá

Este estudo objetiva caracterizar a morfologia e compreender os processos sedimentares da Lagoa de Maricá, município de Maricá (estado do Rio de Janeiro) (Fig. 1A-D). A geomorfologia da planície costeira de Maricá é caracterizada pela presença de falésias formadas pelo embasamento Pré-Cambriano e por dois sistemas barreira-laguna: um formado no Pleistoceno, constituído pelas Lagoas de Maricá, Barra, Padre e Guarapina, e pela barreira localizada ao sul dessas lagoas; e o outro durante o Holoceno, composto por uma série de pequenas lagoas colmatadas e pela barreira atual (Silva *et al.* 2014). Os sistemas lagunares são corpos d'água rasos, geralmente paralelos à linha de costa e que podem estar conectados ao oceano por um ou mais canais de maré, permanecendo abertos, pelo menos de forma intermitente. As dimensões e formas das lagoas estão diretamente relacionadas à morfologia preexistente, a maneira como as barreiras arenosas se desenvolvem e a atuação dos processos de erosão e deposição, desde o início de sua formação (Kjerfve 1994).

Foram adquiridos dados de batimetria e coletadas 72 amostras de sedimentos das margens e fundo lagunar para diversas análises. A morfologia de fundo foi caracterizada com o ecobatímetro modelo SONARMITE v3, fixado a lateral de um bote inflável. Os dados foram georreferenciados com um DGPS (Differential Global Positioning System) modelo GTR-G2, fixado na mesma haste do transdutor do ecobatímetro. Os sedimentos lagunares foram coletados com o amostrador Van Veen dentro da lagoa e ao longo das margens. A granulometria dos sedimentos finos (silte e argila) foi realizada pelo método de difração de laser no equipamento Granulômetro Malvern Mastersizer 2000. Para os sedimentos grossos (areias e cascalhos) foi empregado o método de análise digital de imagens, com o equipamento CAMSIZER. Os dados foram processados e classificados no programa GRADISTAT 2007, com base em Folk e Ward (1957). O teor de matéria orgânica foi obtido pelo método de perda de peso por ignição (mufla) para os sedimentos finos; pela queima por peróxido de hidrogênio (H₂O₂) para os grossos (Schumacher 2002). Foram selecionadas 26 amostras objetivando a análise morfoscópica com base na classificação proposta por Folk (1980).

A Lagoa de Maricá tem profundidade máxima de 2 metros (Fig. 1E), com variações decorrentes de chuvas fortes e prolongadas que podem elevar o nível d'água em 0,5 m; o fundo é predominantemente plano, com exceção dos locais com afloramentos rochosos, e em forma de prato, com inclinação ligeiramente maior na face sul em relação a norte. A transição entre a margem e o fundo ocorre a cerca de 1,5 m de profundidade, com a mudança gradual de sedimentos arenosos para arenolamosos (Fig. 1E, F). A sedimentação de fundo é constituída basicamente por silte arenoso e areia siltosa, composta por quartzo e em menor proporção por feldspato, micas, minerais pesados, conchas e fragmentos de conchas (Fig. 1F-I). A formação de deltas, destaque para o delta do Rio Mumbuca, mostra o importante papel do aporte fluvial para essa laguna. Nas margens sul e oeste predominam areias grossas com grãos subarredondados e foscas, o que aponta as barreiras como área fonte e a atuação do vento no retrabalhamento e transporte para a laguna e/ou processos de sobrelavagem e correntes dentro de canais de maré. Nas margens norte e leste a presença de areias grossas e finas, angulares e subangulares, brilhosas, apontam para o embasamento local como origem desses materiais, disponibilizados inicialmente pelo intemperismo e posteriormente retrabalhados em meio aquoso. Os sedimentos cascalhosos são encontrados próximo ao canal de ligação com a Lagoa da Barra (biogênico) e a foz do Canal de São Bento (terrágeno), onde pode estar relacionado à urbanização. A concentração de matéria orgânica varia entre 0,26 e 29,58% nos sedimentos do fundo da Lagoa de Maricá (Fig. 1J), o que pode estar relacionado às áreas com hidrodinâmica baixa ou estagnada e/ou à distância em relação às fontes (esgoto, mortandade de peixes e vegetação da restinga). A sedimentação da Lagoa de Maricá sofre influência direta do regime de ventos, que durante as tempestades podem transportar sedimentos das barreiras para a laguna e gerar ondas com mais de 1 m de altura, responsáveis por remobilizar os sedimentos das margens e do fundo. Ventos, ondas, e a descarga fluvial representam hoje os principais processos atuantes na dinâmica sedimentar deste ambiente.

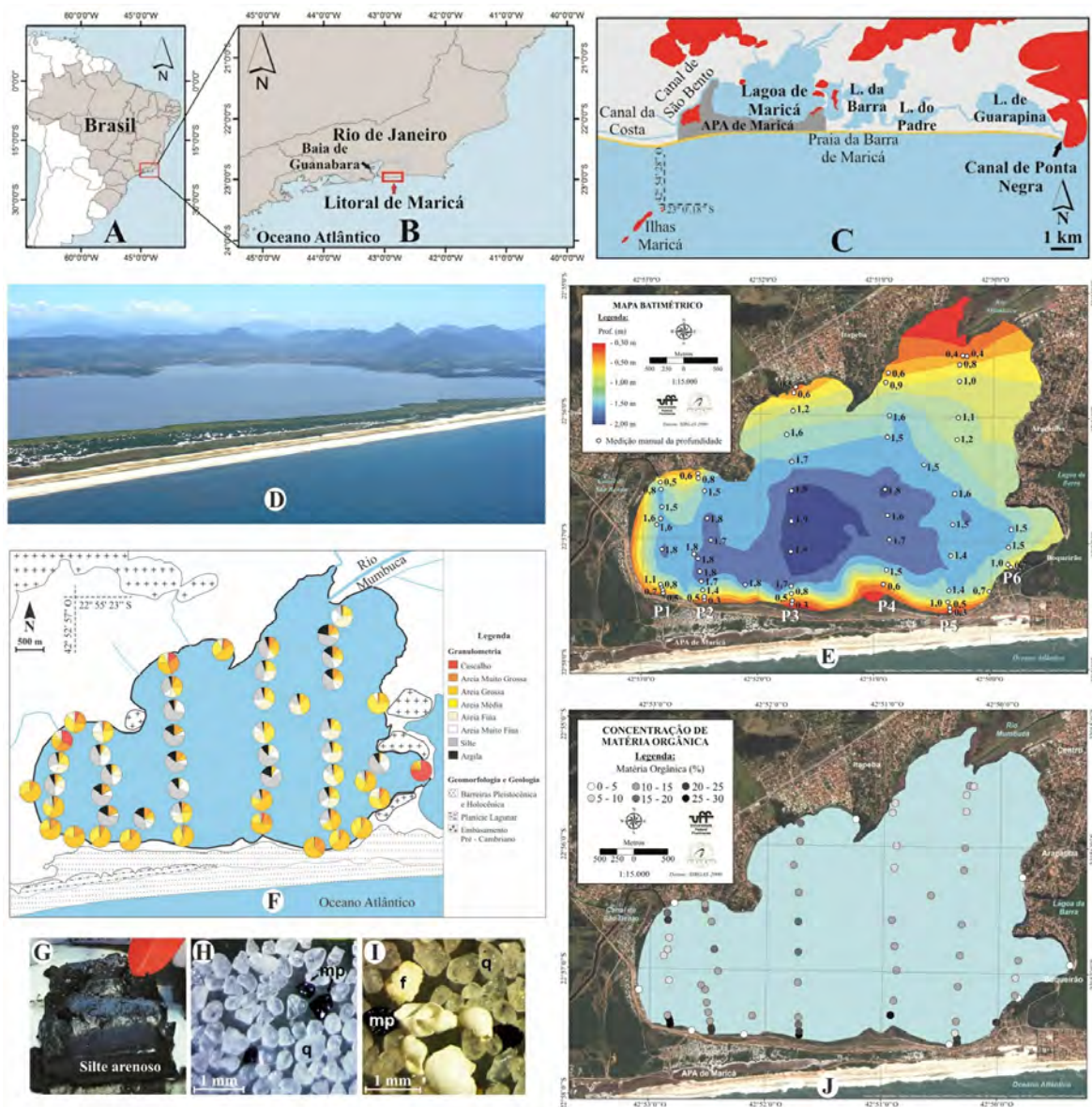


Figura 1. A-C) Localização da área de estudo. D) Lagoa de Maricá (Foto: Desirée Guichard, 2009). E) Batimetria. F) Granulometria dos sedimentos de fundo e margem da Lagoa de Maricá. G) Silte arenoso do fundo lagunar. H, I) Margem lagunar: areia quartzosa (q) grossa com conchas e feldspato (f). J) Concentração de matéria orgânica na Lagoa de Maricá.

Bibliografía:

- Folk, R.L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, 184 p., Austin.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Kjerfve, B. 1994. Coastal Lagoons. In: Kjerfve, B. (ed.) *Coastal Lagoon Processes*. Elsevier Oceanography Series 60, 8 p., Amsterdam.
- Schumacher, B.A. 2002. Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments. United States Environmental Protection Agency, 23 p., Las Vegas.
- Silva, A.L.C., Silva, M.A.M., Gamboa, L.A.P. y Rodrigues, A.R. 2014. Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 44: 191-206.



CAMBIOS DE USO DE SUELO Y SU RELACIÓN CON LA RECARGA EN EL ACUIFERO COSTERO DE MAR DEL TUYÚ, BUENOS AIRES, ARGENTINA

Lucía GÓMEZ^{1@}, Silvina CARRETERO¹ y Eduardo KRUSE¹

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (UNLP), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

^(@)luciagomez_lp@yahoo.com.ar

Palabras clave: cordón costero, uso del suelo, recarga

El litoral atlántico NE de la provincia de Buenos Aires se caracteriza por la presencia de una unidad geomorfológica, de relieve positivo y composición arenosa, denominada cordón costero. Constituye el medio hidrogeológico apto para el desarrollo del acuífero freático, que abastece de agua dulce a la población y cuya recarga se origina en la infiltración de los excesos de la precipitación. Los cambios producidos en la superficie impactan directamente en dicha recarga. Este trabajo tiene por objetivo detectar los cambios de uso de suelo en un sector del cordón costero (Mar del Tuyú) y evaluar su afectación en la recarga entre 1955 y 2017.

A partir de la utilización de un SIG, se realizaron dos clasificaciones supervisadas, una de ellas de fotografías aéreas (1955) y la otra de una imagen Landsat (2017). En el primer caso se reconocieron dos clases de uso del suelo: arena y suelo arenoso con vegetación. En 2017 se tomaron tres clases: suelo arenoso con vegetación, arena y urbano. La vegetación incluye árboles, pastizales, vegetación de bajos inundados e interdunas vegetadas. En la clase arena se encuentran dunas activas, dunas semiactivas y mantos de arena con escasa vegetación. La clase urbano abarca todo tipo de edificaciones urbanas. Se estimó un balance hidrológico para el periodo 1989-2006. A cada clase se le asignó un porcentaje de infiltración de los excesos de agua obtenidos del balance. Se considera que en la clase arena la infiltración se produce en un 100% de su superficie. Para la zona ocupada por vegetación la infiltración se reduce al 70% y para la clase urbano se le asigna un 15%.

En 1955 (Fig. 1A) se observan, de oeste a este, las unidades geomorfológicas definidas por Marcomini y Lopez (2010). Se distinguen cordones litorales de rumbo NO hacia el oeste, luego un campo de dunas inactivo formado por mantos de arena vegetados debido a las mayores condiciones de humedad, por encontrarse en el sector más bajo e inundable del área. Hacia el este continúan las dunas semiactivas con crestas y espacios interdunas totalmente vegetados. Por último, las dunas activas se desarrollan en contacto con la playa, observándose interrupciones por un incipiente trazado de calles y vegetación implantada. Estos son los primeros indicios de la modificación del paisaje natural. La clasificación supervisada (Fig. 1B) indica que el 46% (6 km²) del área total estaban ocupadas por arena y el restante 54% (7 km²) se componía de suelo arenoso con vegetación.

En 2017 (Fig. 1D) el área ocupada por arena es 13% (1,7 km²). No es posible reconocer (Fig. 1C) las geoformas identificadas para las dunas en 1955, ya que en su mayoría fueron arrasadas por el sector urbano. La vegetación ocupa un área similar con el 58% (7,5 km²) y el sector urbano representa el 29% en una franja de 3,7 km² paralela y cercana al mar. Esta distribución de la urbanización está controlada no solo por el atractivo del mar sino porque allí el agua subterránea es apta para consumo. Hacia el oeste la calidad química del agua desmejora, aumentando la salinidad presentando elevadas concentraciones de hierro y manganeso.

El volumen de agua infiltrado para 1955 y 2017 fue estimado a partir de las áreas de cada clase y de acuerdo al porcentaje de infiltración asignado. Los resultados indican una recarga total de 3,6 hm³ para 1955 y de 2,5 hm³ para la situación actual. La clase arena es la que presenta mayores cambios de uso de suelo y consecuentemente, en donde se produjo la mayor reducción en la recarga, resultando que el volumen infiltrado pasó de 2 hm³ a 0,6 hm³. La recarga en el sector ocupado por vegetación no ha sufrido cambios significativos y representa un volumen de 1,7 hm³ para ambos años, mientras que el sector urbano pasa de 0 a 0,2 hm³.

El acuífero freático se ve afectado por el crecimiento urbano ya que disminuyen las superficies de infiltración. La impermeabilización de la duna conduce a una menor recarga luego de las precipitaciones y un aumento del escurrimiento superficial. Se observa una disminución general de las reservas del 31% en 60 años. La recarga en el sector de duna ha sido reducida en un 71% debido al reemplazo de la urbanización. La planificación en el uso del suelo en los sectores costeros es de gran importancia, la cual debe ir acompañada de la implementación de un manejo adecuado del recurso



hídrico.

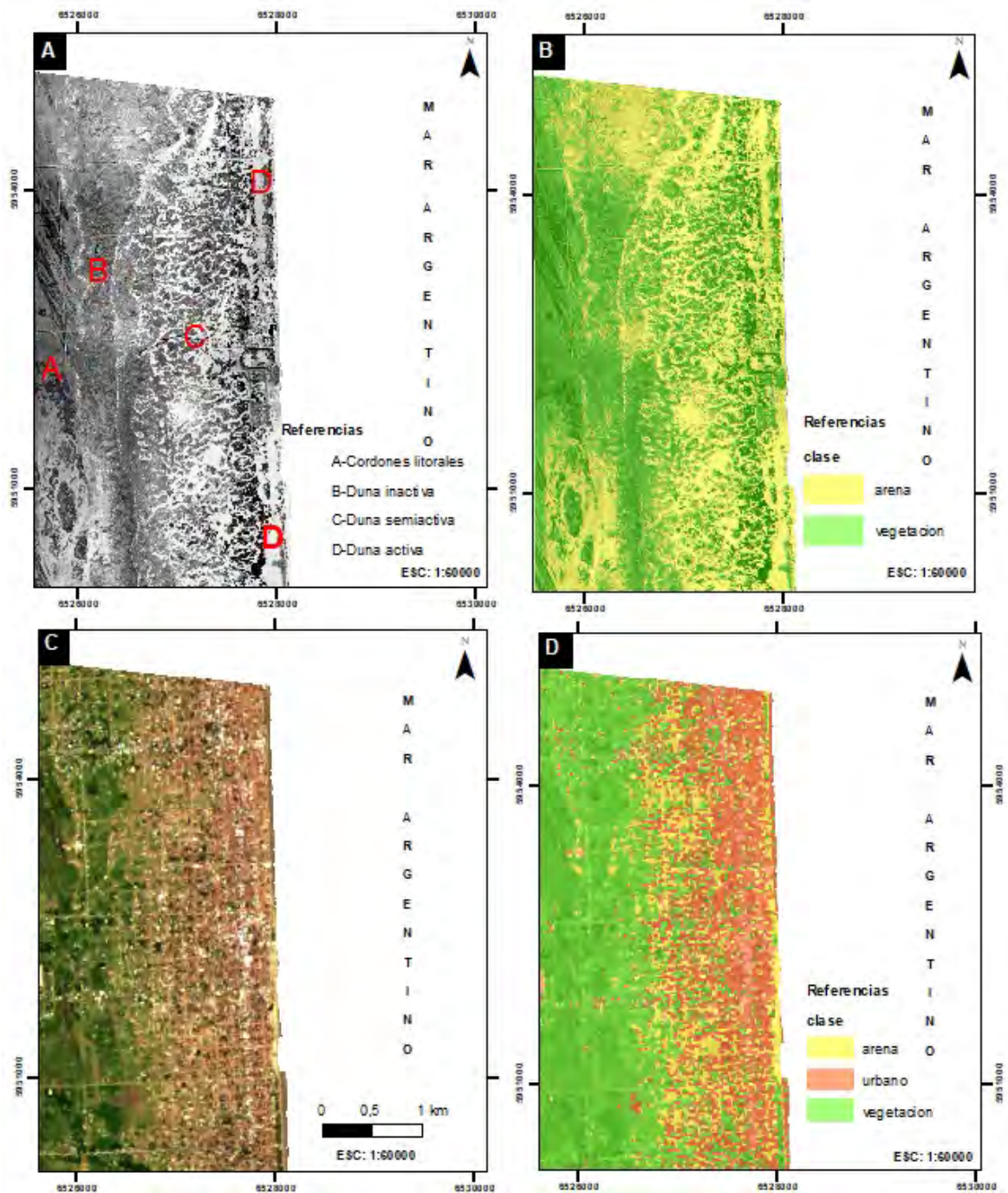


Figura 1. A) Fotografía aérea de 1955 con sus rasgos geomorfológicos asociados. B) Clasificación supervisada para 1955. C) Imagen Landsat 2017. D) Clasificación supervisada para 2017.

Bibliografía:

Marcomini, S.C. y López, R.A. 2010. Erosión y manejo costero en Las Toninas, Partido de La Costa, Provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina, Vol. 66, No.4: 490-498.



CARACTERIZACIÓN DE LOS SUBAMBIENTES DE PLAYA DE LA ESPIGA DE PUNTA RASA

Belena Lucia DIAZ APPELLA^{1@}, MARIA PAULA BUNICONTRO², Silvia MARCOMINI³ y Rubén LÓPEZ³

⁽¹⁾Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (UBA-CONICET)

^(@)diazbelena@hotmail.com

Palabras clave: Punta Rasa, espiga, morfologías

La espiga de Punta Rasa se desarrolla en el extremo distal de la barrera holocena progradante que conforma el cabo de San Antonio (Violante *et al.* 2001), en el sector centro este de la provincia de Buenos Aires (36° 17' 39''S y 56° 46' 33''O). Esta espiga presenta alta dinámica como se determinó en los últimos años con alternancia de periodos acrecivos y erosivos (López y Marcomini 2014). El objetivo del trabajo es caracterizar las morfologías de los subambientes de playa de los dos ambientes que separa la espiga; el sector noreste dominado por olas y el oeste vinculado a las olas y las mareas. Para ello se realizaron dos perfiles de playa, mediante la utilización de una estación total para obtener la topografía y batimetría marina somera, y caracterizar las morfologías de los subambientes de playa emergida y sumergida (Fig. 1A). El relevamiento de los perfiles fue realizado en enero de 2018 durante una bajamar de 0,64 m.

En el perfil Noreste (Fig. 1B) se reconoció una playa distal de al menos 95 m y una playa frontal de 26 m. En la playa distal se identificó una berma de 20 cm de altura y 26 m de largo, y por detrás un sector mixto afectado por procesos marinos y eólicos, que en condiciones de tormenta se cubre totalmente; mientras que en la playa frontal se reconoció un canal de 16 m de ancho y una barra de lavado de 15 m de ancho y 15 cm de altura. La pendiente intermareal de este sector es de 1,2°. En el perfil E-O (Fig. 1C) se identificaron dunas incipientes, berma, canales y barras emergentes. Estas últimas presentan un ancho promedio de 20 m y 30 cm de altura, el canal ubicado por delante de las barras posee un ancho de 105 m y las dunas incipientes 12 m de ancho y 30 cm de altura. La pendiente de la zona intermareal del perfil E-O es de 0,57°, el ancho de la playa frontal posee 77 m y el de la distal 101 m.

Las características morfológicas reconocidas en ambos perfiles muestran que la progradación costera en el perfil Noreste se produce por el adosamiento de barras de lavado, lo cual manifiesta una activa participación del oleaje en la evolución del margen noreste de la espiga y su evolución hacia una planicie de acreción mixta (oleaje-eólico). Por otro lado, la costa oeste muestra una zona intermareal de baja pendiente con una marcada influencia de las corrientes de flujo y reflujo que generan óndulas linguoides a lo largo de la canaleta. El adosamiento de barras submareales en este caso muestra un modelo emergente que expone a la acción de las corrientes mareales, la canaleta y la playa frontal, generando intensas corrientes mareales que pueden degradar y modificar las barras de lavado.

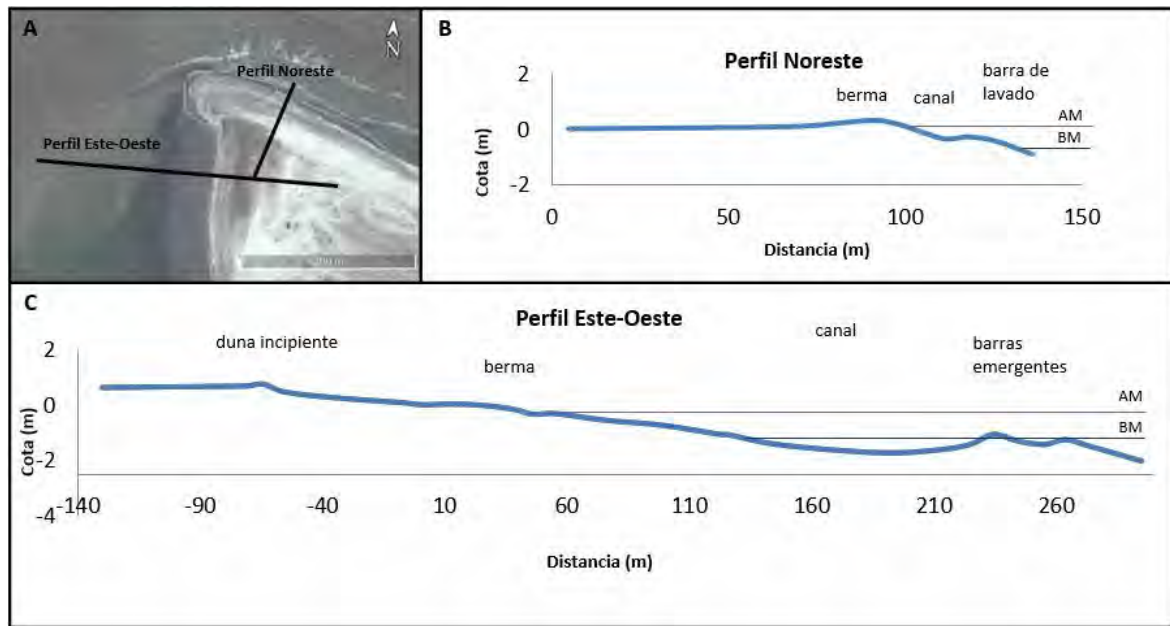


Figura 1. A) Ubicación de los perfiles en la espiga de Punta Rasa. B) Esquema del perfil de playa Noreste. C) Esquema del perfil de playa Este-Oeste.

Bibliografía:

- López R.A. y Marcomini, S.C. 2014. Variaciones morfológicas recientes de la espiga de Punta Rasa ¿Evidencia de cambio climático? Actas de XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina.
- Violante, R. A., Parker, G. y Cavallotto J.L. 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la Bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56: 51-66.



CARACTERIZACIÓN GRANULOMÉTRICA Y COMPOSICIONAL DE LAS FORMACIONES HOLOCENAS EN EL SECTOR NORORIENTAL DE LA COSTA ATLÁNTICA

Silvina CARRETERO^{1@}, Álvaro GARCÍA GALLUZZI² y Eduardo KRUSE¹

⁽¹⁾ Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE). Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (UNLP). Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

⁽²⁾ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata

^(@)scarretero@fcnym.unlp.edu.ar

Palabras clave: estratigrafía, costa bonaerense, Punta Rasa-Punta Médanos

La evolución de la llanura costera bonaerense durante el Pleistoceno-Holoceno adquiere importancia en el comportamiento hidrogeológico regional, especialmente en las formaciones arenosas debido a su alta permeabilidad y capacidad de almacenamiento como capas acuíferas. La estratigrafía costera (Parker 1979, 1980), que contiene al acuífero en el sector central y norte de la costa atlántica entre Punta Rasa y Punta Médanos, de techo a piso la constituyen tres formaciones: la Fm Punta Médanos, la Fm Pozo N°17 representada por la Facies Mar de Ajó y la Fm Pozo N°8 con sus facies Destacamento Río Salado y La Victoria (Fig. 1A). Existen publicaciones (Teruggi *et al.* 1959, Cortelezzi 1963, Mazzoni 1977) que han examinado la mineralogía y granulometría pero sólo sobre sedimentos de la playa actual. El objetivo de este trabajo fue realizar un estudio de detalle desde el punto de vista granulométrico y mineralógico de las formaciones en el área de estudio. Esta caracterización contribuye, además, a la determinación de parámetros del acuífero y su comportamiento hidroquímico.

Se realizaron perforaciones de reconocimiento, abarcando el espesor total del acuífero entre las localidades de San Clemente del Tuyú (PR7, PR10), Las Toninas (PR11) y Santa Teresita (PR12) en una transecta norte-sur. Se tamizaron las muestras con un equipo vibrador Zonytest, se determinó el porcentaje en peso de cada fracción granulométrica y se observaron bajo lupa binocular. Se realizó la separación de minerales magnéticos y no magnéticos mediante el uso de un imán. Se realizaron cortes delgados para estudio al microscopio petrográfico y difracción de Rayos X (DRX).

En el paquete arenoso de las unidades descritas se observa una disminución del tamaño de grano con la profundidad (Fig. 1B), siendo más evidente en el sector norte (PR7 y 10). Las arenas finas pasan de un 80 al 20% incrementándose las arenas muy finas. En el caso del PR11 y PR12 las arenas finas pasan del 80 al 47%. La granulometría de arenas medias raramente supera el 10% en todos los perfiles y las arenas gruesas no exceden el 0,2%. La Facies Dto. Río Salado se constituye principalmente por arcillas. La distribución granulométrica de la fracción arena en cada perfil se observa en la Fig. 1B. El porcentaje entre minerales magnéticos y no magnéticos es 85-15 para la Fm Punta Médanos y 79-21 para las otras dos.

En los cortes delgados, la Fm Punta Médanos presenta un 40% de minerales opacos, seguidos por fragmentos de valvas. Le siguen en abundancia el cuarzo (Qtz) (subredondeado), plagioclasas (Pl), líticos, escasos feldespatos potásicos (FK) y piroxenos (Px). Se observaron algunos granos de olivina (Ol) y hay presencia de vidrio volcánico (trizas). En la facies Mar de Ajó se incrementa el porcentaje de opacos y restos de valvas. La mineralogía es similar, pero con ausencia de vidrio y aparición de biotita (Bt). En la Facies Dto. Río Salado hay menos valvas, el resto de los minerales coinciden, aunque Px y Ol se encuentran en mayor proporción.

Bajo lupa binocular los componentes que se observan son conchillas generalmente de bivalvos, líticos, Qtz, FK y minerales máficos de los cuales se diferencia bien el Px. En algunos niveles hay escasos granos de yeso y vidrio volcánico. El detalle para cada formación y granulometría puede observarse en la Fig. 1C.

Los DRX muestran la presencia de Qtz, FK, Pl, pirita, dolomita y calcita a lo largo de todo el perfil. La calcita se atribuye principalmente a valvas. En los niveles de la Facies Mar de Ajó y Dto. Río Salado se observa siderita y magnetita. Analcima fue detectada en algunos niveles de las tres formaciones. En la Facies Dto. Río Salado aparece yeso en un nivel superior y los argilominerales detectados son illita, caolinita, esmectita con un interestratificado illita/esmectita y clorita en menores proporciones.

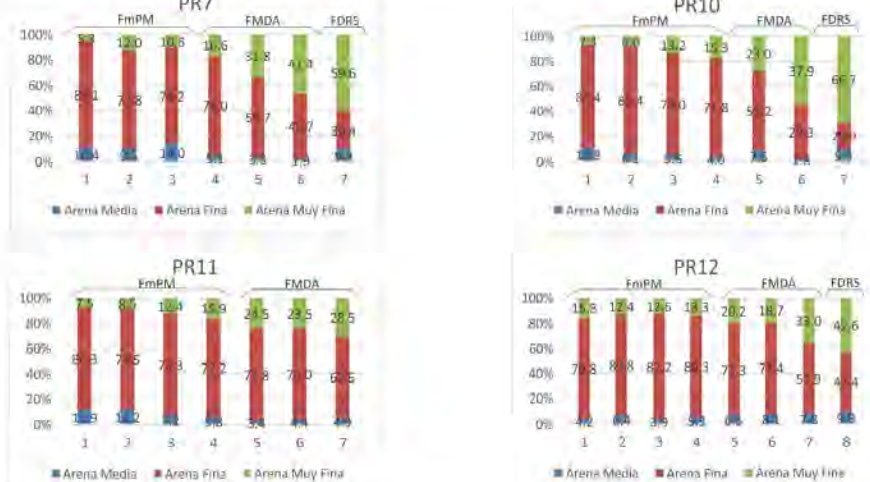
La caracterización granulométrica contribuye a la determinación de parámetros hidrodinámicos del acuífero. La disminución del tamaño de grano con la profundidad indicaría una disminución en la porosidad efectiva en el mismo sentido, resultando en un almacenamiento y velocidad de flujo menor. Este fenómeno sería más notorio en la base de la Facies Mar de Ajó y en la porción superior de Dto. Río Salado. La mineralogía estudiada manifiesta la presencia de abundantes minerales magnéticos, opacos (óxidos, sulfuros) y máficos los cuales presentan Fe y Mg-Mn en su composición. Esto justificaría las



elevadas concentraciones de Fe y Mn del agua subterránea de la región.

(A) N° muestra	Prof. (m)	Litología	Estratigrafía	Ambiente	Hidrol.	CE del agua (μS/cm)
1	2	arena clara con fragmentos de conchillas	Fm Punta Médanos	Médanos actuales	Acuífero	< 2000
2	3.5	arena clara con fragmentos de conchillas				
3	5	arena más oscura con fragmento de conchillas	Fm Pozo n° 17 Facies Mar de Ajó	Barrera por acreción de espiga de playas		
4	6.5	arena más oscura con fragmento de conchillas				
5	8	arena más oscura con fragmento de conchillas				
6	9.5	arena más oscura más fina, muy arcillosa con fragmentos de conchillas fina	Fm Pozo n° 8 Facies Destacamento Río Salado/La Victoria	Llanura de mareas y cangrejales/depósitos de albufera	Acuitardo / acuícludo	> 10.000
7	11	arcilla arenosa con conchillas				
8	>11	arcilla gris con fragmentos chicos de conchillas gruesas (5mm)				

(B)



(C)

Tamaño de grano	Estratigrafía	Valvas	Líticos	Cuarzo								
				R	SR	A	FK	Máficos	Px	Yeso	Vidrio	
Arenas gruesas	FmPM	XXX	XX (V+S)	X				X				
	FMDA	XXX										
	FDRS	XXX ⁽¹⁾										
Arenas medias	FmPM	XX	XXX (V+S)	X	XXX			X				
	FMDA	XXX	XX (S)	XXX	X			X	X			
	FDRS	XX ⁽²⁾	X (V+S)		XX			X	X			
Arenas finas	FmPM	XX ⁽²⁾	XX (V+S)		XXX			XX	X	XX	X	
	FMDA	XX	XX (P+S)		XXX			XX	XX	XX		
	FDRS	XX ⁽²⁾	XX (V+S)		XXX			X	X	XX		X
Arenas muy finas	FmPM		XX (P)			XX	X	XXX	XXX			
	FMDA		X			XXX	X	XXX	XXX			
	FDRS		X (P+S)			XXX	X	XXX	XXX	X	X	

Figura 1. A) Descripción del perfil estratigráfico para un pozo de reconocimiento adaptado a la



estratigrafía reconocida en el área y su relación con el comportamiento hidrológico; CE: conductividad eléctrica. B) Distribución de los porcentajes de las granulometrías de los sedimentos muestreados para las cuatro perforaciones. FmPM: Formación Punta Médanos; FMDA: Facies Mar de Ajó; FDRS: Facies Destacamento Río Salado. C) Resultados de la observación bajo lupa binocular para cada formación y granulometría. X: escaso, XX: abundante, XXX: muy abundante. En líticos, V: volcánico, P: plutónico, S: sedimentario. En cuarzo, R: redondeados, SR: subredondeados, A: angulosos. En Valvas, (1) mayormente gasterópodos; (2) presencia de restos de briozoos.

Bibliografía:

- Cortezzi, C.R. 1963. Los minerales opacos de las arenas de la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires. LEMIT Serie II 88: 43-52.
- Mazzoni, M.M. 1977. Características composicionales de la fracción pesados de arenas de playa frontal del litoral atlántico bonaerense. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Tomo III no. 3-4: 73-91.
- Parker, G. 1979. Geología de la Planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (3): 83-167.
- Parker, G. 1980. Estratigrafía y evolución morfológica durante el Holoceno en Punta Médanos Planicie costera y plataforma interior, Prov. de Buenos Aires. Simposio sobre problemas geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense: 205-224. Mar del Plata.
- Teruggi, M.E., Chaar, E., Remiro, J.R., Limousin, T. 1959. Las arenas de la costa de la Provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca. LEMIT Serie II 77: 1-37.



CRECIMIENTO DE LA URBANIZACIÓN EN PUERTO MADRYN Y SU IMPACTO SOBRE EL CAMPO EÓLICO LITORAL

MARIA PAULA BUNICONTRO^{1@} y Silvia Cristina MARCOMINI¹

(1) Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (UBA-CONICET)

(@)paulabunicontro@hotmail.com

Palabras clave: expansión urbana, degradación, dunas

Durante las últimas décadas, las zonas costeras de nuestro país han sufrido un gran crecimiento poblacional y urbano. Esta expansión urbana no ha sido paulatina ni planificada y ha venido acompañada de una intensa actividad turística cada vez más creciente y marcadamente estacional. Esto ha derivado en un esquema desorganizado de generación de nuevas localidades, con escasa o nula planificación del uso del territorio y mal manejo de los recursos naturales. Como consecuencia, se ha producido la modificación del medio ambiente natural, desbalances hidrodinámicos en el sistema litoral y el deterioro de los recursos, con efectos que en muchos casos son irreversibles.

La ciudad de Puerto Madryn no ha sido la excepción. El crecimiento poblacional y la rápida expansión de la traza urbana han sido determinantes en la configuración actual de la costa y en las problemáticas ambientales que se padecen hoy en día. Esta ciudad está ubicada en el sector occidental del golfo Nuevo, en la provincia de Chubut (42°46' S-65°2' O). Su población aumentó desde 1970 a 2010 pasando de 6.115 a casi 82.000 habitantes (INDEC, 2010), alcanzando en la actualidad cerca de los 100 mil habitantes permanentes. Debido al desarrollo industrial y a la demanda laboral con la instalación de la empresa Aluar (1974), la urbanización creció desmedidamente. El objetivo de la presente contribución es analizar la evolución geomorfológica a escala histórica del campo de dunas costero y su relación con el avance de la urbanización en Puerto Madryn.

Para ello se utilizaron fotografías aéreas de distintos años (1942, 1958, 1971, 1988, 1999 y 2011) y distintas escalas (1:10.000 y 1:22.000) provistas por la Base Aeronaval Punta Indio y datos de campo (perfiles de playa tomados con estación total). Las fotografías aéreas fueron georeferenciadas sobre una imagen satelital actual con el programa Global Mapper permitiendo así, una comparación temporal de los cambios morfológicos ocurridos y una cuantificación de las variaciones espaciales del campo eólico. La extensión original de dicho campo fue medida en la fotografía aérea de 1942 (desde la Av. Gales hacia el sur), considerando dicha imagen como la base de información más antigua.

El campo de dunas litoral se encontraba originalmente formado por un campo eólico activo desarrollado sobre cordones litorales, el cual fue alterado drásticamente a lo largo de los años. Las geoformas que integran esta unidad eran la duna costera y los mantos de arena con montículos de arena y dunas incipientes. El campo de dunas litoral original tenía una extensión aproximada perpendicular a la costa de 700 m en 1942 y una longitud a lo largo de la costa de 3.150 m (desde la Av. Gales hasta el sur de Punta Cuevas, sin considerar el tramo de dunas colgadas en este extremo) (Fig. 1A). Actualmente, la extensión del campo eólico se ha reducido en un 30% y su ancho en un 90%, alcanzando hasta 60 m en los sectores aún más conservados (Fig. 1B). En este sentido, se estimó una tasa media de reducción del campo en sentido transversal a la costa de 9 m/año entre 1942 y 2012. En contraposición, la longitud de costa ocupada ha crecido de 0,8 km en 1942 a 11,2 km en 2014 preferencialmente hacia el sur, especialmente intensificado desde la década de 1970, cuando la población local se triplicó en sólo una década. Se calculó así una tasa promedio de degradación del campo eólico de 5 ha/año. El actual cordón de la duna costera (*foredune*) tiene un ancho promedio de 30 m y se encuentra intensamente segmentado (por caminos peatonales de acceso a la playa o interrupciones por desagües pluviales) y estabilizado por vegetación.

La continua degradación y segmentación del campo eólico ha incrementado la vulnerabilidad a ser erosionado por episodios de tormentas o por procesos deflacionarios, y reducido su capacidad como reservorio de sedimentos para alimentar la playa. En este contexto, es importante considerar un plan de manejo costero que tienda a recomponer, en lo posible, las morfologías costeras originales, a mitigar las alteraciones existentes y a la prevención de impactos futuros. Se propone entonces, como una posible medida específica de remediación (Pope 1997), la restauración de la duna costera mediante la implementación de barreras eólicas, evitando la ejecución de medidas estructurales (Bunicontro 2018). A su vez, es necesario complementar estas medidas con tareas de difusión sobre la problemática costera a la comunidad local y con lineamientos de ordenamiento territorial para futuras urbanizaciones, a fin de lograr un manejo integrado de la zona costera y un uso sustentable de los recursos.

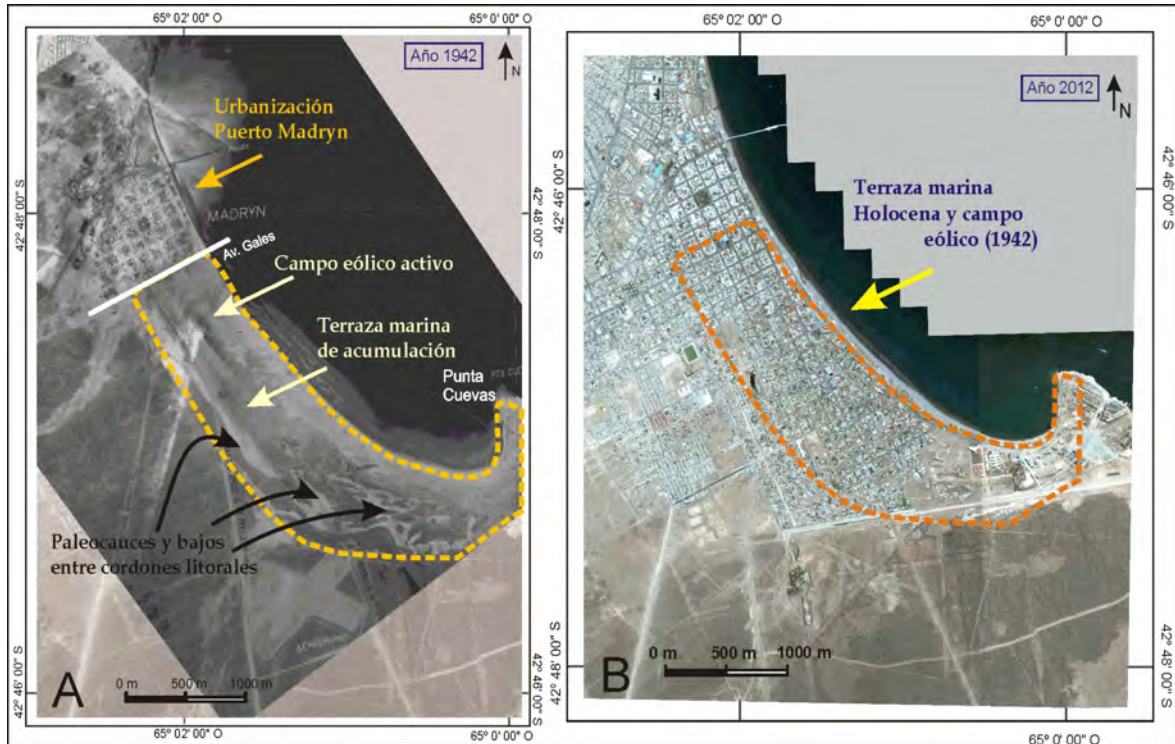


Figura 1. A) Fotografía aérea del año 1942 superpuesta a una imagen satelital actual. Se puede observar escaso desarrollo urbano de la ciudad de Puerto Madryn y la gran extensión del campo eólico sobre la terraza marina de acumulación. Se identifican además bajos y paleocauces alineados entre los cordones litorales. B) Imagen satelital del año 2012. Se observa la configuración actual de la urbanización en Puerto Madryn y la comparación con la superficie original del campo eólico (1942).

Bibliografía:

- Bunicontro, M.P. 2018. Geomorfología, evolución y dinámica costera: implicancias en el manejo costero y ambiental del Golfo Nuevo, provincia de Chubut. Tesis Doctoral de la Universidad de Buenos Aires. 244 p.
- INDEC 2010. Instituto Nacional de Estadísticas y Censos. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2010. <http://www.indec.gob.ar/>
- Pope, J. 1997. Responding to coastal erosion and flood damages. *Journal of Coastal Research* 13: 704-710.



DINÂMICA E SEDIMENTAÇÃO DO LITORAL DE JACONÉ-SAQUAREMA, RIO DE JANEIRO, BRASIL

Valéria Cristina SILVA PINTO^{1@}, André Luiz CARVALHO DA SILVA¹ y Silvio Roberto DE OLIVEIRA FILHO²

⁽¹⁾Universidade do Estado do Rio de Janeiro

⁽²⁾Universidade Federal Fluminense

^(@)cristina.valeria093@gmail.com

Palabras clave: planície costeira, Jaconé, Saquarema

O litoral de Jaconé-Saquarema, com 19 km de extensão, compreende os municípios de Maricá e Saquarema (Fig. 1A, B e C). Este litoral apresenta uma rica biodiversidade, além da presença dos *beachrocks*, de grande importância para a geodiversidade local. Apesar disso, vem sendo urbanizado de forma intensa e rápida, o que preocupa devido à elevada dinâmica dessa área. Obras de engenharia construídas próximo à praia têm sido destruídas durante a ocorrência de ressacas mais fortes. Outra ameaça está relacionada à implantação do Complexo Portuário em Jaconé, com o intuito de atender à crescente demanda industrial da região, o que pode vir a causar sérios danos ao litoral. Os problemas atuais e as mudanças em curso impõem a necessidade de se monitorar o comportamento do litoral, para melhor preservá-lo frente a todas essas transformações. Sendo assim, este estudo objetiva caracterizar a geomorfologia e a sedimentação do litoral de Jaconé-Saquarema por meio da aquisição de dados de topografia, medições das condições do mar e análises nos sedimentos.

A metodologia contou com trabalhos de campo realizados ao final de cada estação do ano para a aquisição de 136 perfis topográficos de praia, realizados desde a escarpa de tempestade até o alcance médio das ondas. Os dados de topografia foram processados no *software Grapher 7*, permitindo a visualização das mudanças na morfologia da praia ao longo de 6 anos de monitoramento. Com base nos dados de altimetria e distância do perfil foi calculado o volume emerso dos sedimentos, com base em Birkemeier (1984). Foram coletadas 128 amostras no pós-praia, frente de praia e em diferentes locais sobre a planície costeira para análise granulométrica e morfoscópica. A granulometria foi realizada no granulômetro *Camsizer*, para posterior classificação dos materiais com base em Wentworth (1922). A análise morfoscópica foi realizada conforme Folk (1980), utilizando-se uma lupa binocular e o *software ToupView* para a captura das imagens.

A geomorfologia da planície costeira de Jaconé-Saquarema é composta por duas barreiras arenosas paralelas à costa, separadas por pequenas lagoas colmatadas e pelas lagoas de Jaconé, Mombaça, Jardim, Boqueirão e de Fora (Fig. 1A). A morfologia dessa área está mais preservada no setor oeste quando comparada as demais áreas, que foram bastante modificadas para a construção de casas e estradas. As barreiras apresentaram altura de cerca de 5,6-6,0 metros em relação ao nível médio do mar. As praias mostraram variabilidade morfológica distinta ao longo do litoral (Fig. 1A e D), em resposta às mudanças nas condições de mar, com a alternância na incidência das ondas de sudeste (tempo bom) e de sudoeste e sul (tempestade). O extremo oeste (perfil 1, Fig. 1D) foi o que apresentou as maiores mudanças na largura e na morfologia da praia. A presença dos *beachrocks* na zona de intermaré e no setor oeste (perfil 2, Fig. 1A e D) é responsável pela menor variação dos perfis topográficos de praia. A topografia na parte central e leste do arco praiial varia entre moderada e moderada a alta (Fig. 1A e D). A variação na largura da praia aumenta em direção a leste, com destaque para os perfis 7 e 9 que chegaram a medir 78 e 93 metros no inverno de 2013, respectivamente (Fig. 1D). O período entre 2012 e 2015 foi marcado pela ausência de ressacas de maior expressão e, ao que parece, por uma atuação mais eficaz da corrente de deriva litorânea para leste. Os perfis topográficos apresentaram variações morfológicas e na largura mais discretas, quando comparado aos anos entre 2016 e 2018, que registraram diferenças mais acentuadas entre as estações de verão e inverno, causadas pela maior ocorrência de ressacas nesse período. O litoral estudado é formado por cascalho e areia muito grossa no setor oeste, areia grossa a média no setor leste, evidenciando uma ligeira diminuição no tamanho dos grãos nesta direção (Fig. 1E e F). Na composição predomina o mineral quartzo, com feldspato, minerais pesados e fragmentos de conchas em menor quantidade. O arredondamento variou entre bem arredondado e arredondado em Jaconé, e subangulosos em Saquarema (Fig. 1G). O selecionamento parece diminuir na mesma direção, sendo mais eficiente na frente de praia (Fig. 1E). Tais características são o resultado da maior dinâmica no extremo oeste, a presença dos *beachrocks* na porção oeste e a menor energia das ondas incidentes no setor leste do litoral. O comportamento do arco praiial, o crescimento urbano e o histórico de danos causados por grandes ressacas em Jaconé-Saquarema evidenciam a necessidade de se considerar a susceptibilidade deste trecho costeiro a eventos de tempestades, o que deve ser levado em conta para fins de gerenciamento costeiro.

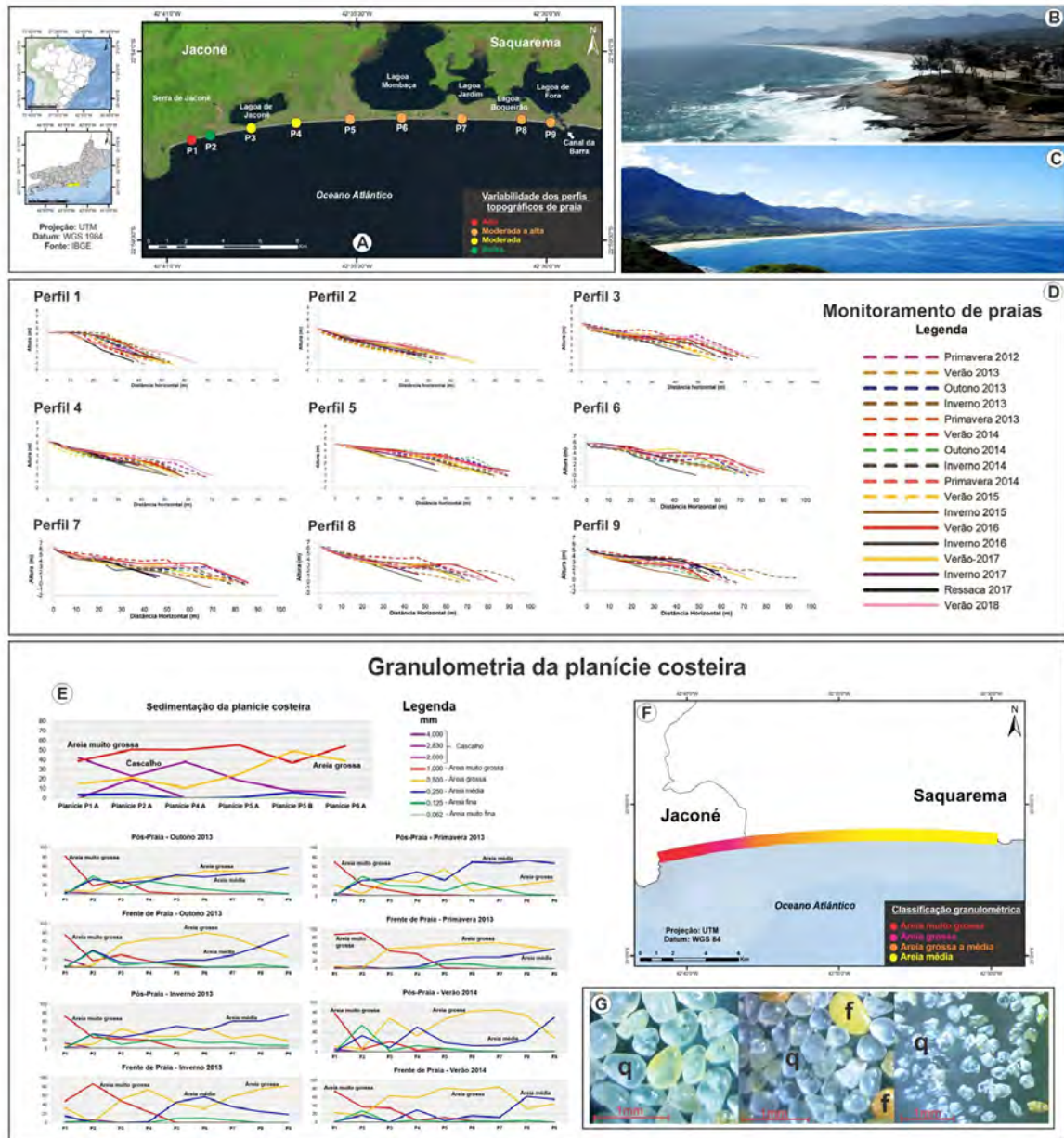


Figura 1. A) Localização da área de estudo e variabilidade dos perfis topográficos. B-C) Planície costeira de Jaconé-Squarema. D) Perfis topográficos de praia. E) Granulometria da planície costeira. F) Distribuição granulométrica dos sedimentos. G) Sedimentos da planície costeira de Jaconé-Squarema, composto por quartzo (q) e feldspato (f).

Bibliografía:

- Birkemeier, W.A. 1984. A user's guide to ISRP: The interactive survey reduction program. Coastal Engineering Research Center, 118 p., Vicksburg.
- Folk, R.L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, 184 p., Austin.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30: 377-392.



EROSIÓN COSTERA EN EL PARQUE NACIONAL CAHUITA, LITORAL CARIBE DE COSTA RICA

Gustavo BARRANTES¹@, Lilliana PIEDRA¹, Luis SANDOVAL¹, Maikol CASTILLO¹, Isabel AROZARENA¹ y José VALVERDE¹

⁽¹⁾Universidad Nacional, Costa Rica

@gbarrantes@una.cr

Palabras clave: caribe costarricense, erosión costera, dinámica litoral

En los últimos años se han reportado problemas de erosión en playas de Costa Rica, como por ejemplo en el Parque Nacional Cahuita, localizado en el Caribe Sur del país, sobre una paleoplataforma arrecifal (Formación Puerto Viejo) que alterna con playas arenosas.

La sección terrestre del parque cubre un parche de bosque natural y en la parte sumergida un arrecife coralino actual. La comunidad aledaña se beneficia de la actividad turística, no obstante, la erosión ha obligado a la construcción de nuevos senderos y la relocalización de parte del camino de acceso.

En esta investigación se estudian los cambios en la línea de costa desde 1960 a 2016. La metodología utilizada se basa en el análisis de los cambios en la línea de costa, utilizando como proxi el límite de la vegetación (Boak y Turner 2005). Para establecer las tasas de avance/retroceso se utilizó el software "Digital Shoreline Analysis System" (DSAS), con el que se determinó el cambio máximo experimentado en el periodo de estudio, entre la línea del año inicial y final (End Point Rate), así como la tasa anual de cambio con base en una línea de regresión para todo el periodo de estudio, que se corresponde con las líneas de costa para los años 1960, 1976, 1992, 1998, 2005, 2010 y 2016.

Los resultados obtenidos indican que el sector sur del parque, conocido como sector Puerto Vargas, experimenta un movimiento de retroceso medio de -22 m, con un máximo de -68 m en una pequeña punta donde se encontraba un atracadero. Para este sector la tasa media de movimiento es de -0,2 m/año.

En el extremo de la Punta Cahuita, se presenta una alternancia entre movimientos de avance y retroceso; el mayor retroceso se da al norte de la punta con -12 m, y la tasa media de movimiento es de -0,15 m/año.

En el sector que va desde el centro del poblado al sector norte de la punta, se registra una alternancia de procesos de erosión y sedimentación. En Playa Cahuita predomina un avance medio de 20,8 m y una tasa media de movimiento de 0,4 m/año. Posterior a este sector, en dirección noreste, se encuentra una sección de unos 650m que experimenta un proceso acelerado de erosión, con un retroceso de -63,5 metros y una tasa media de movimiento de -0,96 m/año. Contrariamente, le sigue un sector de acumulación que presenta un avance de 49 m y tasa media de movimiento de 0,96 m/año. Finalmente, en los alrededores del poblado se observa un retroceso medio de -2,6 m y una tasa media de movimiento de -0,01 m/año.

Es interesante notar que en un área protegida, con poca alteración directa de la actividad humana, se experimenten procesos discontinuos de erosión y acreción. Por otro lado, el levantamiento cosísmico del terremoto de 1991, estimado en 30 cm (Denyer *et al.* 1994), no parece haber cambiado el patrón descrito, según el registro de las fotografías aéreas. Como explicación alternativa se considera el papel que ejerce el arrecife de franja que se ubica frente a la punta ya que de acuerdo con Segura (2017), pueden conferirle condiciones especiales a las corrientes que distribuyen los sedimentos, como resultado de la convergencia o divergencia de las corrientes, en respuesta a la refracción de las ondas sobre y en los alrededores de los arrecifes poco profundos, y de los gradientes de nivel del mar que causan variaciones en la energía de las olas.

Bibliografía:

Boak, E.H., y Turner, I.L. 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research* 214: 688-703.

Denyer, P., Arias, O., y Personius, S. 1994. Efecto tentónico del Terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central (Número especial Terremoto de Limón)*: 39-52.

Segura, L. 2017. Quantifying the morphodynamics of beaches to nearshores and offshore rocky reefs in southwestern Australia. *Universiad de Western Australia*. Tesis para optar al grado de Doctor en Filosofía. 86p. *Universiad de Western Australia*.



EROSION DE PLAYA INDUCIDA POR LA PRESENCIA DEL ALGA INVASORA *UNDARIA PINNATIFIDA* EN LAS PLAYAS DE PUERTO MADRYN

MARIA PAULA BUNICONTRO^{1@} y Silvia Cristina MARCOMINI¹

(¹) Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (UBA-CONICET)

([@])paulabunicontro@hotmail.com

Palabras clave: especies invasoras, transporte arena, erosión de playa

La introducción de especies invasoras constituye una amenaza importante para la biodiversidad y el funcionamiento de los ecosistemas marinos. En Argentina la macroalga japonesa, *Undaria pinnatifida*, fue detectada por primera vez cerca del muelle de Puerto Madryn en 1992 (Piriz y Casas 1994). Se estima que fue introducida a través del agua de lastre de barcos y, desde allí, se ha dispersado rápidamente. *Undaria* es un alga parda de hasta 3 m de altura, se adhiere a sustratos duros naturales o artificiales y su distribución depende de la temperatura y penetración de la luz. El Golfo Nuevo es un sitio favorable para su desarrollo, y se asienta entre los 15 y 25 m de profundidad. Debido a su ciclo de vida anual, durante los meses de maduración del alga (verano), grandes cantidades de *Undaria* son transportadas hacia la playa, por la acción del oleaje, corrientes locales o tormentas. Este fenómeno genera grandes embancamientos que interrumpen la dinámica sedimentaria natural. Por otro lado, considerando que Puerto Madryn es un importante núcleo urbano donde la población se triplica en época estival, intensificando el uso de las playas, la presencia de embancamientos de algas genera un impacto muy negativo.

El objetivo de esta contribución es identificar los impactos directos e inducidos en la dinámica sedimentaria de las playas de Puerto Madryn producidos por la presencia de embancamientos.

Las playas de Puerto Madryn fueron monitoreadas durante un período de arribazón a través del relevamiento de 5 perfiles de playa transversales a la línea de costa, medidos con una estación total y georeferenciados con GPS. Asimismo se efectuó el análisis granulométrico para caracterizar los sedimentos superficiales que componen los subambientes de playa.

Los sedimentos de playa están integrados por arena fina con poblaciones unimodales (moda en 2,2 phi). La pendiente de playa frontal es de un 1° y el ancho alcanza los 350 m (Fig. 1A). Corresponden a un modelo de playas disipativas (Masselink y Short 1993) con un sistema multi-barras en la zona intermareal, con un transporte de sedimentos por el oleaje en sentido transversal a la costa (*onshore-offshore*) y participación de transporte eólico (Bunicontro 2018).

Se registraron arribazones de algas desde la calle M. Moreno (Perfil 3) hasta 2 km al sur en Punta Cuevas (Fig. 1B). Las mismas se depositaron sobre la playa frontal alcanzando un espesor medio de 20 cm, equivalente a 600.000 m² de superficie de playa ocupada por algas o a unos 120.000 m³ de biomasa. Las mediciones realizadas señalan que las arribazones cubren entre el 40-45% de la playa frontal del sector más poblado de Puerto Madryn (desde el Muelle Luis Piedra Buena a Punta Cuevas).

La consecuencia directa de la cobertura de algas es que se altera la dinámica natural del perfil de playa ya que, al estar cubierta la mayor parte de la playa frontal, se interrumpe el transporte de arena especialmente en sentido transversal al perfil, quedando entrampada en las matas algales. Las múltiples barras de lavado no migran naturalmente hacia la playa distal, alterando el ciclo anual y de ola normal (*swell*) típico en los patrones de transporte de estas playas. Sumado a esto, el transporte eólico desde la duna costera se encuentra restringido, obstaculizando la retroalimentación de la playa (Fig. 1C).

Por otro lado, debido a su impacto sobre el turismo, las algas son recolectadas mecánicamente, mediante camiones y palas cargadoras. Las tareas de limpieza se realizan a diario luego de cada arribazón y se estima una recolección de aproximadamente 620 m³ por día de material (SEyPA, com. pers.). Según otro trabajo, se retiran en promedio unas 8.000 tn de biomasa húmeda por temporada, equivalentes a unos 960 tn en peso seco, de los cuales entre un 50 y 70% en peso seco es arena (Eyras y Sar 2003).

Se concluye entonces que la interrupción del transporte natural, producido por los embancamientos, sumado a la extracción de arena para la limpieza de playas son dos impactos que derivan en erosión de playa. Este déficit sedimentario podría ser equilibrado si las dunas costeras aportaran material a la playa para la recomposición de la arena. Sin embargo, gran parte de la duna costera (por ejemplo, en Puerto Madryn) se encuentra degradada y estabilizada, dificultando ese equilibrio y favoreciendo aún más la erosión de playa. Ya que la erradicación de la especie es inviable, es necesario establecer medidas de manejo costero que minimicen la erosión de playa e incentiven la alimentación y equilibrio natural del sistema, como por ejemplo la limpieza de playas con rastrillaje



para reducir la extracción de arena o la restauración de la duna costera degradada.

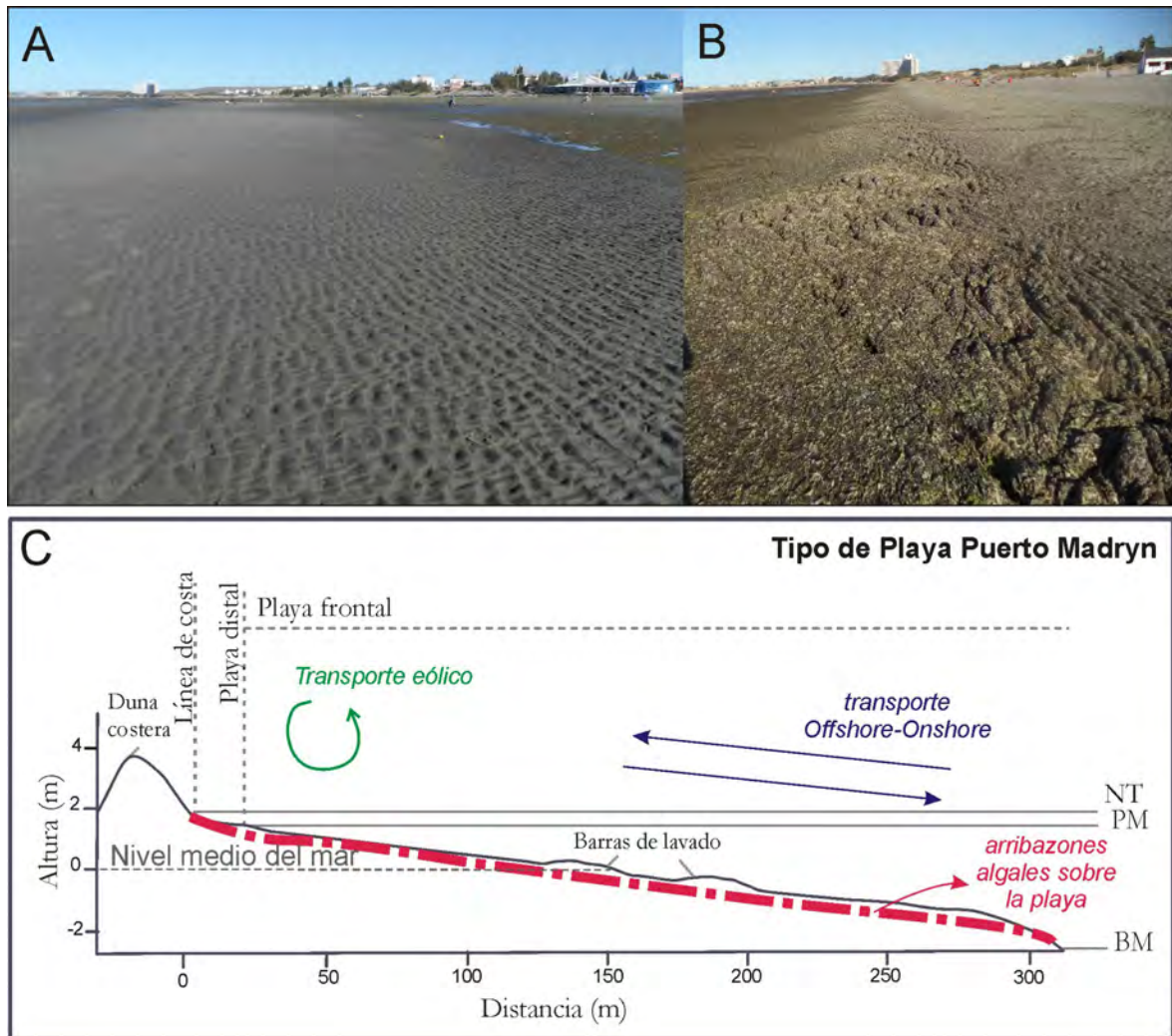


Figura 1. Perfil de playa de Puerto Madryn sin (A) y con arribazones de algas (B). Nótese la extensión de la playa frontal descubierta durante la bajamar y el espesor de algas durante el verano. C) Modelo de playa en donde se representa esquemáticamente la zona de ocupación de algas sobre la playa, el sistema multi-barras y el transporte de sedimentos dominante. NT: nivel de tormenta; PM: nivel medio de pleamar; BM: nivel medio de bajamar.

Bibliografía:

- Bunicontro, M.P. 2018. Geomorfología, evolución y dinámica costera: implicancias en el manejo costero y ambiental del Golfo Nuevo, provincia de Chubut. Tesis Doctoral de la Universidad de Buenos Aires. 244 p.
- Eyras, M. y Sar, E. 2003. Arribazones estivales en Puerto Madryn, Argentina, como materiales para la obtención de compost. Bol. Soc. Argentina Bot. 38(1-2): 105-111.
- Masselink, G. y Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. Journal of Coastal Research 9(3): 785-800.
- Piriz, M. L. y Casas, G. 1994. Occurrence of *Undaria pinnatifida* in Golfo Nuevo, Argentina. Appl. Phycol. Forum 10: 4.



EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA PRESENCIA DE UN (PALEO)TÓMBOLO EN LA ISLA MARTÍN GARCÍA

Rubén Alberto MEDINA^{1@}

⁽¹⁾Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA)

^(@)medinaruben01@yahoo.com.ar

Palabras clave: tómbolo, evolución geomorfológica, Martín García

Un tómbolo es una geoforma de acumulación marina por la cual una isla cercana a la costa queda unida a tierra firme o a otra isla. Los tómbolos se originan por la refracción de olas producida por esas islas, depositándose el material clástico en el sector protegido en donde se juntan los trenes de olas refractados. En la costa argentina no son muy frecuentes, siendo el de Cabo Blanco, situado al noreste de la provincia de Santa Cruz, uno de los ejemplos más conspicuos de este tipo de geoformas. Por su parte, los paleotómbolos son aún menos habituales de encontrar, siendo el descrito para el área de Ensenada Ferrer, también en la provincia de Santa Cruz, uno de los pocos casos en el país (Medina *et al.* 2014).

En el presente trabajo se detalla la presencia de un pequeño (paleo)tómbolo en el estuario del Río de la Plata, localizado en la costa noroeste de la isla Martín García (provincia de Buenos Aires), a aproximadamente 45 km en línea recta de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Datos preliminares sobre este tema fueron presentados por Medina (2017).

El reconocimiento de la geoforma fue posible mediante la realización de un estudio multitemporal, empleándose un total de once mapas y cartas topográficas y náuticas históricas comprendidas aproximadamente entre los años 1840 y 1942, y una imagen satelital reciente (Landsat 8, 21-04-2015). A fin de identificar el tipo de roca del antiguo islote, y asimismo descartar un posible proceso de continua agradación de ese sector de la isla Martín García, se obtuvieron y analizaron macro y microscópicamente distintas muestras petrográficas del área.

Del análisis de la cartografía histórica se desprende la presencia, hasta la primera década del siglo XX, de un islote ubicado a 700 m al norte del actual puerto de la isla Martín García, denominado islote Day (Fig. 1A-B). Según un mapa del año 1892, ese islote presentaba forma elongada, con el eje mayor de 80 m, un ancho promedio de 18 m, y una superficie de unos 1.440 m², situado a unos 20 m de la paleocosta de la isla. En mapas más antiguos fue representado con una forma más equidimensional. El análisis petrográfico confirmó la naturaleza rocosa del islote, tratándose de anfibolitas (basamento cristalino). En los mapas posteriores, el islote aparece unido a la isla Martín García conformando un tómbolo asimétrico, con su eje desviado levemente hacia el norte siguiendo probablemente la configuración del islote, no del todo bien representado en el mapa de 1892 cuyo eje presenta una dirección E-O. Dicha desviación se debe también, muy posiblemente, a la influencia de la deriva litoral que predomina en el sector, de sur a norte. A partir de ese entonces, en los mapas se designó a la nueva configuración espacial como península Day (Fig. 1C). Este cambio en la toponimia, de islote a península, confirma la evolución geomorfológica descrita. En todos los mapas analizados, el cociente entre la distancia del islote a la paleocosta de la isla y el ancho del primero, es menor o igual a 1,5, siendo esta una condición necesaria para la conformación de un tómbolo, según Sunamura y Mizuno (1987). Debido al constante proceso agradacional que ha registrado el complejo insular Martín García (Arg.)-Timoteo Domínguez (Uru.) por causa del avance del delta del Paraná a razón de 264 ha/año durante el período 1775-2010 (Medina y Codignotto 2013), en los últimos años el tómbolo ha sido rodeado, sobre todo en su sector norte, por material sedimentario más reciente que, conjuntamente con la vegetación asociada, en especial la presencia de juncos (*Schoenoplectus californicus*), ha hecho más dificultoso identificar la geoforma en cuestión en las actuales imágenes satelitales. Esta situación permitiría, probablemente, redefinir la geoforma analizada como a un paleotómbolo (Fig. 1D).

Por último, cabe remarcar que la presencia de un tómbolo permitió identificar la existencia de afloramientos rocosos correspondientes al basamento cristalino de la isla Martín García, de gran importancia por la escasez de estos en el sector, y fundamentales para la realización de futuras investigaciones geológicas en el área.

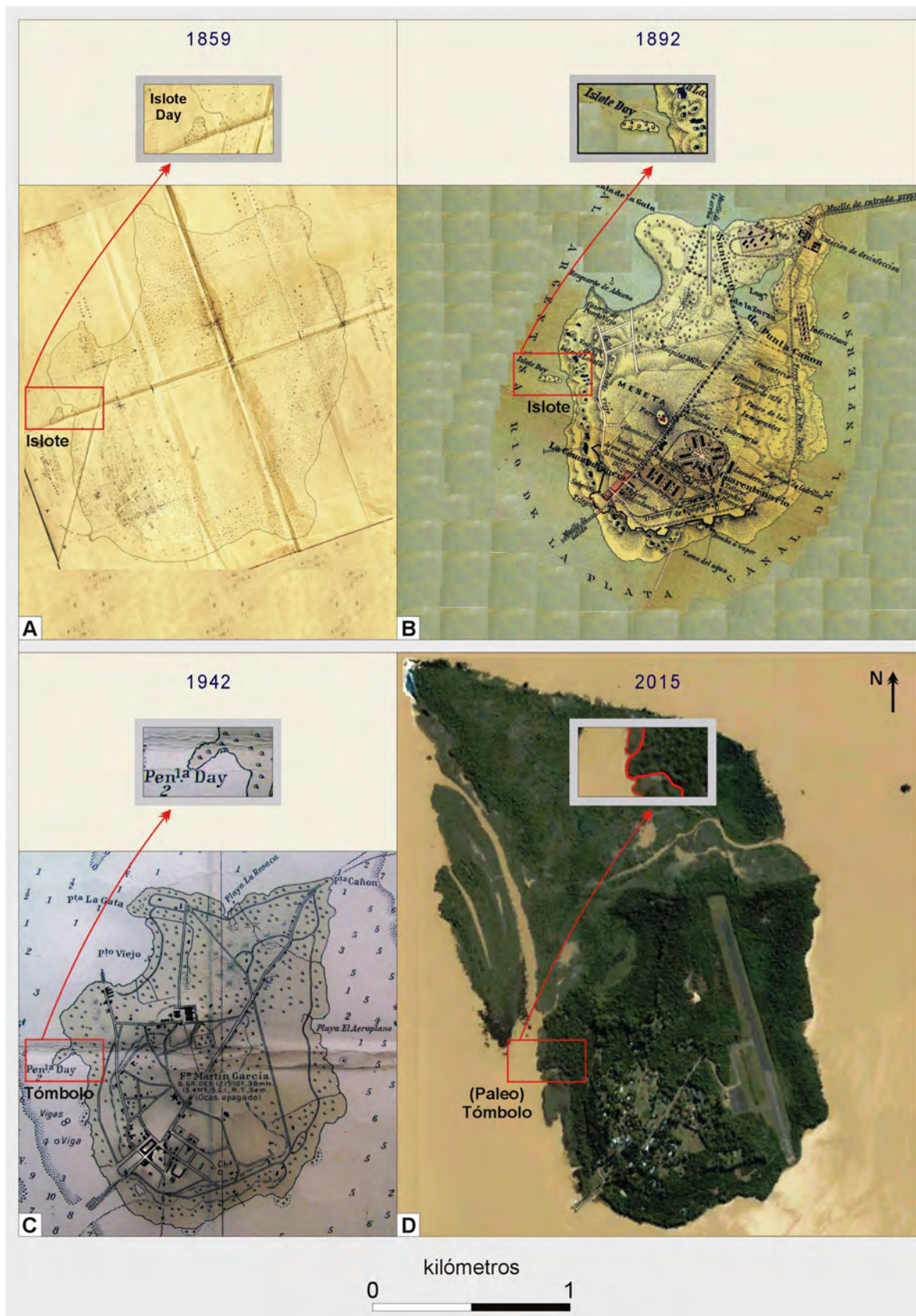


Figura 1. Evolución geomorfológica del islote-península Day. A) Mapa de 1859 representando al islote Day con forma equidimensional. B) Mapa de 1892 representando al islote con forma elongada. C) Mapa de 1942 con el tómbolo ya conformado. D) Situación actual.



Bibliografía:

- Medina, R.A. 2017. Islote Day: primer registro cartográfico de la formación de un tómbolo en la costa bonaerense del Río de la Plata. 2º Jornadas Bonaerenses sobre Conservación de Ambientes y Patrimonio Costero, p. 55, Villa Gesell.
- Medina, R.A. y Codignotto, J.O. 2013. Evolución del delta del río Paraná y su posible vinculación con el calentamiento global. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales*, n.s., 15 (2): 191-200.
- Medina, R.A., Aguirre, M.L., Codignotto, J.O., Richiano, S.M., y Mormeneo, L. 2014. Geoformas, malacofauna y evolución costera durante el Holoceno en Ensenada Ferrer (Santa Cruz, Patagonia, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (1): 69-81.
- Sunamura, T. y Mizuno, O. 1987. A study on depositional shoreline forms behind an island. *Annual Report of the Institute of Geoscience, Universidad of Tsukuba* 13: 71-73.



GEOFORMAS ARENOSAS LITORALES DEL ESTE BONAERENSE COMO CONDICIONANTES DE LA QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

María Julieta GALLIARI^{1@}, Eleonora CAROL² y María del Pilar ALVAREZ³

⁽¹⁾Centro de Química Inorgánica - CEQUINOR (CONICET-UNLP)

⁽²⁾Centro de Investigaciones Geológicas-CIG (CONICET-UNLP)

⁽³⁾Instituto Patagónico para el Estudio de los Ecosistemas Continentales -IPEEC (CONICET)

^(@)mjulietagalliari@fcnym.unlp.edu.ar

Palabras clave: hidrogeomorfología, hidroquímica, espiga arenosa

Los depósitos arenosos litorales son los responsables del abastecimiento de agua de grandes áreas costeras (Custodio 2010). Su óptima condición acuífera resulta de la alta permeabilidad tanto de los sedimentos superficiales que facilitan la recarga, como de los profundos que permiten alojar y transmitir el agua con facilidad. Tomando como caso de estudio un sector del litoral bonaerense, se plantea como objetivo principal del trabajo estudiar la variabilidad química del agua subterránea somera, en relación de los distintos ambientes arenosos reconocidos a lo largo de una transecta que atraviesa perpendicularmente geofformas litorales (Fig. 1A).

Para ello se estudiaron en detalle las características geomorfológicas a partir del análisis de imágenes satelitales, cartas topográficas y de la realización de un modelo digital del terreno de alta resolución (TanDEM), las cuales fueron posteriormente verificadas en relevamientos de campo. En cada ambiente reconocido se tomaron muestras de agua subterránea somera y se midió in situ la conductividad eléctrica y pH de las mismas. En laboratorio se determinó el contenido de iones mayoritarios por métodos estandarizados y se clasificaron los distintos tipos de facies químicas en base al porcentaje iónico.

En la transecta estudiada se observa una espiga dentro de la cual se reconocen en el sector litoral depósitos de médanos costeros, en el sector central depósitos de barras arenosas con dunas de baja expresión topográfica separadas por bajos anegables, y en el sector más continental una barra arenosa de mayor expresión topográfica. Al oeste de la espiga se desarrolla un ambiente de planicie costera surcada por antiguos canales de marea donde se depositan mantos arenosos de escasa expresión areal (Fig. 1B).

El análisis químico de las muestras de agua subterránea en cada uno de estos ambientes evidencia que existen variaciones en el contenido salino y en los porcentajes de iones mayoritarios (Fig. 1C). En el ambiente de médanos costero el agua subterránea es principalmente de tipo bicarbonatada cálcica, con valores de conductividad del agua que varían entre 343 y 890 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y pH entre 6,5 y 7,9. En el ambiente de dunas y bajos anegables, el agua es de tipo clorurada sódica y las conductividades son mayores, con un rango que va de 1515 a 7040 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y pH que varían de 7,07 a 7,44. Al oeste de este sector, en la barra arenosa, las aguas son de tipo bicarbonatada cálcica-magnésica con conductividades que varían de 578 a 1717 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y pH entre 7,23 y 8,16. En el sector de la planicie costera, en la zona de mantos arenosos, se observa un comportamiento similar a las aguas del médano costero siendo de tipo bicarbonatada cálcica, con conductividades que varían entre 500 y 731 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y pH entre 7,46 y 8,08.

Por último se concluye que a lo largo de la transecta analizada existen variaciones tanto en las facies químicas, como en las conductividades y que si bien todos los depósitos son arenosos, las pequeñas variaciones en la morfología y expresión topográfica de los mismos, son suficientes para condicionar la calidad química del agua subterránea.

Este tipo de análisis, donde se individualizan los comportamientos hidroquímicos en función de las variaciones geomorfológicas contribuyen a optimizar la prospección del recurso hídrico subterráneo de buena calidad.

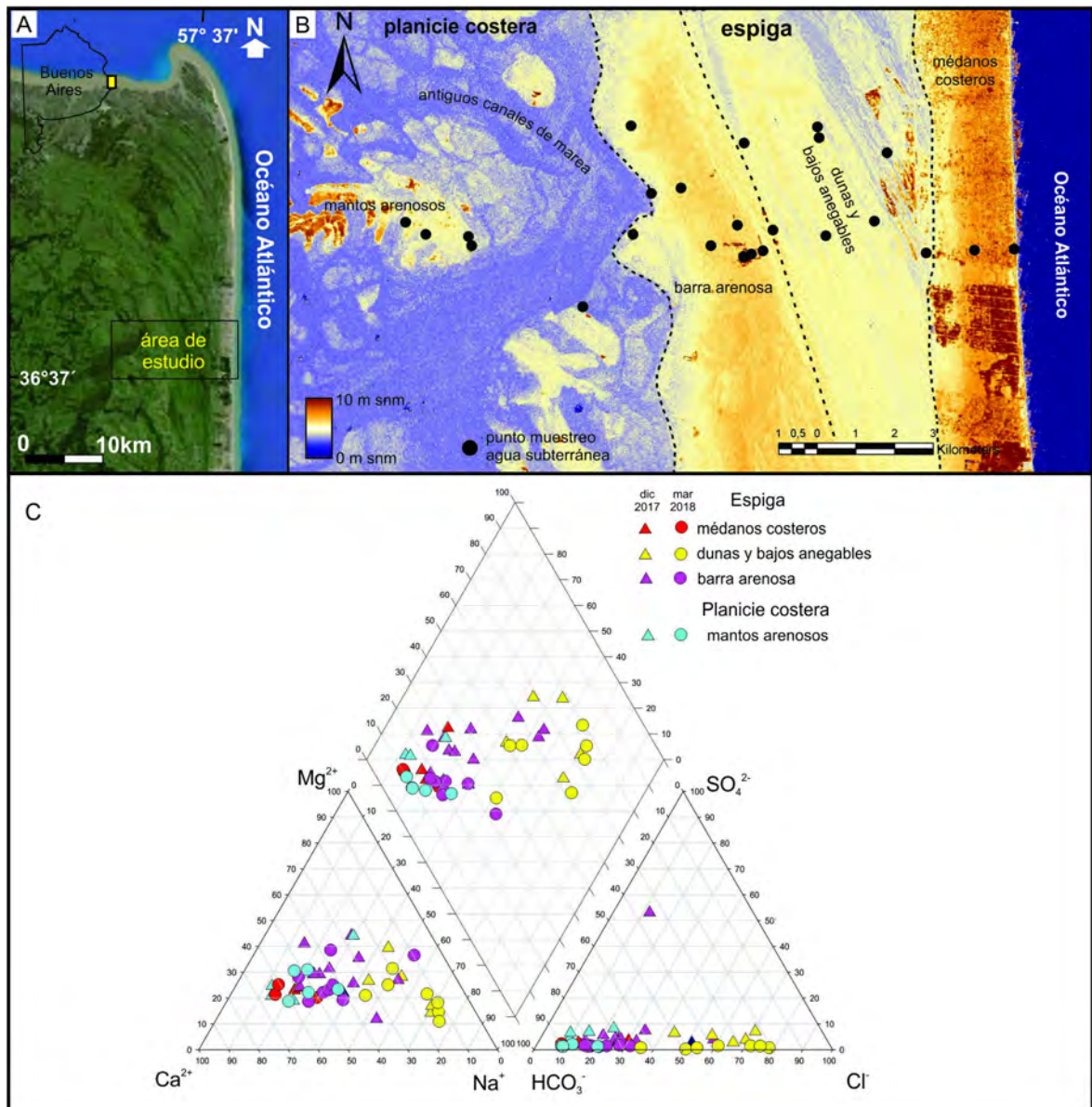


Figura 1. A) Ubicación del área de estudio. B) Modelo digital del terreno indicando las geoformas arenosas litorales y ubicación de los puntos de muestreo de agua subterránea. C) Diagrama de clasificación de aguas de Piper.

Bibliografía:

Custodio, E. 2010. Coastal aquifers of Europe: an overview. *Hydrogeology Journal* 18: 269-280.



INFLUENCIA DE LAS VARIACIONES EN LOS DEPÓSITOS LITORALES CUATERNARIOS SOBRE EL DESARROLLO DE ACUÍFEROS COSTEROS MULTICAPA

Alejandro ROIG^{1@}, Carolina TANJAL² y Eleonora CAROL²

⁽¹⁾Facultad de Ingeniería, UNLP

⁽²⁾Centro de Investigaciones Geológicas - CIG (CONICET-UNLP)

^(@)alejandro.roig@ing.unlp.edu.ar

Palabras clave: geomorfología litoral, acuíferos costeros, modelado analítico

En Argentina depósitos de planicies costeras, cordones litorales y espigas, producto de las oscilaciones del nivel del mar ocurridas durante el Cuaternario, pueden ser reconocidos a lo largo del litoral atlántico desde el Río de la Plata hasta el extremo sur patagónico. Los cordones litorales y espigas compuestos por arenas y gravas pueden dar lugar a la formación de lentes de agua dulce a partir de la infiltración actual del agua de lluvia, las cuales son utilizadas como las principales fuentes de abastecimiento en áreas costeras. En muchos casos estos depósitos se encuentran asociados lateral o verticalmente a sedimentos arcillosos de planicie costera formando acuíferos multicapa. El objetivo del trabajo es estudiar, a partir de un modelo analítico, el desarrollo de lentes de agua dulce de tipo multicapa en áreas costeras las cuales se asocian a la migración de depósitos de cordones litorales o espigas sobre ambientes de planicie costera producto de las oscilaciones del nivel del mar cuaternarias. En base a las soluciones analíticas definidas por Fetter (1972) y Vacher (1988), el espesor de la lente de agua dulce fue estimado mediante una ecuación diferencial parcial. Las soluciones analíticas se presentan para lentes de sección circular e infinita en donde los acuíferos multicapas (tres capas o más) se modelan suponiendo una conductividad efectiva. Los distintos modelos generados se aplicaron a estudios de caso en acuíferos del litoral bonaerense con el fin de evaluar el cambio que se produce en el espesor de las lentes de agua dulce según la asociación de los distintos ambientes litorales. De esta manera, se estimaron espesores en lentes de agua dulce alojadas en cordones conchiles y gravosos depositados sobre sedimentos arcillosos de planicie costera, tales como los que se encuentran en Bahía Samborombón y San Blas, y de lentes alojadas en espigas arenosas que migran sobre marismas limo arcillosas como las que se encuentran en la costa este. Asimismo para todos los casos se analizó cómo la variación en la recarga, producto de cambios en las condiciones climáticas, modifica las reservas de agua dulce que las lentes pueden alojar. Considerando que el desarrollo socioeconómico de las áreas costeras está íntimamente ligado al abastecimiento de agua, es que los modelos analíticos obtenidos resultan de utilidad para la gestión del recurso hídrico tendiente a una explotación sustentable del agua subterránea.

Bibliografía:

Fetter, C.W. 1972. Position of the saline water interface beneath oceanic islands. *Water Resources Research* 8: 1307-1315.

Vacher, H. . 1988. Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses. *Geological Society of America Bulletin* 100: 580-591.



MORFOLOGÍA Y MIGRACIÓN DE LAS DUNAS DE BAHÍA CREEK, RÍO NEGRO, ARGENTINA

Mauricio TOFFANI^{1@}

⁽¹⁾Universidad Nacional de Río Negro, Sede Alto Valle y Valle Medio

^(@)mtoffani@unrn.edu.ar

Palabras clave: morfología dunar, viento efectivo, Bahía Creek

El presente trabajo se desarrolla en el campo de dunas de Bahía Creek, ubicado en las inmediaciones a la localidad homónima, situada en la costa de la provincia de Río Negro, 70 km al SO de su capital, Viedma. Las dunas activas, que cuentan con una extensión de 165 km², parten desde Caleta de los Loros y la playa adyacente, aprovechando el material allí disponible y cubren parcialmente otro campo de dunas fósiles. Las características en este sitio que permiten la formación de dunas litorales son: gran aporte de material, transporte litoral libre, fuertes vientos de mar a tierra, escasas precipitaciones y escasa humedad atmosférica, playas con poca pendiente, amplio rango mareal y topografía continental adyacente a la playa sin acantilados (Sanjaume y Gracia 2011). Los objetivos de este trabajo son realizar una clasificación de las dunas ubicadas dentro del campo de dunas de Bahía Creek y conocer su sentido de avance.

Mediante la observación de imágenes satelitales de distintos años, fotografías tomadas en el campo y el análisis de los datos de viento disponibles, se realizó una clasificación por zonas para las dunas del campo de dunas de Bahía Creek, tomando como base las clasificaciones presentadas en McKee (1979) y Sanjaume y Gracia (2011). Para realizar esta clasificación se tuvo en cuenta que las caras de deslizamiento individuales de las dunas barjanoides dentro del campo de dunas pueden estar orientadas en varias direcciones durante el año en respuesta a los vientos efectivos de varias direcciones y que las dunas lineales en general se alinean paralelamente a la dirección de deriva resultante de vientos efectivos en el ambiente circundante (McKee 1979). A su vez, para determinar las características generales del viento en Bahía Creek, se han utilizado los datos de las estaciones meteorológicas que tiene el Servicio Meteorológico Nacional tanto en San Antonio Oeste (SAO) como en Viedma, situándose la primera 70 km al oeste y la segunda 70 km al noreste del área de estudio, ubicadas a escasos metros de la línea de costa. En Viedma se tienen registros desde el año 1967, mientras que en SAO desde 1988, y en ambos casos hasta la actualidad. A partir de esto fueron utilizados los datos desde el inicio de las mediciones hasta agosto de 2017, momento en el cual fue adquirida la información. Los registros de la dirección y velocidad del viento se han almacenado tres veces por día (9 hs, 15 hs y 21 hs), desde las 6 hs hasta las 23 hs y durante cada hora, dependiendo los años, contando cada vez con más registros a medida que nos acercamos al presente. Además tiene interés analizar la relación que existe entre la velocidad y la dirección del viento con la movilidad de los sedimentos. Para este estudio se ha optado por considerar 5,1 m/s como la velocidad umbral de transporte, de forma que los registros de viento con intensidad igual o superior a esta tasa se estiman como registros de "viento efectivo" y son los vientos capaces de movilizar los sedimentos (Máyer Suárez *et al.* 2012).

El campo de dunas fue dividido en 10 sectores, caracterizados principalmente por dunas barjanas, barjanoides y transversales que difieren en su madurez y orientación principal, además de dunas lineales, parabólicas, colgadas, en estrella, embrionarias y delanteras. Dentro de alguno de estos grupos también aparecen dunas inversas y oblicuas. Estas dunas en su mayoría también pueden ser clasificadas como compuestas o complejas. Además de las caracterizadas en el mapa, dentro de la zona de estudio también se pudieron registrar en el campo dunas eco, descendentes, envolventes, nebkas y mantos de arena. También se observó que, por su altura, se trata en general de dunas bajas (hasta 6 m) y en ocasiones moderadas (6-24 m), con sus crestas espaciadas entre alrededor de 10 y 200 metros. Con respecto a la dirección del viento efectivo, existe una dirección predominante: en SAO la NO (19%), seguida de la ONO (10%), mientras que en Viedma también predomina la NO (16%), seguida de la ONO y la NNO (10% c/u). Si comparamos las direcciones que oscilan entre los 247,5° (OSO) y los 315,5° (NO) con las que lo hacen entre 67,5° (ENE) y 135° (SE) las diferencias son significativas: en el caso de SAO un 43% frente a un 21% respectivamente, mientras que en Viedma las primeras poseen un valor de 36% frente al 12% de las segundas. Esta es la razón principal que explica que el transporte neto de las dunas se produzca de NO a SE o de OSO a ENE.

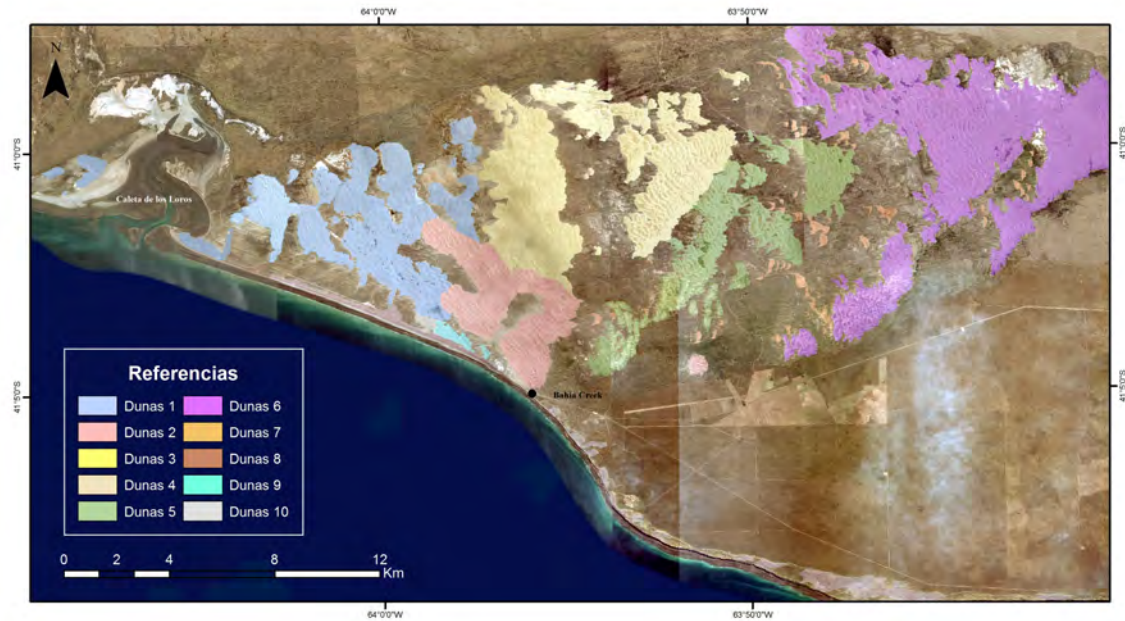


Figura 1. Ubicación de los distintos tipos de dunas clasificadas en el área de estudio.

Bibliografía:

- Máyer Suárez, P., Pérez-Chacón Espino, E., Cruz Averó, N. y Hernández Calvento, L. 2012. Características del viento en el campo de dunas de Maspalomas (Gran Canaria, islas Canarias, España). *Nimbus*, 29-30: 381-397.
- McKee, E.D. 1979. A study of global sand seas. US Govt. Print. Off., 429 p.
- Sanjaume, E. y Gracia, F.J. 2011. Las dunas de España. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 747 p.



O PAPEL DAS ESCARPAS DE TEMPESTADE NA INTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARICÁ (RIO DE JANEIRO, BRASIL)

André Luiz CARVALHO DA SILVA^{1@}, Maria Augusta MARTINS DA SILVA² y Carolina Pereira SILVESTRE²

⁽¹⁾Universidade do Estado do Rio de Janeiro

⁽²⁾Universidade Federal Fluminense

^(@)andrelsilvageouerj@gmail.com

Palabras clave: estratigrafia costeira, paleopraias, georadar

Este estudo objetivou caracterizar as escarpas de tempestade e apresentar sua importância para a identificação de antigas praias no registro geológico. A intenção é mostrar as características das escarpas de tempestade, tanto em superfície quanto em subsuperfície, e com isso corroborar com interpretações que vem sendo realizadas em feições semelhantes observadas em imagens de georadar (GPR - *Ground Penetrating Radar*) adquiridas na planície costeira de Maricá no estado do Rio de Janeiro (Fig. 1A) por Silva *et al.* (2014) e Silvestre *et al.* (2015). As escarpas de tempestade são feições marcantes em uma praia (Fig. 1B, C). Elas apresentam morfologias diagnósticas de seu modo de formação e, devido à possibilidade de preservação, podem ser utilizadas em estudos visando à reconstrução paleoambiental. Essas feições costeiras se formam quando ondas mais altas e de maior energia promovem o corte das camadas de sedimentos que formam as bermas causando o recuo das mesmas. A formação de uma escarpa promove o truncamento das camadas plano-paralelas horizontais a sub-horizontais das bermas e a criação de uma superfície planar ou côncava inclinada para o mar na frente da escarpa. Nas últimas décadas, estudos feitos no Brasil e no mundo sobre a estratigrafia e as sequências sedimentares quaternárias de áreas costeiras vêm utilizando cada vez mais o GPR. Em alguns casos, as imagens de GPR revelam refletores que correspondem a antigas superfícies relativas às escarpas de tempestade, facilmente correlacionadas com as observadas no ambiente moderno.

Neste trabalho são apresentados perfis topográficos, trincheiras de praia e imagens de GPR. Os perfis topográficos foram realizados na praia de Itaipuaçu, utilizando-se o método proposto por Emery (1961), o que permitiu o reconhecimento da dinâmica dessa praia e o importante papel das ressacas nesse litoral (Silva *et al.* 2008). As trincheiras foram realizadas no meio do arco praial em Itaipuaçu, na década de 1970 (Silva 1972). Elas foram abertas a partir do pós-praia, passando pela escarpa de tempestade e terminando na vegetação de restinga, entre 1,5 e 2 metros de profundidade. Uma das faces da trincheira foi fotografada, desenhada e os ângulos de mergulho dos estratos medidos, o que possibilitou a identificação de feições pretéritas, como bermas, escarpas e superfícies de truncamento. As imagens de GPR foram obtidas em 2012, ao longo de perfis transversais à linha de praia na barreira holocênica, com a antena de 400 MHz. As imagens representam uma seção sedimentar de até 10-15 metros de espessura. Neste trabalho, porém, iremos focalizar os cerca de 2,5 a 3,5 metros de espessura do topo da sequência sedimentar, e que corresponde a parte superior do Holoceno (Silvestre *et al.* 2015).

As escarpas de tempestade e as superfícies de truncamento associadas apresentam potencial de preservação durante a evolução de uma costa, em especial daquelas prográdantes. Na planície costeira de Maricá as escarpas são íngremes e sua frente é constituída por uma superfície lisa, planar ou côncava, e inclinada cerca de 15-16° para o mar (Fig. 1D); essa superfície trunca as camadas plano paralelas horizontais ou sub-horizontais que formam as bermas (Fig. 1E, F). A altura da escarpa vai depender da altura e alcance das ondas que, no litoral estudado, pode chegar a 2 metros ou mais de altura. Essas escarpas quando preservadas se constituem em evidências que ajudam no reconhecimento de antigas praias e, portanto, contribuem para o entendimento da evolução de uma região costeira. Em Maricá, essas escarpas e superfícies de truncamento pretéritas ocorrem a distâncias que variam em relação ao limite interno da praia atual: ora elas ocorrem bem próximas a esse limite, ora estão a 30-40 metros a norte do limite continental da praia atual (Fig. 1G, H). O reconhecimento dessas escarpas de tempestade nas imagens de GPR (Fig. 1G, H), muito semelhantes às observadas nas praias atuais (Fig. 1B, C, D), possibilitou determinar a evolução de um sistema barreira-laguna mais ao norte e mais distante do nível do mar atual. Essas paleoescarpas indicam uma fase de retrogradação da barreira (nível do mar relativo mais alto que o atual), possivelmente relacionado ao máximo transgressivo de 5000 anos atrás. A seguir, uma sucessão de paleoescarpas de tempestade mostra que a barreira progradou para sul, chegando a uma posição próxima àquela onde se encontra atualmente.

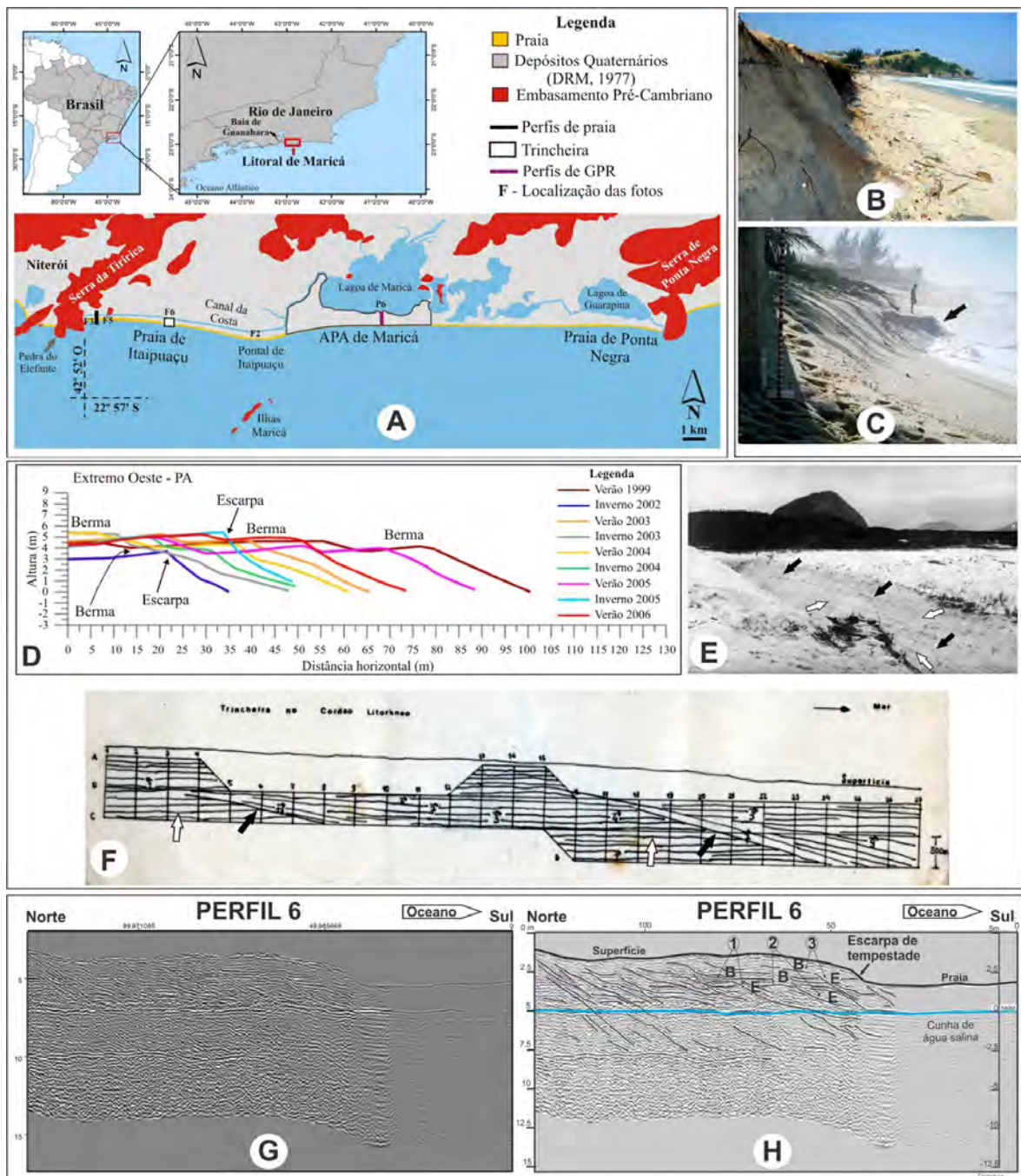


Figura 1. A) Área de estudo. B-C) Corte e recuo da berma e formação de escarpa de tempestade em Itaipuaçu. Fotos: Silva, M.A.M. (2007). D) Perfis topográficos de praia coletados em Itaipuaçu (Silva et al. 2008). E- F) Trincheira aberta em Itaipuaçu na década de 1970, se estendendo desde o pós-praia até a área de restinga e variando de 1 a 1,5 metro de profundidade. Duas superfícies de truncamento (setas pretas) podem ser observadas na trincheira, e representam o corte e recuo de antigas bermas (setas brancas). Foto: Silva, M.A.M. (1971). G-H) Imagem de GPR adquirida na APA de Maricá por Silvestre et al. (2015). Antigas escarpas de tempestade e bermas (indicadas por setas) aparecem como refletores relativos aos estratos plano-paralelos horizontais cortados e a superfície de truncamento, refletor de formato côncavo e mergulhando para o mar.

Bibliografía:

- Emery, K.O. 1961. A Simple Method of Measuring Beach Profiles. *Limnology and Oceanography* 6: 90-93.
- Silva, A.L.C., Silva, M.A.M. y Santos, C.L. 2008. Comportamento Morfológico e Sedimentar da Praia de Itaipuaçu (Maricá, RJ) nas Últimas Três Décadas. *Revista Brasileira de Geociências* 38: 89-99



- Silva, A.L.C., Silva, M.A.M., Gamboa, L.A.P. y Rodrigues, A.R. 2014. Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 44: 191-206.
- Silva, M.A.M. 1972. Relatório Final de Iniciação Científica. Conselho Nacional de Pesquisas (CNPQ), p. 20.
- Silvestre, C.P., Silva, A.L.C., Silva, M.A.M. y Rodrigues, A.R. 2015. Investigation of the internal structure and evolution of the holocene barrier of Maricá (Rio de Janeiro). *Revista Brasileira de Geofísica* 33: 1-15.



PRECIPITACIÓN DE EVAPORITAS EN UNA CUENCA SALINA CARACTERIZADA POR ACTIVIDAD MICROBIANA

Diana G. CUADRADO^{1@}, Ana MARTINEZ², I. Emma QUIJADA³, Lucía MAISANO¹, Eduardo A. GÓMEZ⁴ y L. Ariel RANIOLO⁵

⁽¹⁾Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET). Dto Geología. Universidad Nacional del Sur.

⁽²⁾Dto. Química. Universidad Nacional del Sur

⁽³⁾Dto. Geología. Universidad de Oviedo. España

⁽⁴⁾Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET). Universidad Tecnológica Nacional-Fac. Reg. Bahía Blanca

⁽⁵⁾Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET). Dto Ingeniería. Universidad Nacional del Sur

^(@)cuadrado@criba.edu.ar

Palabras clave: carbonato de calcio, cianobacterias, matas microbianas

El área de Paso Seco (40°33'S; 62°14'O) es un ambiente costero marginal donde se registra baja precipitación y los sedimentos se encuentran colonizados por espesas matas microbianas. Comprende un área de 2,5 km x 0,3 km que corresponde a un antiguo canal de marea cuya desembocadura fue obstruida por la formación de una espiga costera. Esta barrera topográfica, entre el área de estudio y el mar, presenta un angosto canal de drenaje que permite ingresar el agua de mar durante condiciones de tormenta. El ambiente del paleocanal da lugar a la formación de una cuenca salina en cuya superficie precipitan evaporitas durante los meses cálidos. El objetivo de trabajo es analizar la evolución del agua de mar por evaporación, identificar las evaporitas formadas en la planicie sedimentaria y determinar la interacción con la presencia de matas microbianas.

El ingreso del agua de mar se identificó con un sensor HOBO ubicado dentro de un tubo de PVC a 50 cm por debajo del nivel de la planicie, el cual registró las variaciones del nivel del agua y su temperatura cada 10 minutos durante 3 años. Se recolectaron muestras de sedimentos en testigos verticales y se estudiaron mediante lupa estereoscópica, microscopio electrónico de barrido con la utilización de microanálisis de rayos X por energía dispersiva (EDS), y se analizaron láminas delgadas mediante microscopio petro-calcográfico. Se realizaron análisis químicos del agua retenida en depresiones someras y de agua intersticial, y se compararon los resultados con los valores típicos del agua de mar.

La inundación del área de estudio por agua de mar es frecuente durante todo el año, alcanzando una altura máxima de 70 cm sobre la superficie. Luego que el agua se retira, el nivel freático se mantiene cercano a la superficie durante el invierno, mientras que en el verano, cuando la radiación solar alcanza valores máximos, el nivel desciende hasta 40 cm por debajo de la superficie. Los resultados del análisis químico del agua recolectada en diferentes sectores de la planicie indican que dependiendo del grado de saturación y en base a la composición química, a medida que progresa la evaporación del agua, hay precipitación de CaCO_3 , CaSO_4 y, por último, NaCl . En visitas de campo se han observado a simple vista láminas de yeso y cristales cúbicos de halita en depresiones someras con una delgada capa de agua, en ocasiones afectada por vientos que aceleran la evaporación. Sin embargo, mediante micrografías con EDS se ha identificado muy baja proporción de yeso y halita en los sedimentos, por lo que se supone que su preservación es afectada por su alta solubilidad ante las frecuentes inundaciones. Contrariamente, el carbonato se ha reconocido tanto en láminas delgadas mediante microscopio petrográfico, como en micrografías en el microscopio electrónico, y se encuentra en forma de capas de 100 a 200 mm. Es interesante observar que estas capas de carbonato están atravesadas por moldes sub-verticales de vainas de cianobacterias, que son las bacterias mayormente presentes en las matas microbianas que colonizan los sedimentos (Fig. 1A). Los resultados del EDS que muestran el mapeo de elementos químicos indican la presencia de capas de Ca que en general se alternan con capas de Mg (Fig. 1B).

Los resultados obtenidos permiten evaluar los procesos inorgánicos en una cuenca salina con la precipitación de evaporitas por evaporación del agua de mar. Simultáneamente, se evalúa la relación con procesos orgánicos regidos por la actividad microbiana en los sedimentos.

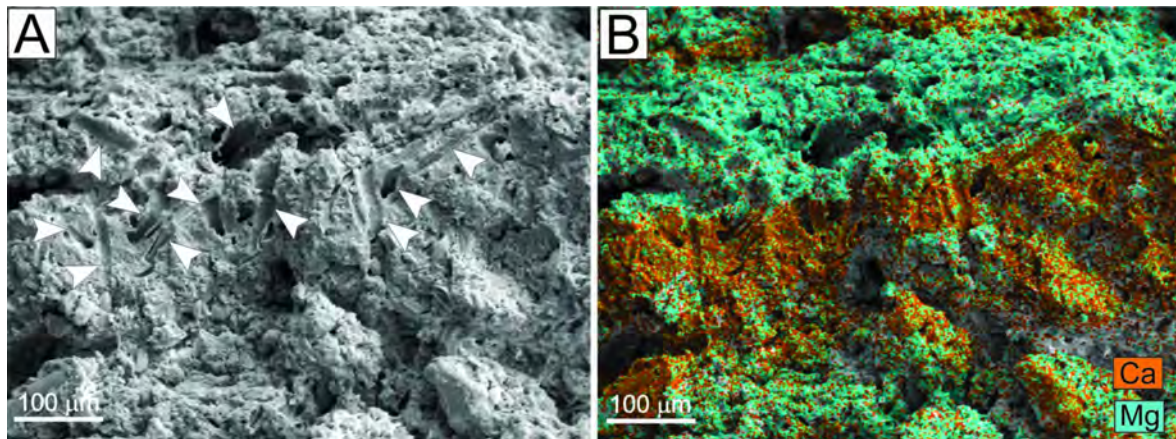


Figura 1. A) Micrografía donde se observan los moldes de vainas de cianobacterias (marcadas con flechas). B) Resultados de EDS sobre la micrografía, mostrando los elementos Ca y Mg simultáneamente, distribuidos en capas. Se observa que los moldes sub-verticales de cianobacterias mayormente se presentan en la capa de Ca.



PROCESOS DE FORMACION DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACION EN SEDIMENTOS COLONIZADOS POR MICROORGANISMOS

Lucía MAISANO^{1@}, Diana G. CUADRADO¹, Eduardo A. GÓMEZ² y Ariel RANIOLO³

⁽¹⁾Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET). Dto. Geología. Universidad Nacional del Sur

⁽²⁾Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET). Universidad Tecnológica Nacional. Fac. Reg. Bahía Blanca

⁽³⁾Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET). Dto Ingeniería. Universidad Nacional del Sur

@lucia_maisano@hotmail.com

Palabras clave: hidrodinámica, matas microbianas, paleocanal

Se pueden formar espesas matas microbianas colonizando los sedimentos superficiales de una planicie de marea cuando el ambiente presenta las condiciones óptimas. Entre estas condiciones se encuentran la inundación recurrente, constante radiación solar y muy baja sedimentación. La estabilización del sedimento es causada por la actividad microbiana, tanto por la presencia de microorganismos como por sus procesos biológicos. El crecimiento de filamentos de cianobacterias entre los granos silicoclásticos forman un denso entretejido entre los sedimentos, mientras que la alta cohesividad se logra por la presencia de sustancias poliméricas extracelulares (EPS, por sus siglas en inglés) que secretan los microorganismos (diatomeas bentónicas y cianobacterias). La característica más importante es la notable cohesión y flexibilidad que presentan las matas microbianas de gran espesor (> 1 cm) bajo condiciones de humedad. Para su formación se necesita una energía ambiental muy baja; sin embargo en ciertas ocasiones pueden estar expuestas a eventos de mayor energía, generándose estructuras sedimentarias microbianas de deformación. Este trabajo tiene como objetivo identificar las condiciones ambientales que permitieron el desarrollo de los dobleces de mata, enrollamientos y pliegues microbianos, haciendo énfasis en el aspecto hidrodinámico de la zona como el factor desencadenante. El área de estudio es un antiguo canal de marea (2,5 km x 0,3 km) donde el sedimento correspondiente al fondo del canal se encuentra actualmente colonizado por matas microbianas. El paleocanal se encuentra restringido debido al desarrollo de una espiga de arena costera que obtura su desembocadura; sin embargo, el área es inundada frecuentemente en condiciones de tormenta, cuando las olas superan los 2 m de altura y sobrepasa la espiga. Es importante destacar que el agua al ingresar a la planicie se encuentra canalizada y presenta en consecuencia una alta velocidad de corriente.

El estudio se realizó mediante observaciones *in situ* durante 3 años sobre la extensa planicie de sedimentos colonizados, donde el espesor de la mata microbiana es > 1cm. Se midió el nivel de agua de mar que ingresa al área de estudio por medio de un sensor de presión HOB0 (U20-001-04-Ti) ubicado 50 cm por debajo del nivel de la planicie. Por lo tanto, se midió la fluctuación del nivel de agua por encima y por debajo de la superficie sedimentaria (identificando tanto inundaciones del mar como nivel freático). Se registró la temperatura y el nivel del agua cada 10 minutos.

Los resultados de los registros obtenidos permitieron conocer el régimen de inundación del área de estudio y la forma en la que ésta se desarrolla. El agua de mar ingresa con la corriente de flujo de forma rápida hasta alcanzar un máximo (50 cm en 3 hs), y se retira en forma gradual con el refluj0 (hasta 24 hs). Por otra parte, la geomorfología e hidrodinámica de la zona permite desarrollar condiciones diversas a lo largo del año. Durante el invierno el nivel freático se mantiene sobre o cerca de la superficie por varios días consecutivos, generando una mata microbiana muy flexible. Durante el verano, cuando la radiación solar alcanza los valores máximos, el nivel puede descender hasta 40 cm por debajo de la planicie. Ello genera pérdida de humedad en las matas microbianas por evaporación, lo que conlleva al agrietamiento del sedimento colonizado con la formación de grietas de desecación que conforman líneas de debilidad en el momento de ingreso del agua de mar. Tal ingreso en el paleocanal produce una importante fricción sobre las matas microbianas, produciéndose desgarr0 a partir de las líneas de debilidad que pueden evolucionar a pliegues, dobleces o enrollamientos de mata por un aumento en la velocidad de la corriente o subsecuentes inundaciones (Fig. 1A, B). Las zonas despojadas de la capa microbiana superficial deja el sedimento infrayacente expuesto (bolsillos de erosión) y factible de ser recolonizado (Fig. 1C).

La desembocadura de un canal de marea obturada por el crecimiento de una espiga costera con la posterior sedimentación en el paleocanal puede ser parte de un estadio regresivo. Normalmente esta evolución involucra la inundación esporádica del mar hasta que el sector queda totalmente separado del mar. Durante ese período se presentan las condiciones óptimas para la formación de matas microbianas. Por otro lado, un paleocanal tiene la morfología necesaria para generar fuertes corrientes de agua con la consecuente formación de estructuras microbianas de deformación. Estructuras



similares se podrían reconocer en ambientes fósiles análogos.



Figura 1. Estructuras microbianas de deformación. A) Pliegue microbiano donde se observa la flexibilidad de la mata. B) Enrollamiento de mata con numerosas vueltas realizadas por el fragmento de mata. C) Recolonización incipiente del sedimento infrayacente (expuesto por desgarro de la mata microbiana) cubierta por una delgada capa de agua.



SAND RIDGES EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DEL SUR DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES: RESULTADOS PRELIMINARES

Silvia Susana GINSBERG^{1,2,3@}, Salvador ALIOTTA^{1,2}, Agustina ANDREOLI¹, Laura G. VECCHI^{1,2} y Marta E. MINOR SALVATIERRA^{1,2}

⁽¹⁾Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. CCT-Bahía Blanca

⁽²⁾Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur

⁽³⁾Depto. de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica Nacional, FRBB.

^(@)ginsberg@criba.edu.ar

Palabras clave: sand ridges, Plataforma Continental Argentina, morfosedimentología

Los rasgos morfosedimentarios de la Plataforma Continental Argentina están vinculados con el accionar de los procesos oceanográficos, variaciones del nivel del mar, cambios climáticos y sedimentarios que intervinieron durante los tiempos glaciares y post-glaciares así como con la actual dinámica sedimentaria. Análisis preliminares de datos geológicos sísmo-acústicos coleccionados con el Buque Oceanográfico Puerto Deseado, permitió identificar por primera vez la presencia de *sand ridges* (crestas arenosas) en un área de la Plataforma Continental Interior denominada "El Rincón" (sur de la pcia. de Buenos Aires). Conjuntamente con este relevamiento las muestras de sedimentos de fondo permitieron caracterizar estos rasgos sedimentológicamente. La presente comunicación tiene por objetivo describir las características morfosedimentológicas de estas geoformas.

La zona de estudio corresponde al sector de la Plataforma interior representada por una franja costera que se extiende desde la zona exterior del estuario de Bahía Blanca hasta una profundidad de 40 m, aproximadamente. Diversos métodos sísmo-acústicos de relevamiento como un perfilador de 3,5 kHz y una fuente Sparker fueron utilizados para la determinación estratigráfica del subsuelo marino, en tanto que para el estudio de la morfología y rasgos de fondo, se empleó un sonar de barrido lateral. El muestreo de los sedimentos se llevó a cabo con un muestreador tipo Scoopfish. El posicionamiento del área relevada y de las muestras de sedimento se realizó con un GPS en modo diferencial.

El sector de la plataforma marina relevada en el presente trabajo y que limita con la costa oeste, exhibe un fondo de baja pendiente con aumento gradual de las profundidades hacia el este. En esta zona, se distingue una entrante que corresponde al canal principal del estuario de Bahía Blanca, la cual se prolonga y se hace notable hasta los 24 m de profundidad. En este área, en un sector costero ubicado frente a las localidades de Pehuén Co y Monte Hermoso, entre las isobatas de 10 y 25 m y a lo largo de 75 km, se observó el desarrollo de crestas arenosas. En general, las crestas de estas geoformas tienden a presentar una disposición N-S en cercanía de la boca del estuario y a medida que se extienden hacia el sector este van cambiando su orientación con una tendencia NE-SO. En la zona occidental, a profundidades entre 10 y 16 m, las formas poseen alturas que oscilan entre 3 y 7 m, mientras que sus longitudes de onda varían entre 200 y 600 m. En cambio, hacia el este y a mayor profundidad (entre 20 y 25 m), aparecen las de mayor altura. Estas últimas varían entre los 5 y 9 m de altura, con una longitud de onda de 600-800 m. En general, los *sand ridges* no exhiben en su sección transversal una simetría bien definida. Aquellos que presentan un perfil asimétrico muestran su flanco de máxima pendiente inclinado hacia el este. En tanto, hacia el oeste son más conspicuas las estructuras con perfiles simétricos. Sobre el cuerpo de estas formas se desarrollan dunas subácueas de altura menores a 1 m. La asimetría que exhiben sugieren que el flujo de fondo tiene una tendencia a movilizar el sedimento de fondo hacia la zona externa de la plataforma. Las muestras sedimentarias indican que las geoformas se hallan constituidas principalmente por sedimento arenoso de tamaño mediano a fino (entre 1 y 3 φ). Los sonogramas también evidencian que el material más fino (acústicamente menos reflectivo) conforma el cuerpo de las geoformas. En cambio, el material de granulometría más gruesa (mayor reflectividad) se ubica en los sectores más deprimidos entre dichos cuerpos.

Las condiciones para la formación de *sand ridges* se asocian con una elevada disponibilidad sedimentaria y fuertes corrientes de flujo (Huthnance 1982). En el área estudiada, inferimos que el desarrollo de dichas geoformas se vio favorecido por grandes cantidades de arena aportada por la descarga fluvial durante el Holoceno temprano y por una intensa deriva litoral ocurrida durante el proceso transgresivo marino. En este sector de la plataforma, Palma *et al.* (2008) mencionan una corriente de dirección antihoraria la cual resulta concordante con la orientación general que presentan las mismas. Si bien la generación de estas crestas de arena se asocian al último proceso transgresivo, con una menor profundidad y una fuerte deriva litoral, la hidrodinámica actual moviliza el sedimento



arenoso sin modificar la estructura inicial. Esto queda reflejado por la presencia de las pequeñas dunas desarrolladas en el cuerpo de los *sand ridges*.

Bibliografía:

- Huthnance, J.M. 1982. On one mechanism forming linear sand banks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 14(1): 79–99.
- Palma, E.D., Matano, R.P, y Piola, A.R. 2008. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research*, 113, C11010, doi:10.1029/2007JC004720



UN LITORAL ESTUARIAL CAMBIANTE: ANÁLISIS MULTITEMPORAL DE LA LÍNEA DE COSTA EN PUNTA ATALAYA Y PUNTA INDIÓ, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Gabriela D'AMICO^{1@}, Enrique FUCKS² y Claudia CARUT³

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE)

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

⁽³⁾Instituto de Investigaciones en Humanidades y Ciencias Sociales (IdIHCS) - UNLP-CONICET

^(@)gabrieladamico@live.com.ar

Palabras clave: litoral estuarial, líneas de costa, sistemas de información geográfica

Los litorales estuariales son espacios que se caracterizan por su complejidad, ya que en ellos convergen una multiplicidad de elementos y procesos, tanto naturales como sociales. Por un lado, las dinámicas hidro-meteorológicas y sedimentológicas interactúan modelando las costas. Por otro, la valoración social de esos espacios para la reproducción de distintas actividades económicas ha introducido históricamente modificaciones en los mismos, reconfigurando los procesos anteriormente mencionados y soslayando las dinámicas que los configuran.

El litoral costero del estuario del Río de la Plata en su margen argentina, en particular, ha sido transformado intensamente desde los inicios de la época colonial. Una serie de entrantes y salientes o puntas, geoformas modeladas a finales del Cuaternario, caracterizan la sinuosa costa del sector interno e intermedio, desde el delta paranaense hasta Punta Piedras. En esta franja se combinan procesos de acreción y erosión, cuyas dinámicas responden tanto a factores naturales como antrópicos.

En el presente trabajo, se realiza un análisis multitemporal de la línea de costa con el objeto de establecer comparaciones entre dos sectores del litoral estuarial, en cercanías de las localidades de Atalaya y Punta del Indio (Buenos Aires). Ambas localidades poseen actualmente una vocación territorial turístico-recreativa.

Para este fin, fotografías aéreas e imágenes satelitales de alta resolución de diferentes años y fuentes han sido seleccionadas y analizadas en un Sistema de Información Geográfica. Como base para la georreferenciación se utilizó una imagen satelital Digital Globe del año 2013, corregida a partir de puntos de control captados mediante GPS en campo en el sistema espacial de referencia WGS 84 / UTM Zone 21S, con unidades en metros. Posteriormente, se georreferenciaron las imágenes restantes y se digitalizó la línea de costa para cada año, mediante el indicador de borde de la vegetación costera (Boak y Turner 2005). Finalmente, se calculó el movimiento neto de la línea de costa en metros (NSM, por sus siglas en inglés), considerando parámetros de error, utilizando la aplicación Digital Shoreline Analysis System (Thieler *et al.* 2009) en el software ArcGIS. Durante el proceso, todo el análisis se complementó con observaciones efectuadas en campo, junto con revisión bibliográfica.

A partir de este análisis, se pudo determinar que la acreción predomina de manera acentuada en Punta Atalaya (con un NSM de hasta 400 m), mientras que en la zona urbana de la localidad de Punta del Indio domina la dinámica erosiva (NSM de hasta -379 m). En el sector de Punta Atalaya, el mecanismo de acreción se inició a partir de la conformación de un albardón (Fig. 1A y C), que fue paulatinamente consolidado por la vegetación ribereña, encerrando un humedal costero hacia mediados del siglo XX. En el segundo sector, la erosión es acentuada en la saliente de Punta Indio (Fig. 1B), en donde la valoración del espacio como un producto turístico desde inicios del siglo XX ha modificado de manera significativa el ambiente costero, desregulando los procesos naturales paliativos motorizados por la vegetación ante fuerte eventos erosivos, como las *sudestadas*. Mientras que en Punta Atalaya el proceso de acreción se acentúa desde la década de 1970, en Punta del Indio, en cambio, la erosión es el proceso predominante desde la década de 1950. La tendencia hacia la rectificación de la línea de costa en esta zona es únicamente resistida por dos estructuras existentes desde inicios de los años 1940: las ruinas del ex Hotel Argentino (Fig. 1D) y el Club de pescadores.

La constante erosión de las playas del balneario El Pericón, al sur de estas estructuras, es una problemática que amenaza la vocación turística de la localidad. En cambio, la acreción en la costa de la localidad de Atalaya ha propiciado la ampliación del espacio turístico-recreativo en este sitio.

Si bien los procesos tanto erosivos como de acreción presentan una tendencia en el mediano plazo, se debe tener en cuenta que la línea de costa es un indicador cambiante, sensible a variaciones en el corto plazo (por ejemplo, ante fenómenos meteorológicos con potencial erosivo).

El análisis regional resulta un enfoque de importancia para abordar la complejidad de las dinámicas costeras en general, y del litoral costero rioplatense en particular. Se espera que sea un punto de partida para comprender la fragilidad de estos espacios en pos de delinear estrategias de gestión integrada de los mismos.

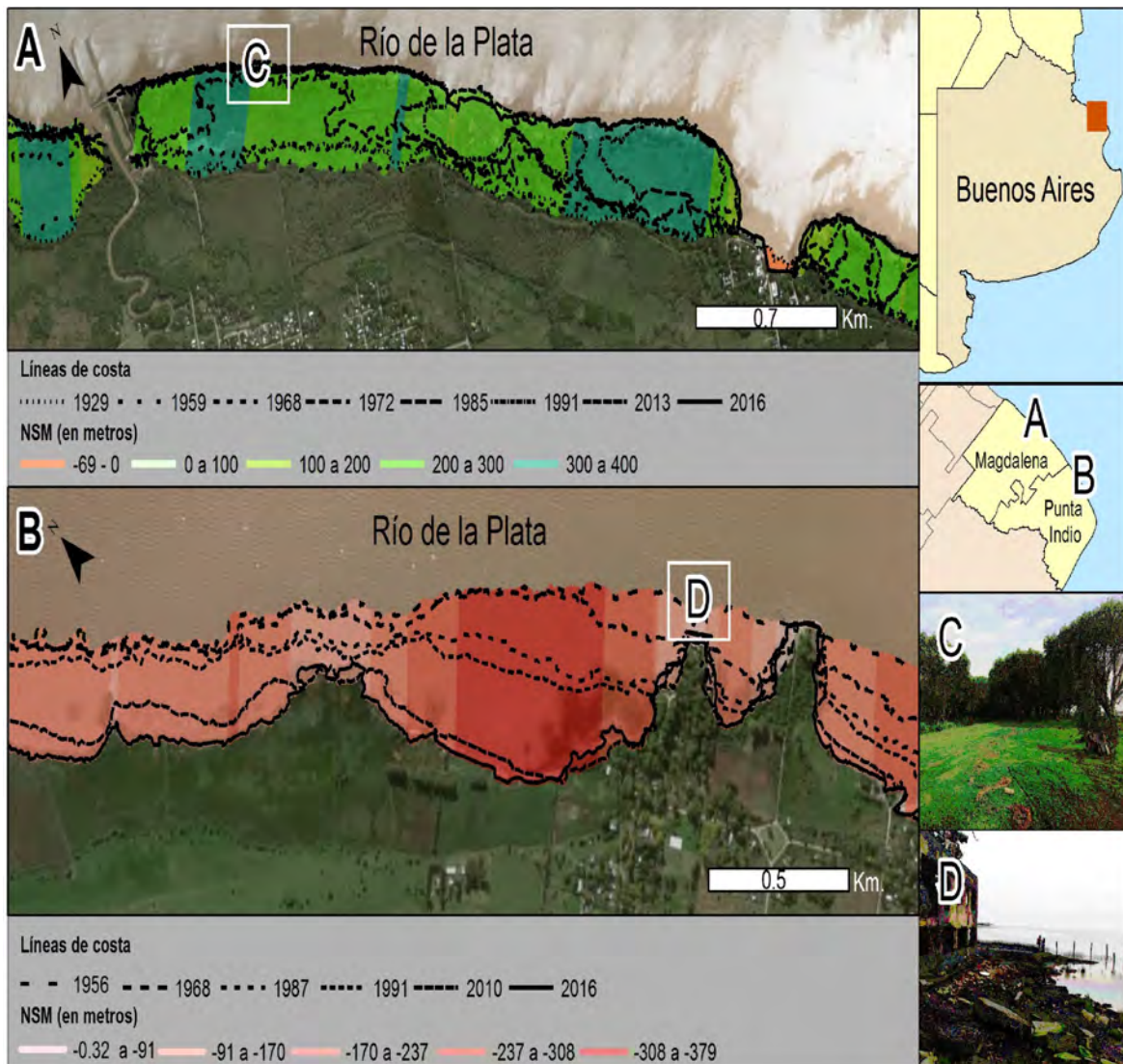


Figura 1. Líneas de costa históricas para las localidades de A) Atalaya (Magdalena) y B) Punta del Indio (Punta Indio), y valores de cambio en metros (Net Shoreline Movement). C) Balneario de Atalaya, albardón costero. D) ex Hotel Argentino. Imagen satelital de base: Digital Globe (2016).

Bibliografía:

- Boak, E.H. y Turner, I.L. 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 21(4): 688–703.
- D'Amico, G., Fucks, E. y Carut, C. 2015. Entre las dinámicas naturales y las materialidades construídas. I Jornadas Internacionales y III Jornadas Nacionales de Ambiente, Libro de Resúmenes extendidos, 256-258. Tandil.



UTILIZACIÓN DE LA RESONANCIA PARAMAGNÉTICA ELECTRÓNICA PARA DATACIÓN DE VALVAS DE MOLUSCOS MARINOS

Javier GÓMEZ^{1@}, Gabriella Margherita BORETTO² y Sandra GORDILLO²

⁽¹⁾Laboratorio de Resonancias Magnéticas, Centro Atómico Bariloche (CNEA).

⁽²⁾Centro de Investigación en Ciencias de la Tierra, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional de Córdoba (CICTERRA-CONICET-UNC)

^(@)gomezj@cab.cnea.gov.ar

Palabras clave: resonancia paramagnética electrónica, bivalvos marinos, cuaternario

La geocronología es indudablemente una de las herramientas básicas para la adecuada caracterización de depósitos marinos del Cuaternario, existiendo en la actualidad diversas técnicas de datación como ser decaimientos $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ o ^{14}C (Schellmann y Radtke 2000, 2010). El objetivo de este trabajo ha sido estimar la edad relativa de depósitos marinos cuaternarios de Patagonia tomando como base valvas de la especie de molusco denominada *Ameghinomya antiqua* utilizando la técnica de resonancia paramagnética electrónica (EPR) (Fainstein 2006). La elección de la especie se fundamenta en su buena preservación y abundancia en depósitos costeros del Pleistoceno y Holoceno en la región, habiendo seleccionado, en un rango latitudinal de norte a sur, las localidades de Caleta de Los Loros (Río Negro), Puerto Lobos, Bahía Bustamante (ambas de Chubut) y Canal Beagle (Tierra del Fuego).

En relación a los aspectos metodológicos, la técnica EPR es sensible a la presencia de momentos magnéticos no nulos de los electrones del material bajo estudio, generando selectivamente transiciones entre diferentes niveles de energía. En particular el carbonato de calcio, constituyente de las valvas de los moluscos, no presenta de manera espontánea momento magnético neto que sea sensible a la técnica. Sin embargo, la radiación natural es capaz de realizar cambios químicos en el carbonato de calcio, generando diferentes radicales libres que sí tienen momento magnético no nulo. En particular, algunos radicales de carbonato son muy estables, incluso en tiempos geológicos. La estabilidad de estos radicales produce un efecto acumulativo de la radiación y por lo tanto en la señal de EPR que estos generan. Esto último permite cuantificar de manera relativa el tiempo en que el carbonato de calcio estuvo expuesto a la radiación natural.

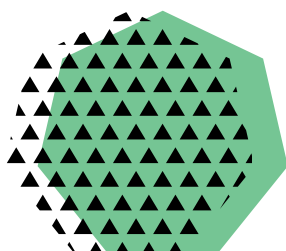
Respecto a los resultados preliminares, en los exoesqueletos de la especie mencionada, se ha observado que estas valvas muestran absorciones o señales de EPR que pueden ser identificadas con diferentes radicales libres, presumiblemente generados por la radiación natural. En relación a esto, se discute el origen de estas absorciones, su correlación con trabajos previamente realizados y los alcances y limitaciones de la técnica para su utilización como herramienta de datación, que servirá para identificar los depósitos y proveer de un interesante base de datos geocronológica en la región.

Bibliografía:

- Fainstein, C. 2006. Glycymeris longior shells, an alternative gamma radiation reference detector. Brazilian journal of physics 36 (1A): 90-92.
- Schellmann, G. y Radtke, U. 2000. ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). Quaternary International 68: 261-273.
- Schellmann, G. y Radtke, U. 2010. Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley-mouth terraces. Earth-Science Reviews 103 (1-2): 1-30.

Sesión 10

Suelos y Riesgo



Coordinadoras:

Margarita Osterrieth (IGCyC)

Natalia Borrelli (IGCyC)



ANÁLISIS DEL GEOAMBIENTE E IDENTIFICACIÓN DE RIESGOS EN LAS SERRANIAS DEL ESTE, ENTRE EL C^o SAN BERNARDO Y EL C^o LA PEDRERA, CIUDAD DE SALTA, ARGENTINA

Jorge Juan MARCUZZI^{1@}, María del Carmen VISICH¹ y Carmen QUISPE¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de Salta

^(@)jjmarcuZZi16@gmail.com

Palabras clave: riesgos naturales, riesgos antrópicos, procesos gravitacionales

Los riesgos son testimonio de las condiciones naturales del geoambiente y de la acción antrópica asociada, donde los potenciales procesos o sucesos que pueden tener lugar suponen una amenaza para la salud, la seguridad y bienestar de los ciudadanos, los que ocasionan impactos socioeconómicos negativos. Bajo esta premisa, se analizarán e identificarán los riesgos naturales y antrópicos, relacionados con la geodinámica actuante en un tramo aproximado de siete kilómetros de extensión, ubicado en la unidad geoambiental de la Serranía de Mojotoro. En la unidad serrana, caracterizada por un conjunto de parámetros geológicos y bióticos, podemos distinguir dos sectores, el montañoso y el de piedemonte. En éstos, los principales riesgos están relacionados con el clima y la evolución geológica, dando lugar a riesgos hidrogeológicos, deslizamientos y antrópicos asociados, donde la incidencia ambiental de los procesos actuantes está en relación directa con la peligrosidad, la exposición y la vulnerabilidad, potenciando una mayor probabilidad de ocurrencia de riesgos en el tiempo. Vinculada a la serranía, se considera la unidad fluvial constituida por el cauce del río Arias-Arenales.

La metodología de trabajo contempla identificar en las unidades mencionadas, sus características geológicas intrínsecas y los procesos asociados que provocan riesgos, como clima, formaciones rocosas, pendientes, suelos e hidrología. La cartografía se efectuó mediante el empleo de un navegador GPS, previo análisis de imágenes satelitales y reconocimiento en campo. En sectores se efectuaron mediciones para el cálculo de pendientes, volúmenes de deslizamientos desplazados, amplitud de carcavamiento y su modificación, mediante el uso de una estación total.

En la unidad serrana bajo análisis, es relevante el riesgo causado por factores naturales y antrópicos que desencadenan procesos de gravitacionales de diferente tipología. Estos provocan la desestabilización de laderas y taludes, influyendo en las obras civiles. Estos procesos según su energía movilizan volúmenes variables de materiales que determinan consecuencias ambientales, un caso evidente es el camino de acceso a la cima del C^o San Bernardo, y algunos sectores de laderas urbanizadas. En algunos tramos los riesgos naturales se incrementan por la actividad antrópica, como es el caso de desmontes indiscriminados, extracción de suelo orgánico, incendios forestales, construcción de viviendas por encima de la cota máxima establecida por Ordenanza Municipal y la explotación de canteras. En el sector del piedemonte, las construcciones resultan afectadas por desprendimientos de materiales relacionadas con las acciones citadas. Entre los riesgos, de carácter hidrológico vinculado con el escurrimiento pluvial, se encuentra la erosión y aluvionamiento de sedimentos. Otra consecuencia importante en las laderas es la erosión retrocedente. En todas las manifestaciones de riesgos mencionados, juegan un papel importante las pendientes topográficas. Por otro lado, en la unidad geoambiental fluvial, del río Arias-Arenales, su dinámica genera procesos erosivos que afectan obras civiles, entre los que destaca el impacto de socavación en las pilas del puente vial de la Avenida de Circunvalación Sureste, además de desestabilizar las defensas de gaviones que sustentan el talud del puente. En ocasiones, durante precipitaciones intensas las crecientes inundan importantes superficies de terrenos adyacentes al puente, riesgo que se maximiza por la presencia de cicatrices de antiguas cortadas de ladrillos, y también la erosión del talud del antiguo vertedero ubicado en la margen izquierda. Esta situación se agudiza por el estrechamiento del cauce en este sector, donde la corriente durante la estación de lluvias, adquiere mayor velocidad para evacuar los volúmenes de agua excedentes.



BIOMINERALIZACIONES DE HIERRO, CALCIO Y SILICE AMORFA EN AMBIENTES PALEOESTUARICOS HOLOCENOS DEL SUDESTE BONAERENSE

MARGARITA OSTERRIETH^{1@}

⁽¹⁾Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMDP-CIC)

^(@)mosterri@yahoo.com.ar

Palabras clave: piratas framboidales, carbonatos y oxalatos de calcio, mineraloquímica

Las biomineralizaciones son procesos que resultan en la formación de minerales y compuestos amorfos, generados como consecuencia de la actividad metabólica de los organismos vivos (Lowenstan, 1981; Osterrieth 2004). Han acompañado la evolución de la vida desde el origen del planeta y están presentes en todos los niveles de la biósfera. Los compuestos que contienen calcio, hierro y silicio forman parte de las biomineralizaciones más comunes y de amplia distribución global. Se presentan los resultados de estudios mineralógicos con énfasis en la caracterización de las biomineralizaciones en secuencias pedosedimentarias de ambientes paleoestuaricos, en el sector costero del SE bonaerense, entre las ciudades de Mar Chiquita y Miramar. Se trabajó en muestras disturbadas y no disturbadas a escala mesoscópica, microscópica, submicroscópica y mineraloquímica (MEB-EDAXs). La separación de las fracciones reactivas de hierro y piritica se determinó por ICP-OES. Predominan piratas framboidales y poliframboidales, asociadas a yeso, baritina, calcita, halita, oxihidróxidos de hierro. Todo lo cual definió condiciones y caracteres redoximórficos, vinculados al avance y retroceso del mar, durante la evolución de ambientes estuaricos holocenos. Se reconoció la secuencia completa de formación (sulfidización) y degradación (sulfirización) de piratas: vía greigita, makinawita, pirita framboidal y oxihidróxidos de hierro. Procesos que resultaron en mayor proporción de hierro como parte de óxidos cristalinos (28-76%) y lepidocrocita (6-16%); mientras que la proporción asociada a ferrihidrita y pirita es baja (0-9%/1-17%, respectivamente), lo que podría explicarse por la aireación de la rizósfera y las bioturbaciones. Estas biomineralizaciones de hierro han sido de utilidad, para interpretaciones biogeoquímicas, paleoambientales y tafonómicas. Y el grado de piritización es relevante al condicionar la distribución del hierro y determinar el comportamiento de metales traza, resultando de importancia ambiental en estos ecosistemas de humedales costeros. Las biomineralizaciones de calcio, permitieron explicar la secuencia genética de calcita, vía oxalatos de calcio, weddellita y whewellitita asociadas a distintas variedades de floras fúngicas, de actinomicetes y bacterias del suelo. En ambientes costeros, los bioclastos y/o sus restos, son disueltos por efecto de la biogeoquímica oximórfica de las piratas framboidales y por acción de los microorganismos generando bioerosión y posterior reprecipitación de oxalatos y carbonatos de calcio secundarios, que se incorporan a la matriz de suelos y sedimentos. Estas biomineralizaciones de aspecto fibroso presentan variadas morfologías cristalinas como filamentos y tubos calcificados, bastones, rodillos, acículas cortas y largas con extremos aguzados o rectos, entre otras; presentando tamaños variables. Las biomineralizaciones de sílice amorfa, representadas por diatomeas, poríferos, crisofíceas y silicofitolitos, son muy abundantes en los distintos niveles pedológicos de las secuencias. Dominan silicofitolitos de gramíneas C3 y Cyperaceae que indican condiciones pantanosas, estrechamente relacionado con el avance y retroceso de la línea de costa durante el Holoceno. Los suelos que sustentaron comunidades de plantas C4 indican condiciones de mayor salinidad. Son comunes los biofilms de hierro, sílice y calcio, que se presentaron de manera recurrente, asociados a bacterias, hongos, algas, actinomicetes y a sus respectivas biomineralizaciones. La contribución de estos tres elementos en la conformación de matrices de suelos, paleosuelos y sedimentos en ambientes costeros, en muchos casos, aumenta la resistencia a la erosión de los paleosuelos exhumados. A su vez, la compleja interacción de las biomineralizaciones y la biogeoquímica del hierro, el calcio y la sílice amorfa han permitido explicar la pérdida de microfósiles calcáreos por disolución, la comprensión de procesos tafonómicos y su relevancia para la interpretación paleoambiental de los ambientes costeros. También prever cambios ambientales negativos ante manejos inadecuados de estos ambientes actualmente o en el futuro. Agradecimientos: subsidios UNMDP-EXA741/17; y CONICET-PIP145

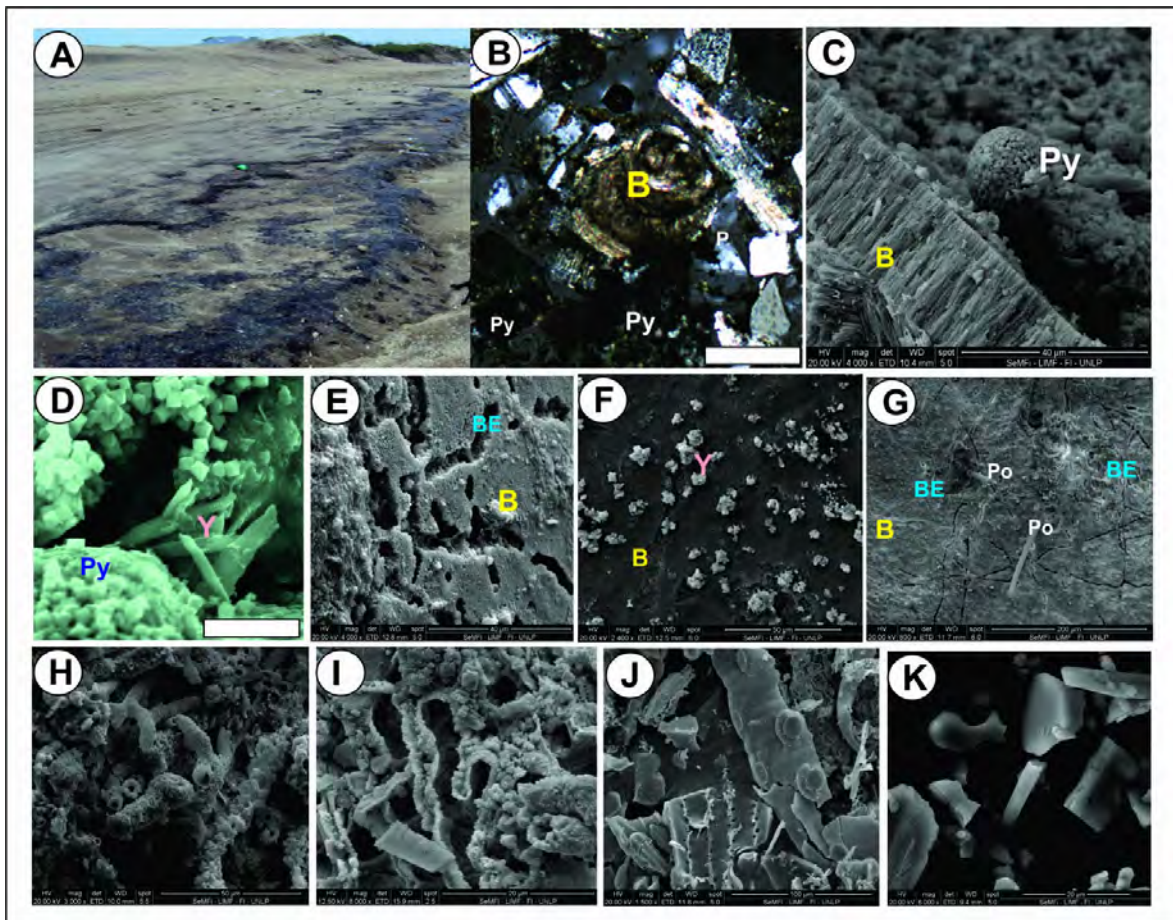


Figura 1. A) Vista panorámica de ambientes paleoestuarinos en Mar Chiquita. B) Vista microscópica bioclasto(B)y matriz con piritas framboidales (Py), barra 100 μm . C) Vista de MEB Py sobre bioclasto. D) MEB Py y yeso (Y) en matriz de paleosuelo, barra 20 μm . E) Bioclasto bioerodado (BE). F) Bioclasto bioerodado y biomineralización de yeso (Y). G) Bioclasto bioerodado y crecimiento de poríferos (Po). H) Biomineralizaciones de carbonato de calcio sobre bioclasto. I) Bioclasto bioerodado y biomineralizaciones de calcio. J) Silicofitolitos de plantas. K) Silicofitolitos en paleosuelos.

Bibliografía:

- Lowenstan, H.A. 1981. Minerals formed by organism. *Science* 211: 1126-1131.
Osterrieth, M. 2004. Biominerales y biomineralizaciones. In: H.T. García Calderón, (Ed.) *Cristalografía de suelos*, pp. 206–218, México: Sociedad Mexicana de Cristalografía.



CARACTERIZACIÓN PEDOLÓGICA DE UN HUMEDAL DE LA SIERRA DE SAN BERNARDO, CHUBUT

Silvina Mariela OCAMPO^{1@}, Pablo BOUZA², Lina VIDELA², Claudia SAÍN², María Elena ARCE⁴¹, Juan JIMÉNEZ³ y
JOSE MATILDO PAREDES¹

(1) Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

(2) Instituto Patagónico para el Estudio de los Ecosistemas Continentales (CONICET, CCT-CENPAT)

(3) Consultor particular

(@) ocampomariela@gmail.com

Palabras clave: suelos, humedal, Patagonia Extrandina

El trabajo tiene como objetivo la caracterización pedológica de un humedal ubicado en la Patagonia semiárida de Chubut. Las condiciones de saturación de agua en estos ecosistemas generan procesos biogeoquímicos (hidromorfismo) particulares en los suelos. El análisis multitemporal de imágenes mostró un intenso cárcavamiento sufrido en las últimas décadas en las cabeceras del manantial, que dejó al humedal sin su aporte de agua principal. Por esta razón, actualmente el agua ingresa al sitio a través de canalizaciones desde manantiales de acuíferos fisurados (basaltos). Este trabajo muestra los avances preliminares de un estudio pedológico completo que se encuentra en desarrollo.

Se realizaron 5 calicatas (Fig. 1 C) para describir las propiedades morfológicas de los suelos y se muestrearon sus horizontes según Schoeneberger *et al.* (1998). Las determinaciones analíticas se realizaron en el Laboratorio de Suelos de Ecosistemas Patagónicos (IPEEC CONICET- CCT CENPAT). La zona de estudio se relevó con un *drone*, y se obtuvo un modelo digital de elevación (DEM) (Fig. 1B) y un mosaico de imágenes. La clasificación supervisada de las imágenes individualizó 5 sectores en el humedal (Fig. 1A).

Los suelos descriptos son de poco desarrollo por los sucesivos eventos aluviales que sepultan los horizontes, interrumpiendo los procesos edáficos. Se definen como Torrifluvent según la clasificación *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1999). El sector I se encuentra en la parte central del humedal, donde el nivel freático se encuentra a 41 cm de la superficie en el momento de la descripción. El perEil P3 presenta típicos rasgos hidromórficos; presenta valores de carbono orgánico total (COT) de 11,41% en el horizonte A y pH neutro. La conductividad eléctrica (CE) disminuye en profundidad siendo de 2,13 dS/m en el horizonte A. Los valores de CIC más elevados se encuentran en los horizontes A y 2Ab, presumiblemente debido al alto contenido en materia orgánica. El sector II, representado por los perEiles P1 y P2, se desarrollan bajo vegetación de juncos y gramíneas. La estructura granular de los horizontes A, el color oscuro dado por el contenido en materia orgánica (COT 12,79% en A1 del P2) son típicos de humedales. La secuencia de horizontes del perEil P2 es A1-2A2-3Bss-3C, donde se reconocieron rasgos de tensión entre los agregados prismáticos (caras de fricción) en el horizonte 3Bss, indicando la presencia de arcillas expansivas de tipo esmectitas (características vérticas). El patrón de discontinuidades litológicas se repite en todos los perEiles. Los pH en P2 son ligeramente alcalinos para A1 y neutros para el resto de los horizontes; la CE presenta la misma tendencia. La secuencia de horizontes en el perEil P1 es A-2A2-3B-3BC-3C-4Ck1-5Ck2. Los valores de pH son más elevados y aumentan en profundidad, de 7,97 a 9,14. Las texturas para ambos horizontes son francas a franco arcillosas. El P4 representa el sector III y se ubica en la parte externa del humedal, adyacente a la ladera occidental del cañadón Matasiete. Se desarrolla sobre vegetación de *Lepidium draba* y presenta una secuencia A-2C1-3C2-4C3-5C4-6C5. Predominan colores pardos grisáceos y texturas francas arenosas. Los valores de COT van desde 0,24 a 0,86%. Son frecuentes los aportes sedimentarios por escorrentía superficial, que genera el soterramiento de los horizontes y discontinuidades litológicas en el perEil edáfico. En el sector IV se desarrolla el perEil P5, presenta baja cobertura vegetal (< 20%) y domina *Distichlis scoparia*. El perEil se encuentra en la zona más baja del fondo de valle de pendiente hacia el sur. Predominan los colores pardos pálidos, presencia de carbonatos en matriz. Los valores de COT disminuyen en profundidad desde 0,74% a 0,07%. Presenta pH muy fuertemente

alcalinos (9,47 a 10,46); la CE va desde 2,06 a 11 dS/m. Se interpreta la fuerte presencia de Na⁺ por los elevados valores de pH y concentración de bases por irrigación desde sectores más elevados. El sector V representa las condiciones de la región, con régimen de humedad árido y vegetación de estepa arbustiva.

La diferenciación superficial observada en la vegetación concuerda con las diferencias edáficas



identificadas. El procesamiento digital de imágenes permitió extrapolar los datos puntuales de suelos y vegetación a situaciones más genéricas. El análisis de la topografía de la zona (Fig. 1B) muestra un desnivel que se interpreta como una terraza fluvial de un antiguo curso. En relación a esta observación, el horizonte 2A2 del perfil P2 muestra una línea de piedras en su límite inferior acorde con el fondo erosivo del curso fluvial. Actualmente, el canal activo se encuentra a 5,4 metros por debajo del lecho anterior.

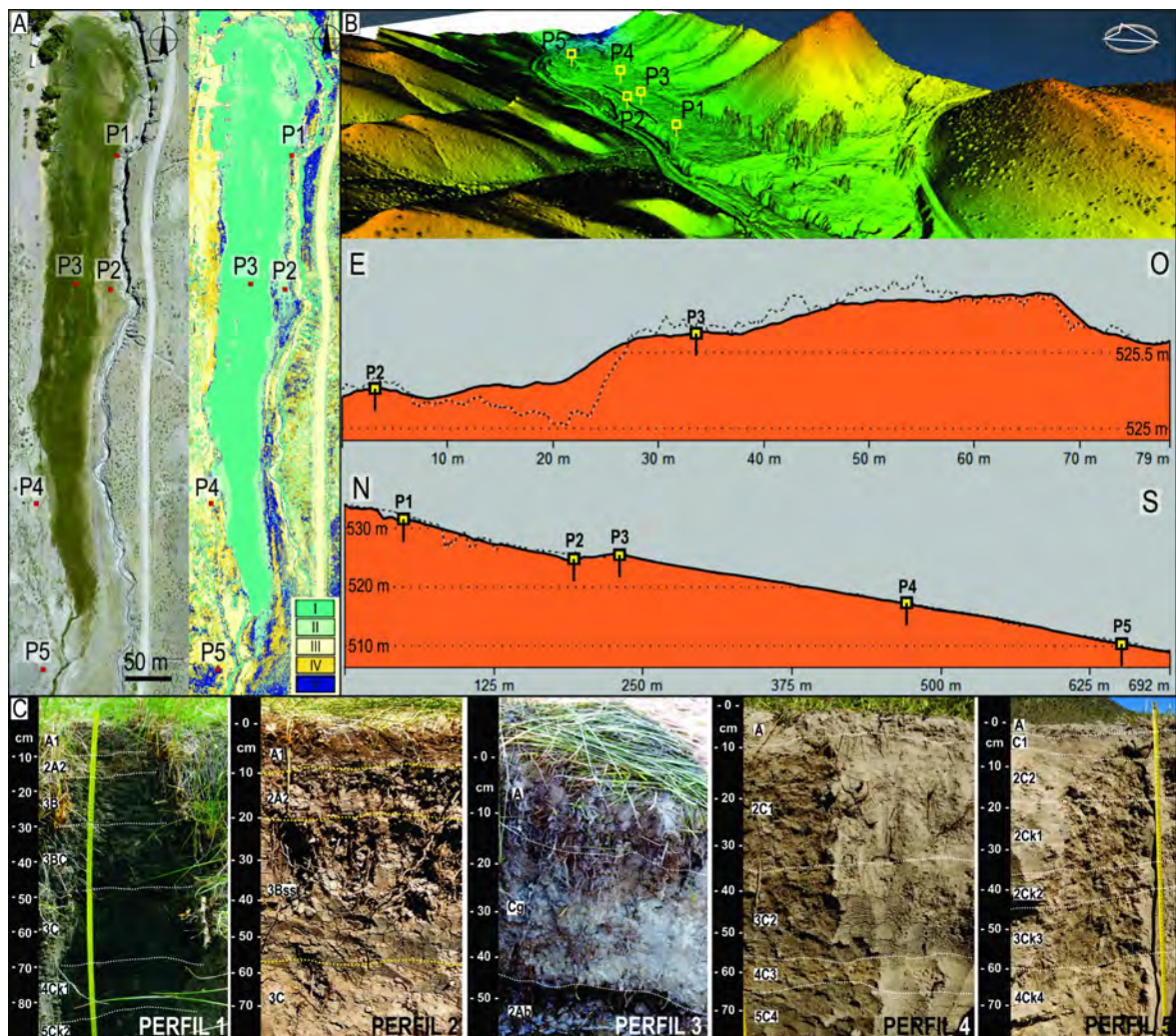


Figura 1. A) Ubicación de perfiles de suelo en mosaico de imágenes (izquierda) y clasificación supervisada (derecha). B) DEM y perfiles topográficos de la zona de estudio. C) Perfiles de suelos.

Bibliografía:

- Schoenberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C. y Broderson, W.D. 1998. Field book for describing and sampling soils. Natural Resources Conservation Service, USDA, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- Soil Survey Staff 1999. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys; 2nd edition. Agricultural Handbook 436; Natural Resources Conservation Service, USDA, Washington.



CONSECUENCIAS AMBIENTALES DE LA EXPLOTACIÓN DE CANTERAS DE CALIZAS EN EL DPTO. CERRILLOS- PROV. DE SALTA

Luciana BORGATTA^{1@} y María del Carmen VISICH²

⁽¹⁾Secretaría de Minería de la Provincia de Salta

⁽²⁾Universidad Nacional de Salta

^(@)lucianaborgatta@gmail.com

Palabras clave: remoción en masa, relieve, actividad calera

La explotación de sustancias minerales a cielo abierto genera alteraciones en los recursos naturales, éstas pueden ser evaluadas y mitigadas si se efectúa una correcta extracción, con la adopción de medidas y acciones de prevención. La actividad extractiva realizada en las canteras de calizas y dolomías de los cerros de San Miguel son representativas de ésta temática. Se encuentran en el departamento Cerrillos a 25 km al sudoeste de la ciudad de Salta (Capital). En los flancos occidental y sur son notables los afloramientos de calizas de la Formación Yacoraite, en estos se ubican las cinco (5) canteras registradas según el Plano de Registro Catastral (Mayo de 2018) de la Secretaría de Minería. La cal producida en el departamento Cerrillos, constituye el 90% de la producción de cal de la provincia por lo que debe resultar ambiental, social y económicamente sustentable. Son objetivos de este trabajo determinar las consecuencias de la explotación en el relieve y establecer la situación ambiental actual, además de las medidas y acciones de prevención y mitigación del impacto producido por la actividad calera.

La metodología utilizada para alcanzar los objetivos propuestos consistió en el análisis del material bibliográfico, tanto geológico como normativas ambientales y mineras vigentes, relevamientos de campo y análisis de la metodología de extracción. La explotación se realiza a partir de un método similar cámaras y pilares. La extracción del material en los frentes de explotación se realiza manualmente con picos, palas y barrenos. Los procesos de producción consisten en la fragmentación y selección, la calcinación con obtención de cal viva [CaO: óxido de calcio] y la hidratación con obtención de cal hidratada o apagada [Ca (OH)₂: hidróxido de calcio]. Las calizas presentan una alta pureza, con una ley promedio de 52,71% de CaO, correspondiendo a una caliza de alta calidad para exportación. Entre los efectos generados por la actividad calera en la geomorfología se observó que en los sectores correspondientes a los frentes de explotación, la extracción ha modificado la topografía con la generación de cicatrices de explotación, las cuales producen inestabilidad de los taludes rocosos, favoreciendo la acción de los procesos de remoción en masa tales como deslizamientos, y caídas de bloques y detritos. Respecto de la hidrología, modifica el diseño de escurrimiento pluvial de las laderas. Con relación a los suelos, estos son totalmente removidos en los sectores de explotación, acelerando la erosión de los taludes rocosos.

La actividad calera, a pesar de constituir una explotación localizada, tiene importante influencia en la modificación de los recursos naturales del entorno. En este sentido, se concluye que para minimizar las consecuencias ambientales negativas se deben adoptar medidas preventivas o correctoras, siendo de mayor prioridad la ejecución de un método de explotación en escalones o gradas, la recuperación total del material extraído para evitar la configuración de escombreras, la implementación de diseños de drenaje para minimizar el escurrimiento, la utilización de gas natural y la incorporación de un programa de capacitación integral para los operarios que trabajan en las canteras de caliza. La regulación de la actividad calera debe ser una acción prioritaria. En la provincia de Salta, la normativa ambiental específica está dada por el Código de Procedimientos Mineros (Ley Provincial N° 7.141/2001), siendo la Autoridad de Aplicación la Secretaría de Minería.



DESCRIPCIÓN Y ANÁLISIS DE LOS PROCESOS GEODINÁMICOS EXTERNOS DE ALTA PELIGROSIDAD EN EL EJIDO DE COMODORO RIVADAVIA

Marta JONES^{1@} y Héctor MARTINEZ¹

⁽¹⁾SEGEMAR Comodoro Rivadavia

^(@)9martajones@gmail.com

Palabras clave: procesos geodinámicos, peligrosidad, Comodoro Rivadavia.

El presente informe se elabora para describir y realizar un diagnóstico de las zonas afectadas producto de la incidencia combinada de procesos geodinámicos externos como de las acciones antropogénicas y sus consecuencias ocurridas durante la tormenta entre el 29 marzo al 8 de abril del 2017. El objetivo es poder identificar y analizar los factores intrínsecos y extrínsecos de los procesos geológicos actuales y potenciales como los procesos antrópicos que actúan en el área de estudio con la finalidad de poder establecer las acciones a realizar para la prevención, protección y mitigación de estos eventos. Los factores intrínsecos o condicionantes están relacionados con la a) litología, b) características fisiográficas de la región compuesta por zonas de valles enmarcados por cerros, faldeos de pendientes moderadas a altas con importantes depósitos de coluvios y aluvios, áreas planas, con suave inclinación hacia el mar compuesta por los niveles aterrazados y pedimentos, y en el sector costero acantilados de moderada a baja altura que se encuentran en retroceso por erosión activa del mar, c) Hidrografía, compuesta por cañadones que descienden de las mesetas con pendientes moderadas a altas, en general son estrechos e irregulares y se amplían en proximidad a su desembocadura al mar. Su diseño en general se encuentra poco integrado, la mayoría son de carácter temporario y se activan durante las tormentas con fuertes precipitaciones en poco tiempo y por el escurrimiento local que fluyen de las zonas altas y por último, d) el tipo de vegetación y suelo de la región. Los factores extrínsecos que actúan como disparadores o desencadenantes están relacionados principalmente con el clima: fuertes precipitaciones en poco tiempo y presencia de marejadas, también se debe tener en cuenta las variaciones de la energía y recorrido de los cañadones como las modificaciones realizadas por el hombre por una mala distribución de la urbanización sin un adecuado ordenamiento territorial, por ejemplo la ocupación en potenciales vías de escurrimiento y por sus actividades socio-económicas como la presencia de las canteras de áridos y locaciones de pozos de petróleo que actúan potenciando a los procesos naturales descriptos.

La metodología utilizada consistió en efectuar relevamientos en diferentes Barrios del ejido de la ciudad afectados por el temporal, una evaluación meteorológica de la tormenta como de las características litológicas, geomorfológica, edafológicas y de la vegetación en la región, un análisis multitemporal elaborada a partir datos digitales de imágenes satelitales y fotografías áreas de distintos años para el seguimiento de la dinámica y efectos del evento como también para observar los cambios antropogénicos. Se recopilaron datos y antecedentes climáticos, de la población afectada, las redes sociales y los diarios.

En general, se han identificado zonas donde interactúan y se combinan varios de los procesos descriptos a la vez con una peligrosidad evaluada de mediano a alto grado. Los procesos identificados son crecientes o inundaciones de detritos y erosión hídrica, y en determinados lugares como en los Cerros Chenque y Viteau, se observaron flujos de barro y deslizamiento traslacional, y en el sector de los acantilados marinos la incidencia de erosión hídrica y procesos de erosión marina. Parte de esta vulnerabilidad es fruto de una expansión de la zona urbana en forma anárquica y descontrolada sin tener en cuenta la componente fisiográfica y geoambiental. Algunos ejemplos son las urbanizaciones sobre cañadones y en zonas de taludes inestables. Se propone realizar un estudio Geocientífico aplicado al Ordenamiento Territorial, que constituya una herramienta eficiente de ordenamiento en el futuro crecimiento urbano y uso de tierras de la ciudad, con el propósito de la preservación del ambiente y evitar daños y peligros para la localización de la población y futuras inversiones y emprendimientos. También se deben efectuar estudios de morfología fluvial de las cuencas hídricas, que permita la localización de sitios con problemas de inundación y para la planificación y diseño con la capacidad de descarga adecuada del sistema de colectores pluviales de la ciudad con el objeto de mitigar el riesgo de inundaciones.



Figura 1. A; B; C Inundaciones de detritos; D, E Erosión hídrica; F deslizamiento traslacional Cerro Viteau.



DIAGNÓSTICO AMBIENTAL DE LAS CANTERAS DEL GRAN LA PLATA

Luciano GALONE^{1@}, Enrique FUCKS^{1,2} y Gabriela D'AMICO²

⁽¹⁾Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE)

^(@)galoneluciano@gmail.com

Palabras clave: canteras, Gran La Plata, ambiente

El término canteras se utiliza para referirse a las explotaciones de rocas industriales y ornamentales, constituyendo la explotación minera más común en la región pampeana en general y el Gran La Plata (partidos de La Plata, Berisso y Ensenada) en particular, utilizándose mayormente como material de relleno en la construcción. Debido al valor económico relativamente bajo que tienen los materiales extraídos, las canteras se sitúan aledañas a los centros de consumo. Si no existe una eficiente planificación territorial, pueden traer aparejadas un conjunto de problemáticas de difícil solución y altos costos.

Los objetivos de este trabajo consisten en realizar un análisis ambiental actualizado sobre las canteras en el área del Gran la Plata, considerando al ambiente desde una perspectiva holística, como un sistema de interacciones geológicas, geomorfológicas, hidrológicas, socioeconómicas y legales.

La metodología empleada consistió en un diagnóstico inicial del contexto geológico, geomorfológico, hidrológico y socioeconómico del área de estudio a partir de un análisis que incorporó revisión bibliográfica, materiales cartográficos (imágenes satelitales, Modelos Digitales de Elevación) y relevamiento en campo. La información fue luego procesada en un Sistema de Información Geográfica con el objeto de elaborar mapas temáticos.

Los materiales más explotados en la región corresponden a loess pampeano (Fm. Pampeano), comercializados como "tosca", los cuales ocupan la Planicie Continental (Fucks et al., 2017), aunque también depósitos de conchillas fueran explotados en la Planicie Costera, donde las canteras ocupan una superficie de 149,7 Ha. Las canteras desarrolladas en la primer unidad geomorfológica, tanto activas como inactivas, presentan muchas veces superficies mayores a 10 Ha, profundidades superiores a 10 m y taludes subverticales, ocupando una superficie total de 739,7 Ha. En general, se relacionan con sectores de divisorias secundarias, aunque algunas veces se desarrollan muy cerca de los cursos de agua. Si bien originalmente se encontraban en zonas periurbanas, hoy esos sectores han sido profusamente urbanizados, quedando tanto las canteras abandonadas como aquellas en actividad englobadas o cerca de las áreas urbanas. Puede observarse cierta correlación entre la población de dichos sectores e indicadores socioeconómicos bajos (Fig. 1). El cumplimiento de la legislación es escaso, especialmente en el partido de La Plata, donde existen numerosas normas específicas. Las normas acerca de la ubicación, la disminución del ángulo de pendientes y las profundidades máximas, entre otras, no suelen ser respetadas.

Los terrenos con canteras presentan numerosos impactos negativos, entre ellos: cuantiosas muertes asociadas a ahogamientos, utilización como basurales, clandestinos o municipales, con escasa planificación, a los que se asocian vectores infecciosos; probable contaminación de acuífero freático (Pampeano), y en sectores donde la dinámica de las aguas subterráneas es desventajosa, también del semiconfinado (Puelche), agravado por la explotación para consumo. Además, se asocian a ineficientes estrategias territoriales, utilizando material de terrenos óptimos para el aprovechamiento urbano para urbanizar terrenos deficientes, generando competencia territorial con el uso urbano y hortícola, desperdiciando el recurso suelo y disminuyendo el valor inmobiliario.

Sin embargo, dentro de este contexto, pueden ser considerados como aspectos positivos (paliativos) algunos otros: promover el conocimiento geológico y geomorfológico, teniendo usos científicos y educativos. Al encontrarse rodeados de urbanizaciones que en muchos casos no han sido planificadas, presentan excelentes terrenos plausibles de ser utilizados con fines de ordenamiento territorial vinculados al esparcimiento, algo no contemplado o desarrollado durante la urbanización de estas zonas, muchas de ellas impulsadas de manera irregular.

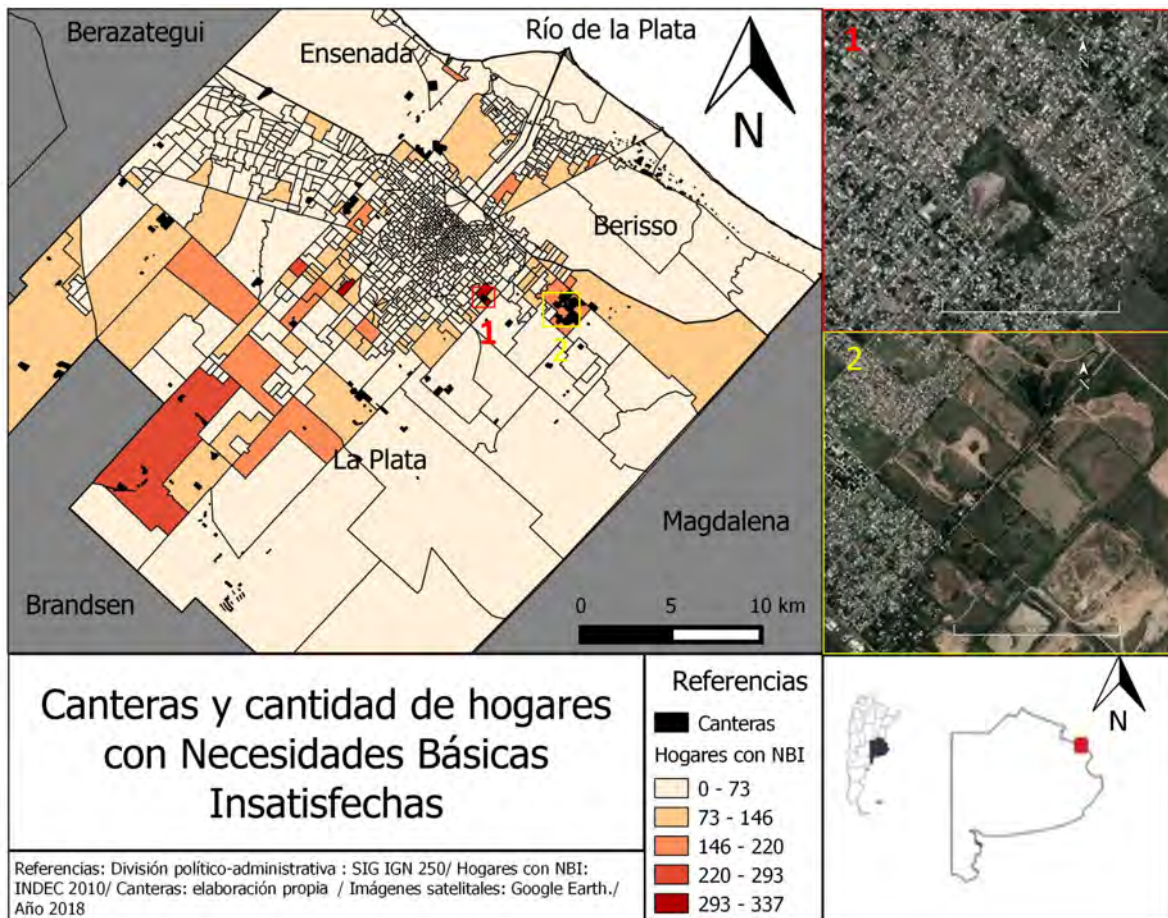


Figura 1. Canteras y cantidad de hogares con Necesidades Básicas Insatisfechas (NBI)

Bibliografía:

Fucks, E., D'Amico, G., Pisano, F. y Nuccetelli, G. 2017. Evolución geomorfológica de la región del Gran La Plata y su relación con los eventos catastróficos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (2): 141-154.



EL COLOR GLEY DE SUELOS Y PALEOSUELOS: EL ROL DEL HIERRO FÉRRICO

Mauro GOMEZ SAMUS^{1@}, Laura D BOFF², Marcos COMERIO³, M. Luciana MONTES⁴, Roberto C. MERCADER⁴ y Juan Carlos BIDEGAIN⁵

⁽¹⁾Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (UNTDF)

⁽²⁾Instituto de Geomorfología y Suelos (IGS-UNLP)

⁽³⁾Centro de Tecnología de Recursos Minerales y Cerámica (CETMIC-CONICET-CIC-UNLP)

⁽⁴⁾Instituto de Física La Plata (UNLP-CONICET)

⁽⁵⁾Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la investigación Tecnológica (LEMIT-CIC)

@mlgomezsamus@untdf.edu.ar

Palabras clave: colores gley, estado de oxidación del hierro, suelos

En pedología, los llamados colores gley son aquellos de apariencia verdosa que se dan en niveles con drenaje deficiente. Tradicionalmente este color es atribuido a sustancias cromógenas que contienen Fe^{2+} . No obstante, los resultados de este estudio ponen en entredicho tal afirmación, pues en los suelos y paleosuelos analizados no es el contenido de Fe^{2+} quien determina el color gley, sino, por el contrario, minerales portadores de Fe^{3+} .

Los suelos actuales corresponden a la llanura costera del Río de la Plata y los paleosuelos a sucesiones pleistocenas (ensenadense) de los acantilados de la costa bonaerense. El material parental de los primeros es de origen marino-costero, correspondiente a una marisma holocena. Se hallan a cotas bajas (< 5 m), con escasa pendiente y relieve plano. Los paleosuelos ensnadenses, por contrario, se desarrollaron sobre materiales continentales, tipo loess redepositado en ambientes de planicie de inundación y lagunas someras.

Se efectuó una descripción detallada de campo. El color se determinó en campo y en laboratorio (tabla Munsell). Se efectuaron análisis de rutina, observación con lupa binocular y microscopio petrográfico, FRX, DRX (incluyendo test Greene-Kelly), propiedades magnéticas, ATD-TG y espectroscopia Mössbauer.

La secuencia de horizontes de los suelos de la llanura costera del Río de la Plata es habitualmente A-Bssg1-Bssg2. En algunos sectores, el material parental tiene poco espesor y se observa el contacto con depósitos loessicos (2C) de color rojizo. El matiz de los Bssg varía entre 2,5Y y 5Y. Estos son de textura arcillosa, expansión libre elevada (> 100%) y moderado contenido de materia orgánica (< 1%). El contenido de hierro total es elevado (10%), según espectroscopia Mössbauer domina el Fe^{3+} (90% del Fe total). Las curvas ATD-TG presentan dos inflexiones principales: una a 250-280°C que corresponde a óxi-hidróxidos de hierro, y otra más significativa (450-550°C) que corresponde a argilominerales. Los parámetros magnéticos evidenciaron dominio de sustancias antiferromagnéticas, atribuidos a goethita. Los difractogramas indican que las esmectitas son los componentes más abundantes. El test de Greene-Kelly confirma que las mismas son ricas en hierro, del tipo nontronita/Fe-beidellita (ver más detalle en Gómez Samus *et al.* 2017).

Los niveles gley de las sucesiones pleistocenas se componen de horizontes Btssg, BCg y Cg. Son de matiz 2,5Y a 5Y e intercalan con unidades rojizas (7,5YR a 10YR). Los análisis granulométricos indican incremento de la fracción arcilla y de la expansión libre en los niveles gley. Por su parte, los parámetros magnéticos evidencian incremento relativo de sustancias antiferromagnéticas (tipo hematita-goethita). Esto es consistente con el aumento de Fe^{3+} observado por Bidegain *et al.* (1996) y Bidegain y Rico (2004) en niveles con el mismo patrón de color en sucesiones pleistocenas de La Plata. La fracción arena fina - muy fina presenta pátinas de óxi-hidróxidos de hierro, color amarillo (probablemente goethita), cubriendo parcialmente granos de cuarzo y plagioclasas. El contenido de Fe total es 5-6% (más detalle en Gómez Samus, 2016).

De este modo, se propone que el color verdoso de estos materiales es proporcionado por dos cromógenos con presencia de Fe^{3+} : una esmectita rica en hierro (ej. Fe-Beidellita), de color amarillo a verde (Fig.1a), y un óxi-hidróxido de hierro como la goethita, de color amarillo. Estos minerales combinados con componentes grises/negros, como óxidos de manganeso y/o materia orgánica, contribuyen a la generación de colores gley (Fig. 1b).

Finalmente, si bien es conocido que ciertos componentes con Fe^{2+} (ej. vivianita, *green rust*) pueden otorgar colores verdosos al suelo, en este trabajo se demuestra que los colores *gley* no indican necesariamente la presencia de minerales con Fe^{2+} . Por ello sugerimos que las consideraciones acerca del color de los suelos se realicen de manera más cuidadosa y teniendo en cuenta que el color es resultado de una compleja sumatoria de variantes.

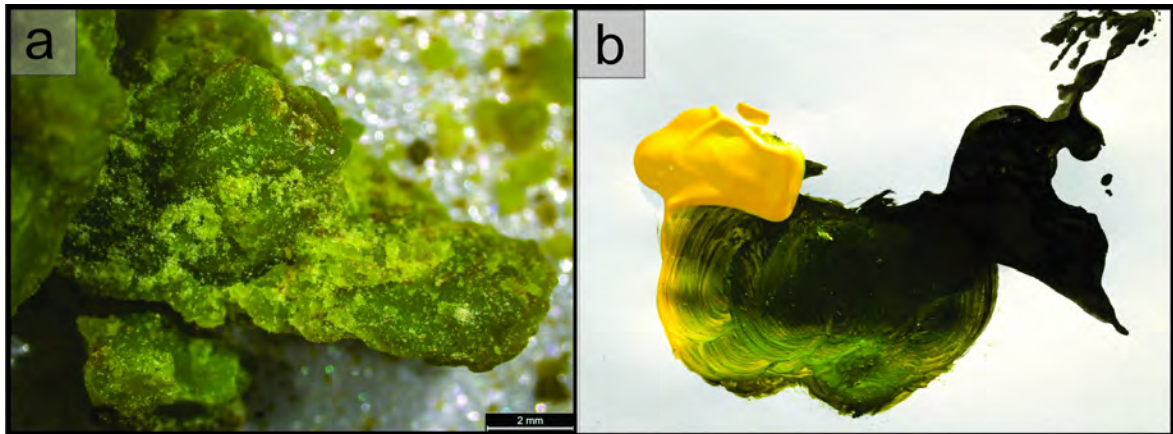


Figura 1. a) Vista a la lupa de Fe-Beidellita (Muestra cortesía de Fernanda Cravero). b) Reproducción del color grey mediante pinturas acrílicas. El oscurecimiento de pintura amarilla se aprecia como verde.

Bibliografía:

- Bidegain, J.C., Pavlicevic, R., Iasi, R., y Pérez, R. 1996. Susceptibilidad Magnética y Concentraciones de FeO en Loess y Paleosuelos Cuaternarios como Indicadores de Cambios Paleoambientales y Paleoclimáticos. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas II:521-535, Buenos Aires.
- Bidegain, J.C. y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59: 451-461.
- Gómez Samus, M. 2016. Magnetoestratigrafía y parámetros magnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío del sector Tandil-Balcarce-Mar del Plata. Universidad Nacional de La Plata; 2016. p. 430. Tesis Doctoral Inédita.
- Gómez Samus, M.L., Comerio, M., Boff, L.D., Montes, M.L., Ontivero, P.E., Mercader, R.C. y Bidegain J.C. 2017. Minerales con hierro en arcillas vinculadas a la ingesión marina holocena en la llanura costera del estuario del Río de la Plata (Argentina): Implicancias paleoambientales. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 24: 61-83.



EL SILICIO Y SU RELACIÓN CON EL FÓSFORO Y LOS METALES TRAZA EN EL SISTEMA SUELO-CULTIVO DE AGROECOSISTEMAS DEL SE BONAERENSE

Celia FRAYSSINET^{1@}, MARGARITA OSTERRIETH¹, Jorge MARCOVECCHIO², Natalia Lorena BORRELLI¹, Esteban CIARLO³, Diana VILLAGRAN², Noelia LA COLLA², Melisa FERNÁNDEZ SEVERINI², María Laura BENVENUTO¹, Mariana FERNÁNDEZ HONAINÉ¹ y Patricio HEILAND⁴

⁽¹⁾Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMDP-CIC)

⁽²⁾Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS)

⁽³⁾Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires

⁽⁴⁾Instituto Superior de Formación Docente y Técnica N° 31

^(@)nlborrel@mdp.edu.ar

Palabras clave: fertilización silicatada, trigo (*triticum aestivum*), propiedades químicas

El silicio (Si) es el segundo elemento en orden de abundancia en la litosfera, su presencia en los suelos deriva de los minerales de origen litogénico y de las biomineralizaciones de sílice amorfo. Las gramíneas constituyen uno de los principales grupos productores de dichas biomineralizaciones, denominados silicofitolitos. Los silicofitolitos se incorporan al suelo como consecuencia de la degradación de las plantas que los contienen, representando entre el 6 y el 60 % de la mineralogía de la fracción limo y arenas muy finas del suelo. Este Si en solución puede ser: reabsorbido por plantas y microorganismos; pasar a formar parte de geles de sílice amorfo y/o compuestos organominerales; o bien polimerizarse para formar cadenas de alto peso molecular. Recientemente, el Si ha sido reconocido como un elemento benéfico para el crecimiento de las plantas superiores, con un rol creciente e importante en la sustentabilidad agrícola, y en la preservación ambiental, otorgando muchas ventajas relevantes para la provisión de alimentos tales como el arroz, maíz, trigo, etc. El sudeste bonaerense presenta buenas características climáticas y edáficas, con suelos Argiudoles de elevada aptitud para el desarrollo de cultivos. Consecuencia de las señales del mercado, durante los últimos años se ha masificado la cantidad de prácticas agrícolas, potenciando así el nivel de degradación de sus suelos, debido a incrementos en el contenido de metales traza (MT), disminuciones en los contenidos de nutrientes y materia orgánica, entre otros. Así es que, resulta fundamental profundizar el estudio del Si en suelos asociados de agroecosistemas del SE bonaerense. En particular por la ausencia de este tipo de estudios y por la potencialidad de estas biomineralizaciones como agentes que podrían ejercer efectos benéficos sobre el desarrollo vegetal y en las propiedades químicas de los suelos. Es por esto que nuestro objetivo es analizar los efectos del Si sobre el contenido de fósforo y metales traza en el sistema suelo-cultivo.

Para ello, se fertilizó con Si parcelas representativas de la zona y posteriormente se sembró trigo en ellas. Se tomaron muestras de suelos y del material vegetal en dos diferentes fechas: septiembre y diciembre, correspondiendo a los estadios fenológicos del cultivo vegetativo y madurativo, respectivamente. Para analizar la interacción suelo-planta, se determinó el contenido de Si, de fósforo extractable (P) y MT (Cu, Cd, Pb, Mn, Zn, Fe, Ni, Cr) en la solución del suelo, como así también contenido de silicofitolitos y MT en distintos órganos de la planta (hoja, tallo e infrutescencia), utilizando siempre metodologías estándar.

Los resultados correspondientes a la solución del suelo mostraron un incremento en el contenido de Si en las parcelas que recibieron dosis de fertilizante silicatado, indicando su contribución al contenido de Si disponible (Fig. 1A). A su vez, se observó una relación inversa entre el contenido de Si y P disponibles con el paso del tiempo (Fig. 1B), como así también entre el contenido de Si y MT (Fig. 1C). Respecto al análisis del material vegetal se observó una relación positiva entre el contenido de fitolitos y MT en planta (Fig. 1D), es decir que, con el paso del tiempo, la planta posee mayor contenido de silicofitolitos y MT en su biomasa. Cabe aclarar que el mayor contenido de MT presente en las plantas coincide con los órganos mayormente productores de silicofitolitos (hojas e infrutescencia) y que todos los valores encontrados están dentro de los permitidos por la FAO y la UE. Finalmente, en la interacción suelo-cultivo, puede observarse que, al disminuir contenido de MT presentes en suelos, se incrementan sus valores en planta (Fig. 1E).

Concluyendo, el Si podría favorecer la disponibilidad de P para las plantas y los procesos de fitorremediación, mejorando la calidad química de los suelos al disminuir los valores de MT presentes en la solución del suelo y al promover su captura por parte de la planta pero sin pasar los límites permitidos en los órganos de consumo, lo cual no condicionaría su explotación económica por parte de los productores. Por lo tanto, se considera relevante continuar evaluando la aplicación de Si dado que favorecería el desarrollo de una agricultura rentable y sustentable a la vez.

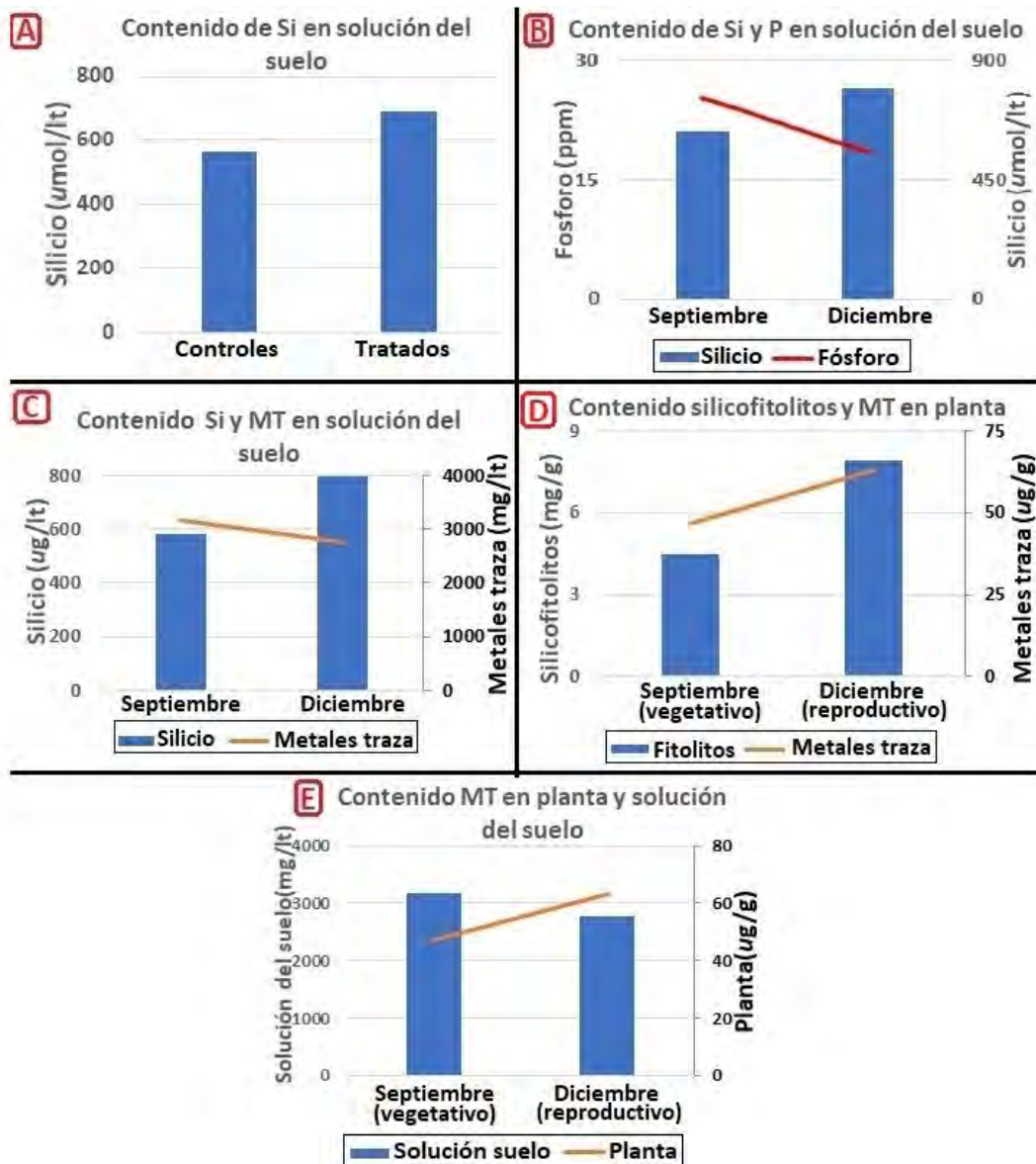


Figura 1. A) Promedio del contenido de silicio en solución registrado en las parcelas controles y tratadas con fertilizante silicatado. B) Relación entre el promedio en el contenido de silicio y fósforo disponible en solución del suelo de todas las parcelas para ambas fechas analizadas. C) Relación entre el promedio en el contenido de silicio y metales traza en la solución del suelo de todas las parcelas para ambas fechas analizadas. D) Relación entre el promedio en el contenido de silicofitolitos y metales traza en plantas de todas las parcelas para ambos estadios fenológicos analizados. E) Relación entre el promedio en el contenido de metales traza en la solución del suelo y en las plantas de todas las parcelas, para ambas fechas y estadios fenológicos analizados.



ESTUDIO DE LA RELACIÓN ENTRE PROPIEDADES FÍSICOQUÍMICAS DE HORIZONTES DE SUELOS SUPERFICIALES Y UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS CUATERNARIAS. SECTOR MATAGUSANOS. PROVINCIA DE SAN JUAN

Raúl Emmanuel OCAÑA^{1@}, Andrea Alejandra DIAZ² y María Alejandra PITTALUGA³

⁽¹⁾Centro de Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Gabinete de Geología Ambiental. Instituto de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geología.

⁽²⁾Laboratorio de Ensayos Normalizados, Instituto de Investigaciones Mineras. Facultad de Ingeniería

⁽³⁾Gabinete de Geología Ambiental. Instituto de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geología.

^(@)emma_geol@hotmail.com

Palabras clave: horizonte vesicular, Ullum, relieve

La zona de estudio corresponde a la cuenca de Matagusanos, departamento de Ullum en la provincia de San Juan. Este sitio se ubica en el sector central de la provincia de San Juan en las coordenadas 534500 mE y 6543000 mS (Proyección UTM). Los pavimentos del desierto se presentan en distintos relieves y su madurez y grado de desarrollo pueden registrarse en el espesor de la película de barniz del desierto y en el arreglo de los clastos. Los Av son horizontes diagnósticos de los suelos áridos con aporte de polvo eólico. En los suelos de la zona de estudio, la iluviación favorece el desarrollo de horizontes B con estructuras blocosas y prismáticas, moderadas y fuertes. En general los perfiles de suelos, salvo algunas excepciones, cuentan con un horizonte superficial vesicular (Av) que varía su espesor dependiendo de la unidad geomorfológica en la que se encuentra. Sin embargo, en este caso de estudio no siempre se ha cumplido esta premisa, existen algunas superficies en donde el desarrollo del horizonte Av es mínimo con algunos centímetros, grados de desarrollos débiles de sus peds y mayor proporción de arenas según se observa en el triángulo textural (Fig. B).

El objetivo de este trabajo es estudiar la relación de las propiedades físicoquímicas como: pH, CE y texturas de los horizontes vesiculares, en cada una de las unidades geomorfológicas cuaternarias de la cuenca (Fig. A).

La metodología consistió en recolectar muestras de 73 perfiles de suelos, distribuidas en 11 subunidades geomorfológicas de abanicos aluviales pedemontanos. Como actividad de campo se determinó el contenido de carbonato por medio de la reacción de HCl con los peds de los horizontes. Sin embargo, se estableció un número de acuerdo con el grado de reacción química, una efervescencia elevada de reacción, se le asignó el valor de 3, efervescencia moderada se le asignó un valor de 2. Baja efervescencia se le asignó el valor de 1. Posteriormente las muestras fueron procesadas en el laboratorio de Ensayos Normalizados del Instituto de Investigaciones Mineras (FI - UNSJ). Las mismas fueron secadas en estufa a 100 °C durante 24 hs hasta peso constante. Con el fin de separar la fracción arenas gruesas de arenas medianas, se utilizó un Tamiz malla 10 ASTM (200 µm). Luego para separar la arena muy fina, limo y arcilla se utilizó el Tamiz malla 200 ASTM (74 µm). La separación mecánica, se realizó con vibrador SONIC TEST. Las propiedades físicoquímicas fueron estudiadas en la fracción pasante malla 200, arenas muy finas, limos y arcillas resultantes. Con el fin de analizar el tamaño de partículas de la fracción pasante 200 mallas, se utilizó el SediGraph III. Este equipo determina cuantitativamente los porcentajes de arenas finas, limos y arcillas. El potencial de hidrogeno (pH) y la conductividad eléctrica (CE), se determinaron a partir de 5 gr de muestra diluida en 60 ml de agua destilada. La relación sólida: líquido fue de 1:12. Esta relación se tomó debido al límite de detección del conductímetro.

De acuerdo con los resultados encontrados, en general se cumple que los grupos que tienen una edad relativa joven contienen un predominio de texturas arenosas, pero algunas muestras resultaron ser de texturas francas. Los grupos de edad intermedia se concentran en las texturas franco arenosas-francas. Finalmente, los grupos de muestras ubicados en las superficies antiguas son bastantes erráticas, ya que las texturas son muy variables, yendo desde arenosas hasta francas. Solo las muestras de las superficies de edad intermedia se aglomeran alrededor de un sitio del triángulo textural, mostrando menos variabilidad entre ellas. Esto se debe a que los depósitos expuestos a mayores alturas, por cambio en el nivel de base, dimensiones pequeñas y de forma angosta, contienen mayores pendientes (>2 %) y por consiguiente la erosión y disección destruyen los horizontes superficiales escasamente desarrollados. Sin embargo, también se han encontrado perfiles de suelos sobre unidades relativamente antiguas, con pendiente bajas (<1 %) y con alto desarrollo de horizontes vesiculares (hasta 14 cm).

Los horizontes vesiculares son de carácter básicos, con pH mayores a 7 y CE que varían entre 0 y 2,82 µS/cm. Los valores de pH son inversamente proporcionales a los valores de CE para cada muestra,



sin embargo, existen algunos casos en donde el pH contiene altos valores (>9) al igual que la CE, y esto se debe a cantidades elevadas de CaCO_3 (Fig. C).

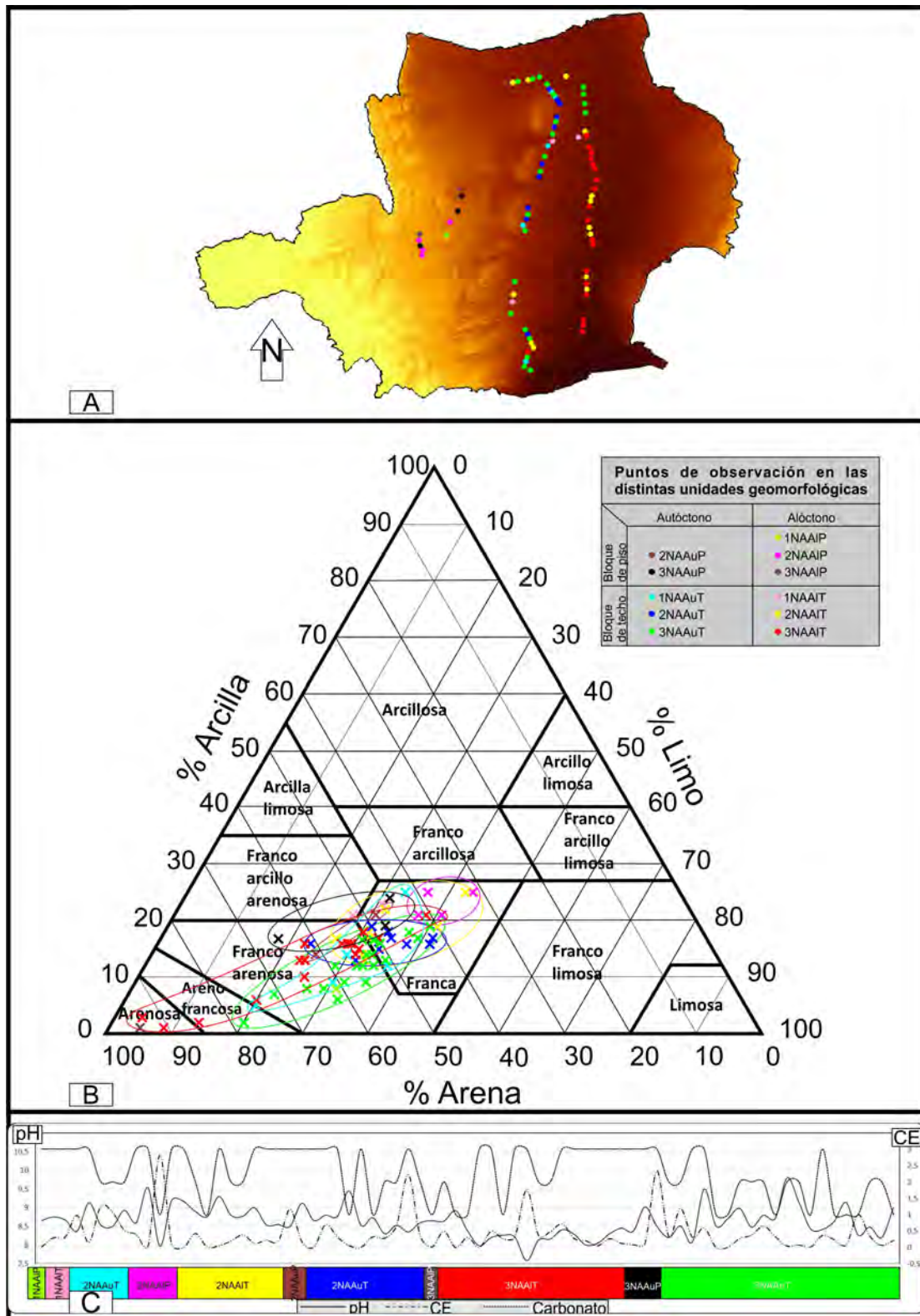


Figura 1. A) Modelo digital de elevación con los puntos de muestreos geolocalizados. B) Triángulo textural con los resultados granulométricos de cada muestra y clasificadas. C) Gráfico de doble entrada que representa el pH y CE-reactividad de CaCO_3 vs muestras. La CE y reactividad de CaCO_3 se leen en la misma ordenada.



ESTUDIO DE LOS DESLIZAMIENTOS DEL FRENTE MESETIFORME EN LA LOCALIDAD DE VISTA ALEGRE (NEUQUÉN) Y EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD GEOLÓGICA

Estefanía Jael DELGADO KASINSKY^{1@}, Rocio MUÑIZ FREDES¹ y Matías VASQUEZ HERRERA¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de Río Negro

^(@)estefaniadelgadokasinsky@gmail.com

Palabras clave: deslizamientos rotacionales, factores antrópicos, meseta

El presente trabajo comprende el estudio de los movimientos gravitacionales del frente de meseta en la localidad de Vista Alegre, en el margen derecho del Río Neuquén, a lo largo de 4 kilómetros de la misma. Este proceso natural de retroceso erosivo del borde del valle, desarrollado durante miles de años en la región, alcanzó una dinámica particular en el sitio estudiado. Esta particularidad consiste en el retroceso diferencial de la meseta, respecto del total circundante, las que produjeron daños en parcelas cultivadas como también afectando la infraestructura hidrocarburífera existente, como consecuencia de la pérdida de sustentación de la meseta. Estos procesos dieron lugar a una serie de depósitos al pie del talud, correspondientes a materiales deslizados que han avanzado sobre la delimitación de las parcelas de cultivo y viviendas, situadas en el piso del valle. El objetivo del presente trabajo es analizar el conjunto de factores condicionantes y desencadenantes que dieron lugar a estos procesos en los últimos años y presentar un mapa de peligrosidad para el área. El presente estudio forma parte de un Programa de Trabajo Social obligatorio de la UNRN.

Para el abordaje del mismo, se realizó: (i) el seguimiento temporal del fenómeno por más de 50 años con registros de sensores remotos y procesamiento en Sistemas de Información Geográfica (SIG);(ii) un relevamiento de campo detallado de los aspectos fundamentales para la comprensión de los procesos que ocurren en el sitio (litología, geoformas, manantiales de agua subterránea, etc.); (iii) el análisis de los datos existentes en informes locales de 10 pozos freaticos ubicados en las fincas de cultivo y pozos petroleros de la parte superior de la meseta; y (iv) el análisis de los datos meteorológicos de los últimos 50 años de la región.

Los procesos de remoción dominantes son precisamente deslizamientos rotacionales, las caídas de roca y reptación de material al pie de los deslizamientos. Estos eventos de movilización son relativamente rápidos y se producen a favor de la existencia de planos de debilidad o en litología que favore dichos procesos. El perfil columnar de la meseta, de 15 m de espesor, está caracterizado litológicamente por más de 8 m de arcilitas rojizas y verdosas de la Fm. Anacleto, coronado por 2 m de gravas arenosas grises, seguida por 1,5 m de gravas cementadas por carbonato de calcio y 0,50-1 m de arenas limosas donde se desarrolló el suelo. Las características de la litología y la pendiente actúan como condicionantes principales de los procesos de remoción en masa, que sumado a los procesos desencadenantes aumenta la inestabilidad del frente de escarpa. Se reconocieron un total de 17 deslizamientos que fueron divididos por sectores. Se midió el avance de los deslizamientos sobre la zona afectada, así como también el retroceso de la meseta, dichos datos se estimaron de forma cuantitativa y se relacionaron con datos de precipitaciones anuales, así como también con los niveles de aguas freáticas que varían entre los 5 a 6 m, con una pendiente hacia el SE. También se analizó la actividad petrolera que se efectúa en la zona adyacente a la estudiada como disparador del proceso geológico, que descartó en algunas zonas del área estudiada, ya que el alcance de dicha actividad no afecta a la remoción de la meseta.

Como disparador principal del proceso analizado se encuentra el exceso hídrico, generado por la combinación de factores tales como precipitaciones, riego y nivel freático. Pese a los estudios realizados y a los daños producidos, hasta la actualidad no se han tomado medidas para mitigar o frenar el avance de dicho problema.



ESTUDIO TOPOGRÁFICO PARA EL ANÁLISIS DEL RIESGO EN EL TERRAPLÉN DEL PUENTE DEL RÍO ARENALES, ACCESO CIRCUNVALACIÓN SURESTE, CIUDAD DE SALTA. ARGENTINA

Carmen QUISPE^{1@}, María del Carmen VISICH¹ y Jorge Juan MARCUZZI¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de Salta

^(@)agrimcar@hotmail.com

Palabras clave: riesgos naturales, cárcavas, topografía

En la ciudad Salta, uno de los principales ríos que conforman la red hidrográfica corresponde al río Arenales, éste atraviesa diferentes sectores de la capital salteña. La traza analizada denominada circunvalación sureste, coincide con uno de los accesos de la ciudad, posee dirección este-oeste y mediante un puente traspone el cauce del río Arenales, cuya estructura esta conformada por dos estribos, tablero y doce pilas. El sector de estudio esta emplazado geomorfológicamente sobre las terrazas y el cauce del río de referencia, adyacente al Parque Industrial. Las unidades que conforman el geoambiente son al este las Sierras de Mojotoro, al oeste el cauce actual del río Arenales y su sistema de paleocauces y cauces abandonados. En este trabajo se reconocieron y evaluaron los riesgos resultantes de procesos vinculados con la dinámica fluvial, la erosión pluvial y factores antrópicos que afectan el área considerada.

Para este estudio, se realizaron salidas de campo que permitieron ubicar zonas críticas en el área de interés. Posteriormente se efectuó la recopilación de antecedentes con la finalidad de analizar la información vinculada con los problemas identificados, las características geoambientales y las modificaciones que tuvieron lugar en el área de trabajo. El reconocimiento, permitió distinguir sectores afectados por cicatrices erosivas y por consiguiente la necesidad de realizar un análisis topográfico, que se ejecutó antes y después de la época estival, desde 2015 a la actualidad, a los efectos de confeccionar planos comparativos. Se ubicaron secciones longitudinales y transversales para calcular la pérdida o acumulación de sedimentos a partir de las variaciones en altura y amplitud de la erosión.

El estudio permitió comprobar que el drenaje que proviene de la Sierra de Mojotoro y se vierte en el río Arenales provocó, en la terraza de la margen izquierda, surcos resultantes de la erosión retrocedente, los que evolucionaron a cárcavas. La de mayor desarrollo se ubica entre el talud del ex-vertedero y la traza de circunvalación sureste a 1,62 m de esta última (2015). Se determinó que en el lapso antes y después de la época estival, 2015-2016, la profundidad varió de -0,80 m a -1,35 m, con una amplitud de 2,50 m a 2,82 m. Actualmente la variación en profundidad es de -2,30 m, la amplitud de 4,70 m y la distancia a la traza es de 0,80 m. En el trayecto definido por la cárcava, los tubos de subfusión y las cicatrices de desplome indicaban la potencialidad de futuros desprendimientos, que modificarían el valor de las cotas y amplitud de la misma. Además, se detectaron sectores de acumulación de sedimentos provenientes tanto de erosión de la cárcava como de la socavación de los taludes del ex-vertedero. Una parte de los sedimentos desplazados se depositaron en la margen izquierda debajo del puente (desnivel en 2015-2016: -1,96 m y en 2018: -1,40 m) y otra en el propio cauce. La erosión fluvial, amplió debajo del puente, próximo al canal de estiaje, una cárcava de 1,60 m en 2015 a 2,80 m en 2018, y en profundidad de -0,75 m a -1,40 m en los períodos citados. Otro de los riesgos vinculados con la dinámica fluvial erosiva ocurre durante las avenidas que tienen lugar en la época estival, y que a su vez potencian la erosión de las pilas y estribos del puente. En la margen derecha de la llanura de inundación, durante el período 2016- 2017, se formaron tres cárcavas contiguas a las pilas del puente que las exponen a la erosión fluvial, con el riesgo de afectar la estabilidad de las cimentaciones, la de mayor relevancia posee una amplitud de 6 m y -0,80 m de profundidad. Se identificaron, además, otros riesgos de carácter antrópico que modificaron la morfología de las terrazas originales adyacentes a la línea de rivera, la pendiente natural, el paisaje y el ecosistema, debido a la construcción de la obra vial, la presencia del ex-vertedero, la instalación del Parque Industrial y el desarrollo de asentamientos urbanos marginales.



EVENTOS DE RUPTURA DE DIQUE MORÉNICOS EN LAGOS GLACIARIOS DEL SUR DE LOS ANDES NORPATAGÓNICOS

Bruno COLAVITTO^{1@}, Diego WINOCUR¹ y Andrés FOLGUERA¹

⁽¹⁾Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET)

^(@)bcolavitto@gmail.com

Palabras clave: GLOF, cambio climático, riesgo geológico

Durante las últimas décadas se observa un retroceso de los glaciares en distintas regiones del planeta. En los Campos de Hielo Patagónicos, estudios recientes muestran que la pérdida de su masa alcanza tasas de 20 Gt/año (Foresta et al. 2018). El retroceso glaciar trae como consecuencia diversos peligros, entre los que los *Glacier Lake Outburst Flood* (GLOF) son considerados los más riesgosos. Estos procesos ocurren cuando diques morénicos o glaciarios, que contienen cuerpos de agua, por distintas causas se rompen, liberando su contenido y produciendo inundaciones e importantes daños aguas abajo. Recientes trabajos apuntan a mejorar los registros y el entendimiento de procesos de este tipo en los Andes Patagónicos. En particular, los Andes Norpatagónicos han experimentado grandes cambios glaciares en los últimos 30 años y, si bien actualmente la tendencia parece indicar que menos lagos glaciares se formarán (Wilson et al. 2018), la región es un buen laboratorio para entender estos procesos. Así, el objetivo de este trabajo es presentar nuevos datos de lagos glaciarios y evidencias de GLOF en los Andes entre los 42° y 45° LS, estudiar la dinámica de algunos casos testigo y tratar de identificar potenciales eventos futuros.

Para concretar estos objetivos se utilizaron imágenes satelitales LandSat 7 ETM+ y, como apoyo, imágenes satelitales de las plataformas Google Earth y Bing Maps. El procesamiento de las mismas se respaldó con información topográfica obtenida de modelos digitales de elevación ALOS PALSAR (12,5 m de resolución) y SRTM (30 m de resolución). Se calcularon índices NDWI y NDSI para delimitar, en el área de estudio, lagos glaciarios y glaciares (Aggarwal et al. 2016). Se filtraron los resultados según la superficie de los lagos, excluyendo lagos muy pequeños ($>0,02 \text{ km}^2$), y según la pendiente de los alrededores ($>45^\circ$). Se realizó una corrección manual, seleccionando los lagos endicados por morenas. Para el estudio de detalle y mapeo geomorfológico de los casos testigo, se utilizaron, a su vez, fotografías aéreas obtenidas de Earth Explorer y del Instituto Geográfico Nacional.

El procesamiento automático arrojó un total de 586 lagos glaciarios. El control manual permitió discriminar 47 arreglos que cumplen con los criterios de lago glaciario y dique morénico. Se excluyeron así lagos glaciarios limitados por barreras rocosas y lagos glaciarios de gran superficie que ocupan artesas glaciarias. Los arreglos seleccionados cumplen criterios comunes pero guardan diferencias geomorfológicas entre ellos. Se analizó caso por caso, distinguiéndose 27 ejemplos de GLOF pasados; 8 lagos contenidos en morena basal con canal de drenaje; 11 contenidos por morena frontal con canal de drenaje y 1 caso particular, en las cercanías de la localidad chilena de Futaleufú en la Región de los Lagos, de lagos endicados sin canal de desagote. Se hizo foco en este último caso, tratándose de un conjunto de 3 pequeños cuerpos lacustres. Fotografías aéreas de 1979 ya los muestran formados. Al compararlos con imágenes recientes su superficie parece haberse conservado. El volumen de agua en dichos cuerpos, calculado según fórmulas empíricas ronda los $0,36 \text{ Mm}^3$. Otro caso testigo es el del glaciar El Derrumbe, actualmente un lago de $0,37 \text{ km}^2$, cuya ruptura entre 1952 y 1964 (Colavitto et al. 2012) pudo haber liberado más de $4,25 \text{ Mm}^3$. Según el mapeo geomorfológico realizado, este evento pudo haberse desencadenado por el patinaje, y consecuente desplazamiento de agua, de una cuña de hielo del glaciar El Derrumbe, localizado aguas arriba del lago.

A medida que los hielos retrocedieron en la Cordillera Norpatagónica, el número de lagos glaciarios aumentó, dando lugar en algunos casos a procesos de ruptura de dique morénico (o GLOFs). El inventario que presentamos agrega 22 GLOF de distintas magnitudes y características a los reconocidos en inventarios publicados recientemente (Anaconda et al. 2014, Wilson et al. 2018). Si bien demanda un trabajo mayor, la corrección manual del procesamiento es la que permitió, no solo mejorar la calidad de los resultados, sino también identificar muchos de estos nuevos eventos. Las evidencias morfológicas obtenidas para los casos testigos dan cuenta de una relación entre la dinámica de estos eventos y las características morfológicas de los diques. Estudios futuros ameritan ser realizados en aquellos casos donde aún no hay ruptura, en particular en la zona de Futaleufú, debido a la posibilidad de que el rompimiento de los cuerpos lacustres afecten localidades o instalaciones ubicadas aguas abajo.



Figura 1. a) Localización de los lagos glaciares sin ruptura y con ruptura de dique morénico (nuevos y publicados previamente). b) Cuerpos lacustres endicados por morenas aguas arriba de la localidad chilena de Futaleufú. c y d) Geomorfología de la Laguna Derrumbe pre y post ruptura del dique morénico entre los años 1952 y 1964.

Bibliografía:

- Aggarwal, A., Jain, S. K., Lohani, A. K., Jain, N. 2016. Glacial lake outburst flood risk assessment using combined approaches of remote sensing, GIS and dam break modelling. *Geomatics, Natural Hazards and Risk* 7: 18-36.
- Anaconda, P. I., Norton, K. P., Mackintosh, A. 2014. Moraine-dammed lake failures in Patagonia and assessment of outburst susceptibility in the Baker Basin. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14: 3243-3259.



- Colavitto, B., Orts, D.L., Folguera, A. 2012. El caso del Outburst Flood histórico de la laguna Derrumbe, Cholila, Chubut: Colapso de dique Morénico en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 457-465.
- Foresta, L., Gourmelen, N., Weissgerber, F., Nienow, P., Williams, J. J., Shepherd, A., Plummer, S. 2018. Heterogeneous and rapid ice loss over the Patagonian Ice Fields revealed by CryoSat-2 swath radar altimetry. *Remote Sensing of Environment* 211: 441-455.
- Wilson, R., Glasser, N.F., Reynolds, J.M., Harrison, S., Anaconda, P.I., Schaefer, M., Shannon, S. 2018. Glacial lakes of the Central and Patagonian Andes. *Global and Planetary Change* 162: 275-291.



GEOFÍSICA SUPERFICIAL APLICADA A LA LOCALIZACIÓN DE PALEOCAUCES EN SUELOS SATURADOS Y RIESGO SÍSMICO ASOCIADO

Lucas BURGOS¹, Aixa Inés RODRÍGUEZ^{1@}, Héctor GARCÍA¹, Marcelo GONZÁLEZ¹ y Federico LINCE KLINGER¹

⁽¹⁾Instituto Geofísico Sismológico Volponi

^(@)aixabosco@hotmail.com

Palabras clave: refracción sísmica, magnetismo, paleocanales

El valle de Tulum, ubicado en la provincia de San Juan, Argentina, se encuentra en una de las zonas con mayor actividad sísmica del país (Fig. 1a). El terremoto de 1977 (Caucete, San Juan) de $M_s=7,4$ en la falla Ampacama-Niquizanga, registró daños muy importantes en todo el valle. Particularmente en el Barrio Justo P. Castro de Caucete, las casas sismorresistentes fueron hundidas debido a su construcción sobre un paleocauce saturado de agua. El río San Juan es el principal curso de agua, y los arroyos Los Taponés y Agua Negra constituirían antiguos cauces del mismo. La tectónica habría provocado fuertes cambios en las redes de drenaje, desviando los cursos en sucesivas etapas. El río San Juan manifiesta cambios en su trazado, migrando hacia el norte desde finales del Pleistoceno, hasta su posición actual. La antigua planicie aluvial de este río presenta rasgos de paleocanales, pero hay áreas que fueron cubiertas por depósitos lacustres y eólicos actuales. Otra característica en el centro del valle es el nivel freático cercano a la superficie y pozos con surgencia natural. Dados los antecedentes de daños constructivos debido al colapso del suelo por paleocanales saturados en agua durante el evento sísmico, como el referido con anterioridad, se busca evaluar un área del terreno con la posible presencia de paleocanales cubiertos y evaluar el riesgo sísmico para los habitantes. Se trata de una zona con actividad agrícola que en los últimos años se ha ocupado como zona residencial de baja densidad y algunas industrias. Se eligió el sitio donde antiguamente existió un gran cuerpo de agua denominado "Ciénaga Trinidad-Pocito". La misma se ubica en un depocentro receptor de todas las aguas superficiales y subterráneas del valle.

Para la detección de los paleocauces se aplicó el método sísmico y magnetométrico. Se utilizó un sismógrafo "GEODE" de 24 canales. Los perfiles constaron de cuatro tendidos sísmicos de 115 m con equidistancias de 5 m entre receptores en disposición roll-on, coincidiendo el último geófono de cada tendido con el primer geófono del tendido siguiente. La longitud total alcanzada de la sección sísmica fue de 460 metros. Utilizando una masa de 10 kg como fuente de energía se realizaron tres golpes por cada sitio de disparo, con un tiempo de grabación de 250 ms, lo que permitió alcanzar una profundidad de 40 m. Par el dato magnético se utilizaron dos magnetómetros de campo total GEM Systems Overhauser y GSM 19 V7. Se levantaron 1600 lecturas a lo largo de dos perfiles Norte y Sur con una longitud de 3 km cada uno. El primero de ellos fue relevado sobre la calle 17 coincidiendo con los perfiles de tomografía sísmica. El Perfil sur es paralelo al perfil norte. Se realizaron las correcciones y procesado para obtener las anomalías magnetométricas, las que fueron realizadas con el gradiente horizontal y señal analítica. Los resultados de la sección sísmica llegaron hasta los 40 metros de profundidad. Se muestran tres dominios desde la superficie a profundidad: bajas velocidades (entre 0,6 y 0,8 km/s), medias (1 a 2 km/s) y altas (> 2 km/s). El más superficial presenta un espesor constante de unos 10 a 12 metros donde se observan zonas de baja velocidad 0,6 km/s incluidas en una capa de 0,8 km/s. Estas anomalías parecen no estar vinculadas a las fuentes anómalas más profundas que se observan a lo largo del horizonte sísmico de 2 km/s. La variación lateral de velocidad, expuesta entre el segundo y tercer dominio se corresponde con estructuras de paleocanales. La señal magnetométrica sobre el Perfil Norte fue contrastada con los de la sección sísmica son muy buena correlación, advirtiendo que los gradientes máximos de velocidad en el tomograma sísmico coinciden con valores máximos en la señal analítica y gradiente horizontal. Los paleocanales pueden concentrar y precipitar detritos magnéticos, lo que con un estudio de detalle puede detectarse en la señal magnética. La maghemita, un producto resistente a la intemperie con una susceptibilidad similar a la magnetita y que es extremadamente estable en condiciones de oxidación, a menudo se conserva en los canales de los arroyos. Esto relaciona directamente las anomalías magnéticas con los paleocanales (Fig. 1b). Se concluye que los métodos geofísicos aplicados permitieron detectar estructuras de paleocanales en una zona de la planicie aluvial del río San Juan con niveles freáticos superficiales, se advierte su presencia ante nuevas construcciones antrópicas. Así mismo, se ve necesaria la repetición de estos estudios en toda la zona a fin de delimitar las trazas de estos antiguos cauces.

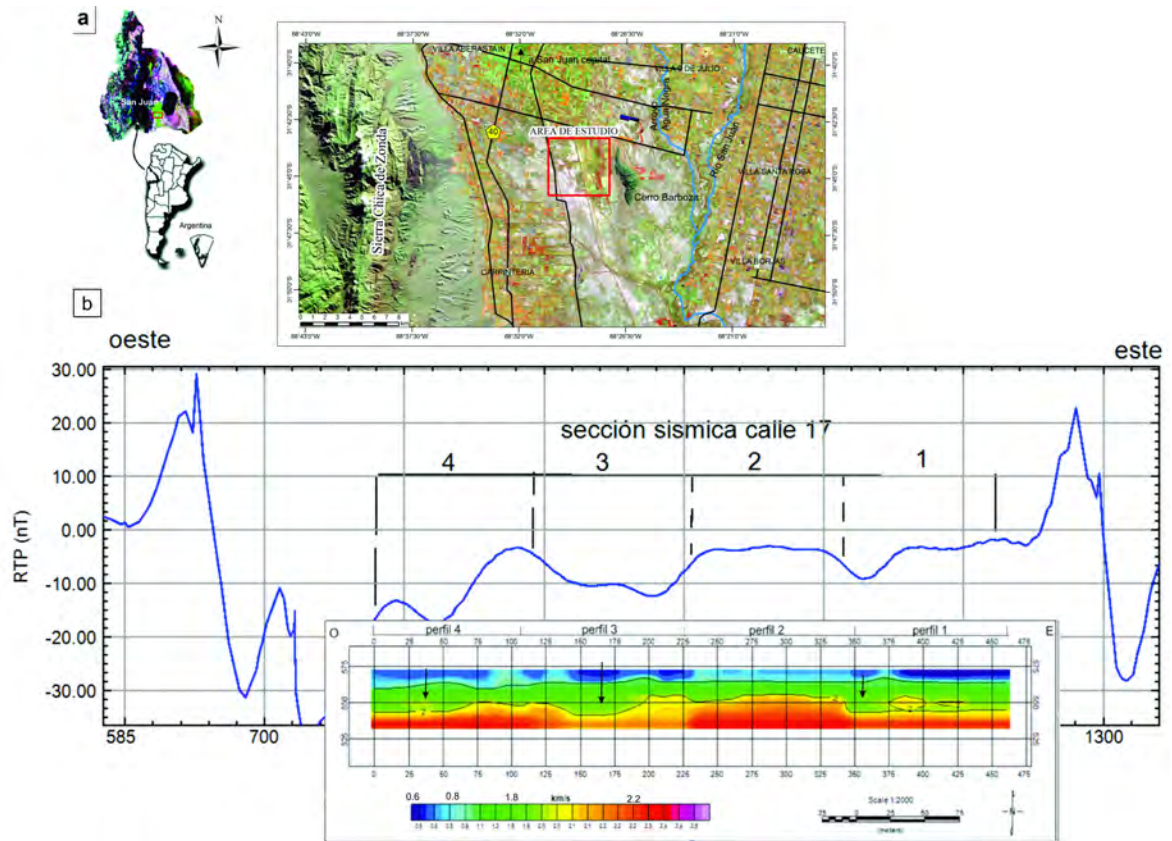


Figura 1. a) Ubicación del área de estudio; b) Reducción al polo del perfil magnetométrico norte y las anomalías asociadas a los paleocauces. En el tomograma sísmico se observan capas con distinta velocidad y los paleocanales.

Bibliografía:

- Gunn, P. 1997. Application of aeromagnetic surveys to sedimentary basin studies. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17: 133-144.
- Isles, D. y Rankin, L. 2013. Geological interpretation of aeromagnetic data. En *Australian Society of Exploration Geophysicists* 351 p., Australia.
- Martínez, M., Perucca, L., Giménez, M. y Ruíz, F. 2008. Manifestaciones geomorfológicas y geofísicas de una estructura geológica profunda al sur de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 264-271



GEOFORMAS DE LA SUPERFICIE DEL SUELO: INCIDENCIA DE PROCESOS GEODINÁMICOS EXTREMOS Y FACTORES INFLUYENTES. PELIGROS Y/O RIESGOS EN SANTIAGO DEL ESTERO

Juan CASTELLANO^{1@} y Juan Cruz TASSO²

⁽¹⁾Dpto de Geología y Geotecnia

⁽²⁾Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria

^(@)juancast@unse.edu.ar

Palabras clave: geformas superficiales , procesos y factores, peligros y riesgos asociados

Se reconocen aquellos cambios superficiales de la geomorfología de terrenos constituidos por sedimentos de reciente formación, edad Holoceno – Pleistoceno tardío, en los cuales su origen están relacionados a procesos eólicos y/o fluviales, estos últimos particularmente estudiados en un tramo del recorrido del río Dulce. Cuando dichos depósitos, edafizados o no, son trastocados en su disposición inicial, ya sea por la acción de precipitaciones pluviales intensas acompañadas con su escurrimiento, o por la actividad que se registra en el área sísmogénica superficial existente en la Provincia, quedan evidencias de los cambios operados en los mismos conforme al evento que lo generó. Particularmente si esos procesos vuelven a ocurrir en terrenos similares a los observados, podrán significar un peligro geológico o un riesgo si afectaran zonas urbanizadas y en estas circunstancialmente a personas. El objetivo del presente es visibilizar las características morfológicas constatadas tanto en los depósitos eólicos como en los fluviales sub superficiales del río Dulce. En particular cuando los primeros fueron afectados por procesos pluviales intensos y/o sostenidos en el tiempo o los segundos, por un sismo de cierta magnitud. Así los procesos intervinientes, indican del potencial peligro geológico y riesgo que encierran dichos sedimentos si ocurriera un evento de características como las mencionadas. Las actividades realizadas para lograr los resultados que se brindan aquí, consistieron en la recopilación de antecedentes, de carácter histórico, técnico y científico que si bien tienen sus propios objetivos y lenguajes afines a los mismos permiten, a luz de los actuales conocimientos, realizar un análisis e interpretación que fundamentan las observaciones y los resultados logrados. Acompañado con actividades de reconocimiento en el campo e ilustrado mediante fotografías se documentan las observaciones y apreciaciones que ahora se presenta. Todo lo anterior permitió constatar que los sedimentos donde se manifestaron los procesos geodinámicos que cambiaron la estructura original de los mismos, son jóvenes, recientes, granulares finos a muy finos y en mucha menor medida conteniendo arcillas, y sales. En este contexto los depósitos que cubren mayormente a la Provincia son de origen eólico, loess o loessoides, (Sayago et al., 2001) en tanto que los depósitos de río Dulce dentro del tramo estudiado, esto entre el dique nivelador Los Quiroga y la ciudad de Santiago del Estero, están conformando una terraza fluvial al río homónimo. Estos son sedimentos cuya textura está integrada de arenas finas uniforme y con algunas inclusiones de gravas finas, indicando su procedencia de ambientes de rocas metamórficas y/ o ígneas (Castellano et al., 2014). Las propiedades iniciales del sedimento, las condiciones adquiridas durante su formación y las acciones extremas que ejercieron sobre ellos los agentes geodinámicos, contribuyeron a que dichos cambios fueran rápidos y severos. En el loess, junto a factores antropogénicos (Castellano et al., 2014) y durante una lluvia intensa de carácter excepcional o moderada pero continua por días, se constataron procesos de sufusión en el interior del terreno generando una red de tubos por donde se concentra el escurrimiento sub superficial del agua infiltrada durante la/s precipitación/es. Ello en la superficie se manifestó en el hundimiento del terreno por colapso, agrietamientos, ensanchamientos e incluso llegar a la formación de cárcavas en el terreno (Castellano et al., 2014). Mientras que en los sedimentos aluviales, se observó la formación de estructuras de escape de fluido, direcciones de flujos del sedimento y hasta la formación de convolutas, todo ello analizados en el contexto de la actividad sísmica local (Castellano y Tasso, 2017). Por todo ello es que se consideran que los cambios internos que operaron en los sedimentos del depósito y que repercuten en la superficie, constituyen peligros naturales en los ambientes consignados ya que si los procesos ocurren en un área urbana, podrán significar un riesgo para las obras y /o vidas humanas, muy especialmente cuando en ellas no se los tuvo en consideración durante las diferentes etapas que conllevó a la ejecución de las mismas.

Bibliografía:

Castellano, J., Duffau, A. y Tasso, J. 2014. Grietas en el suelo y subsuelo de la Provincia de Santiago del Estero. Causas probables, corrección y mitigación. I Congreso Internacional de Gran Chaco Americano. Territorio e Innovación EJE 3: Territorio, Ambiente y Desarrollo. Universidad Nacional de Santiago del Estero. EEA INTA Santiago del Estero. pp. 321-334



- Castellano J. y Tasso J. 2017. Paleolicuefacción de sedimentos aluviales de edad Holoceno en el valle del río Dulce. Tramo Dique Los Quiroga y Ciudad de Santiago del Estero. *Revista Investigaciones en Facultades de Ingeniería del NOA* 3(6): 299-306.
- Sayago J.M., Collantes M.M., Karlson A. y Sanabria J. 2001. Genesis and distribution of the Late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. *Quaternary International* 76/77: 247-257.



LA CONTRIBUCIÓN DEL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO AL ESTUDIO DEL SUELO Y LA VEGETACIÓN EN ZONAS ÁRIDAS

Daniel Germán FLORES^{1@} y Raúl Emmanuel OCAÑA²

⁽¹⁾Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera

⁽²⁾Centro de Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Gabinete de Geología Ambiental. Instituto de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geología.

^(@)dflores@unsj-cuim.edu.ar

Palabras clave: geomorfología, suelos, vegetación

La comprensión de la geomorfología en zonas áridas es necesaria para entender la variación de la vegetación y los procesos edafogenéticos. Más específicamente este trabajo es un enfoque metodológico para y al servicio del inventario de suelos que a su vez provee un marco para el análisis de los patrones de distribución de la vegetación, todas estas variables, reunidas en el desierto del Monte de San Juan. El objetivo principal es realizar una clasificación dinámica de los depósitos cuaternarios y luego vincularla a la presencia de procesos formadores de suelos, además de analizar la cobertura y distribución de la vegetación.

La base de la metodología utiliza análisis de imágenes de Google Earth y DEM's Alos Palsar, de esta forma se obtuvo cartografía geomorfológica clasificando las unidades bajo criterio morfodinámico y/o morfogenético. La cobertura de la vegetación fue evaluada utilizando el método Point Quadrat Modificado. A fin de caracterizar edafológicamente el área de trabajo se propusieron análisis por medio de transectas que reflejaran el comportamiento de las variables estudiadas en relación al paisaje. En los distintos sectores previamente delimitados, se efectuaron pozos de hasta 50 cm de profundidad y se determinaron los horizontes presentes de acuerdo al Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1999).

Los principales resultados presentan una entidad geomorfológica asociada a la actividad hídrica y tectónica cuaternaria que se correlacionan con los principales sistemas activos de Precordillera Central. Regionalmente, el área de estudio comprende dos unidades geomorfológicas principales, una correspondiente al relieve montañoso de la Formación Punta Negra del Devónico. La otra unidad, corresponde al relieve de piedemonte oriental conformado por conos aluviales y niveles de glaciares cubiertos (Fig 1A). La metodología propuesta jerarquiza las dos unidades geomorfológicas regionales en: a) depósitos en afloramiento rocoso; b) depósitos elevados por falla; c) depósitos lacustres; d) depósitos activos y e) depósitos inactivos (Fig. 1B-F). En los perfiles analizados (Fig. 1G), las capas que alcanzan un mayor desarrollo presentan evidencias de procesos edafogenéticos como acumulación de arcillas, concentraciones elevadas de CaCO_3 en forma de nódulos y horizontes profundos sin evidencia de presencia en materia orgánica, además de formación de horizontes vesiculares, iluviación y eluviación de arcilla, concreciones de yeso, entre otros varían entre los depósitos. La flora vascular del Cerro Zonda está representada por 37 especies distribuidas en 15 familias, de las cuales las mejores representadas son: Poaceae, Fabaceae, Cactaceae y Zygophyllaceae. En general, la cobertura de la vegetación no supera el 40 %. En lo que respecta a los estratos de la vegetación, el arbustivo es predominante (49%), seguidamente las suculentas (36,5%), las hierbas (11,8%) y en menor proporción los árboles (2,7%). Los depósitos inactivos e inactivos elevados por falla poseen mayor cobertura de los sitios (37%). Los depósitos activos, poseen la mayor diversidad (2.4) y número de especies (23). En los depósitos lacustres se desarrollan 4 especies con baja biomasa. La vegetación presente en los depósitos del afloramiento rocoso presenta 19 especies pero con baja cobertura.

El mapa final integrador (Fig. 1H) ilustra un resultado obtenido. Los depósitos están representados mediante colores y la comunidad vegetal, según su especie dominante, por medio de rastras. Se utilizó una leyenda que contiene la información sobre los procesos dominantes en cada depósito y de esta forma se evita sobrecargar el mapa con dibujos y, por tal motivo, dificultar la lectura. El interés de este método resulta en la cartografía final que permite integrar y vincular las causas de la distribución espacial del suelo y la vegetación.

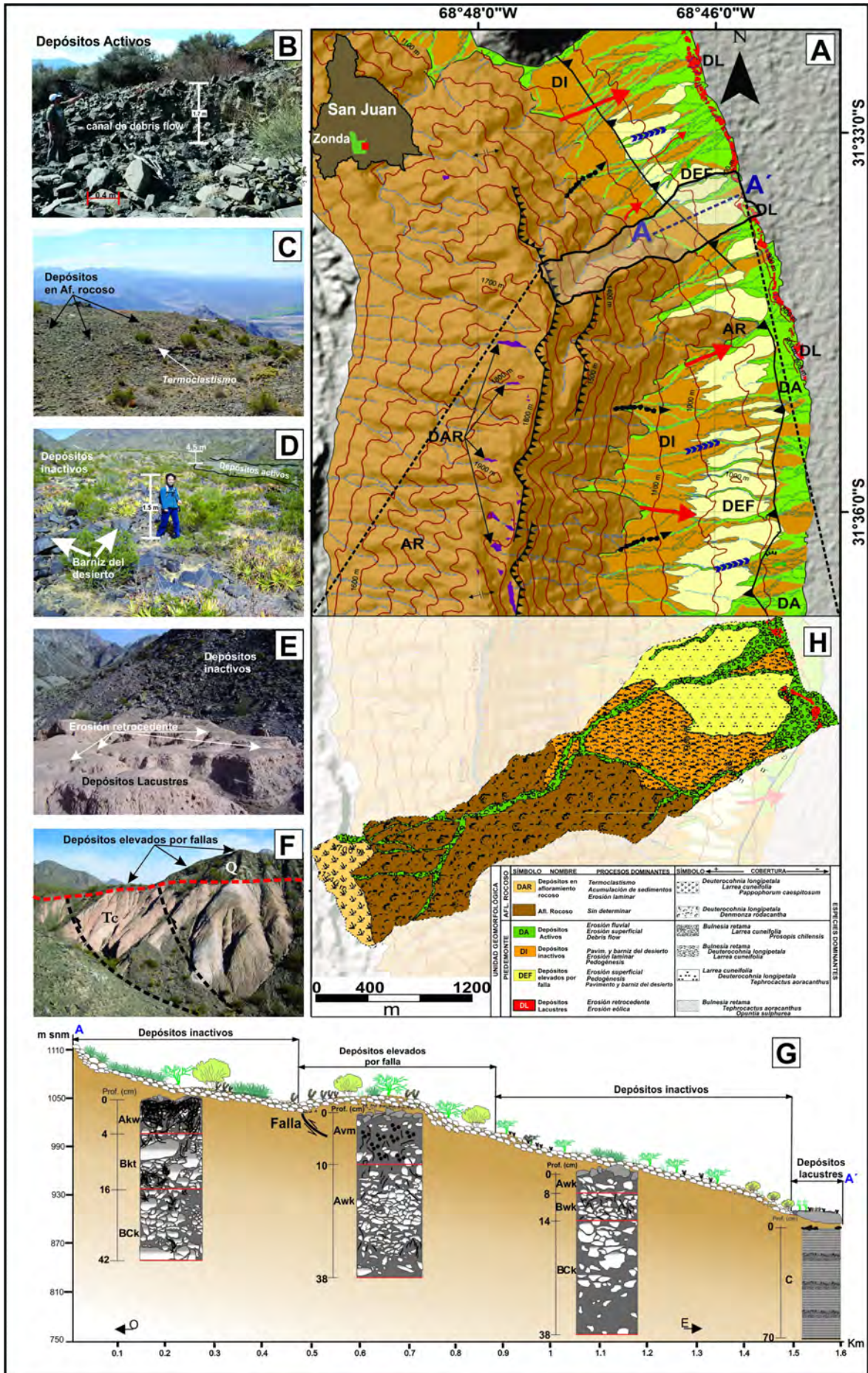




Figura 1. A) cartografía geomorfológica del Cerro Zonda. B) depósitos activos, C) depósitos en afloramiento rocoso, D) depósitos inactivos, obsérvese los bloques de grauvacas con barniz del desierto, E) depósitos lacustres con nula cobertura de vegetación, F) depósitos inactivos elevados por falla, se observa el nivel Terciario de base está en contacto con los depósitos activos, G) gráfico ilustrativo de una toposecuencia integrando distribución de la vegetación y del suelo en el piedemonte, H) mapa geomorfológico de una subcuenca escala 1:18.000 aprox., se muestran las referencias indicando distribución y cobertura de la vegetación.

Bibliografía:

Soil Survey Staff 1999. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys; 2nd edition. Agricultural Handbook 436; Natural Resources Conservation Service, USDA, Washington.



PROCESOS DEGRADATORIOS EN TERRENOS SUBURBANOS DPTO. TAFÍ DEL VALLE, TUCUMÁN, ARGENTINA

Rosana del Valle RIOS^{1@}, Liliana del Valle NEDER¹, Maria Elena PUCHULU¹ y Mayra VARELA ITUARTE¹

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán

^(@)rosana_rios65@yahoo.com.ar

Palabras clave: procesos degradatorios, Tafí del Valle, Tucumán

Este estudio se llevó a cabo en el sector norte de la Loma Pelada en el valle de Tafí, situado a 110 km de la ciudad de San Miguel de Tucumán. El clima es semiárido a subhúmedo con precipitaciones estivales y marcada amplitud térmica diaria y estacional. Las precipitaciones son más abundantes y varían entre 500-600 mm. Los vientos húmedos dominantes provienen del SE, durante el invierno predominan vientos secos del N-NE. La cobertura vegetal es escasa, con predominio de pastizales y especies exóticas implantadas.

El objetivo de este trabajo fue identificar y cuantificar los procesos morfodinámicos generados, por las nuevas construcciones de viviendas y vías de acceso, que modificaron la dinámica natural de los procesos relacionados con las precipitaciones y cauces fluviales.

La Loma Pelada se encuentra en el sector central del valle de Tafí, limitado por Cumbres Calchaquíes/Mala Mala al este, Sierras del Aconquija al oeste y Cerro Ñuñorco al sur. Es un cerro aislado, tectónicamente elevado de granitoides que afloran en la ladera oriental (de mayor longitud), mientras que en la occidental está cubierto por depósitos loésicos. El sustrato loésico es un depósito de origen eólico, que tiene la limitación de ser inestable en condiciones de humedad, lo cual se agrava en pendientes moderadas a fuertes (20 - 30%).

El área analizada representa uno de los lugares preferidos para la compra de terrenos por el paisaje circundante. Las viviendas se construyeron en el sector norte de la superficie cumbre, con una red de vías de comunicación (calles no consolidadas y sendas) para el acceso vehicular a lo largo de pendientes fuertes (15-20%); en las banquetas, se enterraron mangueras que transportan y distribuyen el agua a cada vivienda. Estas calles colectan del flujo superficial proveniente de las precipitaciones y de las mangueras, afectando las banquetas trazadas sobre el loess y favoreciendo el desarrollo de procesos de erosión hídrica en surcos y cárcavas incipientes. Los barrancos no afectan directamente a las viviendas, pero éstas fueron construidas sobre explanadas realizadas por palas mecánicas, para facilitar la distribución en una planta. En varios casos se disponen en pendientes fuertes con procesos de remoción en masa, donde se construyeron muros de contención (pircas) transversales a la pendiente. Tienen dimensiones importantes (300 m en ancho, 2.780 m de longitud, aproximadamente) que ponen en riesgo de deslizamiento o desplomes, a las construcciones fuertemente afectadas por la inestabilidad del sustrato humedecido. Las vías de acceso para la circulación vehicular, fueron consolidadas y posteriormente les agregaron ripio, para afirmar y evitar accidentes por terrenos resbaladizos.

En el control de campo se corroboraron las observaciones según sus dimensiones en distintas coberturas fotográficas y satelitarias: fotografías aéreas 1987 (1:50.000) e imágenes satelitarias (2012/2016) del Programa Google Earth. Los procesos de erosión se incrementaron, en especial los de erosión laminar y en surcos en vías de acceso. En las cárcavas se produjo el retroceso de cabeceras, que afectaron a viviendas con el agrietamiento de paredes.

Estos procesos reflejan la inestabilidad de la situación en la mayoría de las viviendas (diseñadas y de alto costo) que los adquirentes desconocían por falta de información. Es preocupante que no se controle la oferta inmobiliaria, sin planificación ni restricciones, ya que en la última década ha crecido significativamente.



PROCESOS GRAVITACIONALES MODIFICADORES DEL RELIEVE EN UN TRAMO DE LA RN N° 51, SALTA, ARGENTINA

Carmen QUISPE^{1@} y María del Carmen VISICH¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de Salta

^(@)agrimcar@hotmail.com

Palabras clave: procesos gravitacionales, relieve, topografía

En este trabajo se realizó el reconocimiento e identificación de los procesos que intervienen en la modificación y desestabilización de un tramo de la RN^o 51, comprendido entre los siguientes valores de coordenadas: 24° 53' 57'' de LS; 65° 39' 49'' LO y 24° 48' 42'' LS y 65° 43' 35'' LO. La modificación del relieve adquiere relevancia ya que se trata de un corredor bioceánico internacional que nos conecta con la república chilena. El tramo citado forma parte de las laderas de la margen occidental del relieve cuya pendiente original fue modificada para el trazado tanto del circuito correspondiente al ferrocarril General Belgrano como al de la RN^o 51. Entre los procesos modificadores del relieve, considerados procesos activos, influyeron e inciden: a) La litología y las características tectónicas de las rocas precámbricas intensamente plegadas y fracturadas. Sobre éstas, los materiales neógenos y cuaternarios forman parte de la carga detrítica movilizada por los procesos gravitacionales. b) La topografía: En general, los escarpes de los relieves originales superan los 30° en tanto que los valores actuales indican pendientes prácticamente verticales, favoreciendo el desplazamiento de los materiales. c) La meteorización física, que resulta de las variaciones térmicas anuales y estacionales, contribuye a acelerar el aporte de material detrítico sobre las laderas. d) Los procesos gravitacionales tales como reptación, deslizamientos y caídas, son acelerados por precipitaciones torrenciales, 1100mm anuales. En el primer tramo, coincidente con el inicio del relieve y al costado del camino, el cálculo de volumen desplazado en 2012, fue de 7 m³ (Quispe et al., 2013). e) La nueva traza de la ruta fue diseñada parcialmente en la llanura de inundación del río Toro. En algunos tramos, se erige un terraplén por donde circula la actual RN N° 51, separada de la antigua traza unos 70 m aproximadamente. Esta nueva traza tiene una elevación de 2 m y se extiende por 2 km. En base a los cálculos realizados en este trabajo, se estima que la nueva traza será afectada por los deslizamientos ya que se reconocieron cicatrices activas. El volumen desplazado en el período 2010- 2015 fue de 185.000 m³ (Guaymás, 2016).

Para la realización del trabajo se cotejó la información geológica disponible con el análisis de imágenes satelitales y relevamientos de campo. Se identificaron sobre el terreno y con el uso de GPS, los diferentes procesos actuantes, confeccionando una tabla en la que se diferenciaron, los de índole gravitacional, los vinculados con la morfología fluvial y las acciones negativas de origen antrópico que afectan al ecosistema. En los sectores donde los deslizamientos por su magnitud e incidencia ambiental, adquieren relevancia, se procedió a efectuar mediciones con estación total para el cálculo aproximado de los volúmenes de materiales desplazados.

La principal modificación del relieve positivo original está relacionada con el trazado de las obras viales, lo que provocó la inestabilidad de las laderas con peligros latentes de caídas de rocas y deslizamientos. Estos procesos además de afectar a las estructuras viales, destruyen tierras de cultivo, hacen desaparecer los bosques nativos y afectan el curso del río Toro provocando aluvionamiento. En el estudio realizado en 2013 los deslizamientos de gran magnitud avanzaron unos 50 m sobre el lecho del río aproximándose a la nueva traza. El material producto de los procesos gravitacionales es con frecuencia removido y depositado en el lecho del río, en ocasiones utilizado para rellenar caminos o en la realización de nuevas defensas fluviales con el propósito de evitar la erosión relacionada con la crecida del río. Esta acción antrópica contribuye a incrementar la carga del lecho y en consecuencia el aluvionamiento.

Bibliografía:

- Guaymás, J.A, 2016. Deslizamientos: Cálculo de volumen e incidencia ambiental. Las Higuieritas. Quebrada del Toro. Salta. Tesis. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. 137 pp.
- Quispe C, Visich M, Umbides A., 2013. Cálculo de volumen y factores desencadenantes de un deslizamiento en el camino de acceso a la Qda del Toro. Salta. Argentina. In: IX Jornada de Ciencia y Tecnología de Facultades de Ingeniería del NOA. Santiago del Estero. Argentina, pp. 1-4 (CD ROM)



REGENERACIÓN DE SUELOS, MICROTOPOGRAFÍA Y PROCESOS GEOMORFICOS EN AMBIENTES DEGRADADOS POR LA ACTIVIDAD PETROLERA EN NORPATAGONIA, NEUQUÉN

Matias CIANZIO^{1@}, Pablo TCHILINGUIRIAN² y Gustavo ZULETA¹

(¹)Departamento de Ecología, CEBBAD, Universidad Maimonides

(²)Universidad de Buenos Aires

(@)ciancio_matias@yahoo.com.ar

Palabras clave: restauración, disturbios, geomorfología

En el sur de Argentina, la ecorregión del Monte Austral se caracteriza por estepas arbustivas semiáridas donde la dinámica del ambiente físico es controlada por sistemas fluviales efímeros que poseen zonas de acumulación de composición arenosa (abanicos aluviales) y arcillosa (barreales). El viento constituye un importante agente, que erosiona las arenas de los abanicos y las deposita a sotavento de la vegetación formando montículos. Estos constituyen islas de fertilidad, ya que contienen la mayor concentración de nutrientes, humedad y biodiversidad dentro de la matriz de suelo desnudo (60% de cobertura total). El objetivo de esta investigación fue determinar las variables y procesos que controlan la rehabilitación post-disturbio de montículos y suelos en locaciones petroleras escarificadas desde 1998. Los atributos geomorfológicos se cuantificaron en 190 sitios escarificados durante 1998-2010. En cada lugar y se evaluaron tres condiciones: (1: ZN) naturales, (2) de operaciones (ZO) y tratadas con diferente edad (TE1, TE2 Y TE3).

La formación de montículos de arena en zonas escarificadas de locaciones petroleras a lo largo del tiempo indica que los procesos de transporte y de sedimentación son activos en las zonas disturbadas del yacimiento y pueden ser considerados como un proceso de rehabilitación natural de la microtopografía. Por lo tanto, las medidas de rehabilitación sugeridas serían continuar con la aplicación de técnicas de descompactación del sustrato (escarificado) y, en forma conjunta, propiciar la sedimentación de la arena para reconstituir el material parental del suelo arenoso y la microtopografía. Estas técnicas podrían basarse en la revegetación inducida (plantines) o por medio de la construcción de enramados de residuos vegetales que fueron desmontados por la actividad. Estos enramados tendrían el objetivo de actuar como pantallas al viento y propiciar la sedimentación y las condiciones microclimáticas reinantes en un montículo.

El número y la altura de los montículos fueron los mejores predictores para distinguir entre estas tres condiciones (Figura 1). En las zonas tratadas este indicador fue significativo en cuanto a que el número de montículos como la altura de los mismos fue aumentando con el tiempo desde que la técnica se aplicó. Sin embargo, los niveles de la restauración del suelo fueron más bajos que los observados en las áreas naturales. Se discuten otras técnicas de rehabilitación física que favorezcan procesos naturales de formación de suelos y montículos.

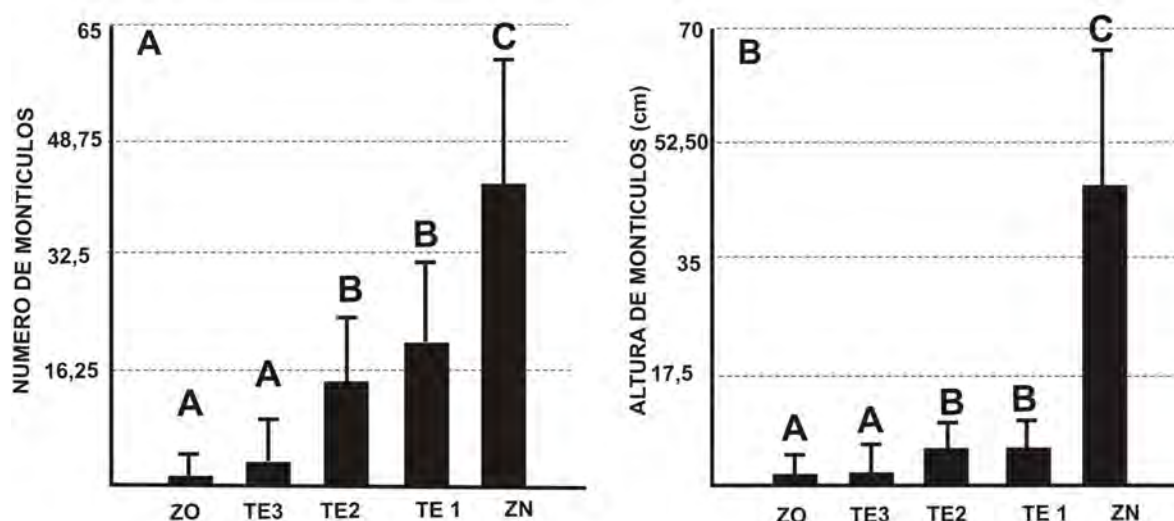


Figura 1. A) Número de montículos de arena. B) Altura máxima del montículo según zonas de



escarificado (TE1, TE2, TE3), zona operativa (ZO) y natural (ZN). Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p \leq 0,05$), test de Kruskal Wallis.



RIESGO AMBIENTAL EN LA LLANURA FLUVIOEÓLICA DE LA REGIÓN CENTRO DEL DEPARTAMENTO GENERAL SAN MARTÍN, CÓRDOBA

María Jimena RODRIGUEZ^{1,2@}, Analía R. BECKER¹, Maria GRUMELLI², Eliana CONCI² y Pablo BOUZA³

⁽¹⁾CIT-CONICET, Universidad Nacional Villa María

⁽²⁾Instituto A.P. Ciencias Básicas y Aplicadas - Universidad Nacional Villa María

⁽³⁾Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto

⁽⁴⁾Instituto Patagónico Para el Estudio de los Ecosistemas Continentales (CONICET CCT-CENPAT)

^(@)mjrterra@gmail.com

Palabras clave: Río Ctalamochita, factores formadores , inundación

El medio natural condiciona y moldea las actividades humanas, y es a la vez modificado por ellas, direccionando el devenir ambiental y socioeconómico de una región. El suelo es un recurso natural imprescindible para el desarrollo de la humanidad, formando parte del medio físico, estructura y evolución de los paisajes y ecosistemas rurales y urbanos. El avance de la agricultura en áreas con cierto grado de fragilidad, hace necesario realizar evaluaciones de los riesgos ambientales. Éstos, sean de origen natural o antrópico, deben evaluarse en función de la peligrosidad, la vulnerabilidad y de la cantidad de bienes materiales y humanos expuestos. Estudios realizados en la región central del departamento General San Martín (Córdoba) señalaron que el ambiente presenta un nivel de deterioro con reducción de la sustentabilidad y productividad de la región. Es por ello necesario evaluar los riesgos ambientales en la llanura fluvioeólica de la región centro del departamento General San Martín, Córdoba.

El área de estudio se caracteriza por presentar abanicos aluviales coalescentes muy disectados por sistemas fluviales y aluviales efímeros que se interdigitan con depósitos eólicos mayormente loésicos, donde la principal red de drenaje es el Río Ctalamochita. Este paisaje resulta de la influencia del periodo húmedo en el que se labró la red fluvial de Llanura y de la actividad eólica durante los episodios secos que suavizó las formas menores del paisaje. Actualmente el clima es templado subhúmedo. La estructura que controla la dinámica hidrogeológica de la región es el Lineamiento Rayo Cortado-Pampayasta-Alejandro. Los escasos fragmentos de bosques que aún persisten, corresponden a la Provincia Fitogeográfica del Espinal, Distrito del Algarrobo. Los suelos predominantes son Molisoles y en menor proporción Alfisoles con un uso actual mixto. Metodológicamente la evaluación del riesgo se efectuó mediante el análisis de los factores intervinientes en la génesis del suelo, la observación a nivel de paisaje y las entrevistas a actores sociales del área.

Los principales resultados indicarían que el riesgo predominante son las inundaciones recurrentes vinculadas al río Ctalamochita y anegamientos temporarios en relación a sus paleocauces, influenciado fundamentalmente por los factores relieve y clima. Como riesgo secundario se identificó la erosión de márgenes del río, siendo el material originario el factor condicionante de este proceso. El factor limitante en común a estos riesgos es el uso y manejo de los suelos en la región, asociado al incremento del desmonte, escasa planificación del territorio y falta de aplicación del marco legal en relación a los recursos naturales.

La construcción del mapa de riesgo ambiental de la llanura fluvioeólica de la región centro del departamento General San Martín (Córdoba) se ha constituido en una herramienta imprescindible de base para la toma de decisiones en la Ordenación Territorial.



RIESGOS AMBIENTALES EN LA CIUDAD DE CHILECITO, PROVINCIA DE LA RIOJA

Enrique FUCKS^{1@}, Maria Cecilia CORBAT², Oscar JUAREZ², Pablo MONTILLA⁴ y Victoria PENZO¹

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

⁽²⁾Instituto de Ambiente de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA)

⁽³⁾Instituto de Ambientes de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA); UNDeC

^(@)efucks@fcnym.unlp.edu.ar

Palabras clave: riesgo geológico, Chilecito, Sierra de Famatina

Los riesgos naturales pueden definirse como la probabilidad de que un territorio y la población asociada, se vean afectados por episodios naturales de rango extraordinario. La amenaza o peligro natural hace referencia a la probabilidad de que se produzca un determinado fenómeno natural, de una cierta extensión, intensidad y duración, con potencial para causar daños a personas o al entorno. Mientras que la vulnerabilidad hace referencia al impacto del fenómeno sobre la estructura social, económica o la infraestructura y es una condición en las cuales estas estructuras, son susceptibles de sufrir pérdidas o daños frente a la ocurrencia de un fenómeno de origen natural o humano (amenaza) (Vich et al., 2010) y es precisamente el incremento de la vulnerabilidad el que ha llevado a un mayor aumento de los riesgos naturales. La vulnerabilidad abarca desde el uso del territorio (exposición al riesgo) hasta la estructura de las construcciones y mecanismos de alarma y aviso (sensibilidad socioeconómica), y depende fuertemente de la capacidad de respuesta de la población frente al riesgo. Justamente esta capacidad de respuesta está condicionada en un determinado territorio por la capacidad del sistema socioambiental para poder adaptarse, aprender y organizarse por sí mismo de modo de poder persistir frente a determinados disturbios, esta capacidad es a la que se la llama la resiliencia del sistema (Folke, 2006). De este modo aquellas ciudades o localidades propensas a perder resiliencia se encuentran más vulnerables frente a posibles eventos naturales extraordinarios.

La Ciudad del Chilecito se encuentra ubicada en un entorno montañoso bajo condiciones climáticas áridas, en una región sísmica, lo que produce, ya sea de forma individual o combinada, el establecimiento de riesgos ambientales destacados, los que merecen ser estudiados a fin de establecer pautas en el ordenamiento del territorio.

Se llevaron a cabo tareas de recopilación bibliográfica, cartográfica y satelital, y trabajos de campo consistente en estudios de detalles de los aspectos litológicos, estructurales y geomorfológicos, encaminados al tratamiento de los aspectos climáticos (sobre todo las precipitaciones intensas); sismológicos, fluviales y gravitacionales (sobretudo caída de rocas), a los que debemos sumarle aspectos como litología, estructura y meteorización.

Acción fluvial: La zona urbana y periurbana de Chilecito se encuentra desarrollada en el piedemonte oriental del sistema de Famatina, constituyendo los ríos Oro-Los Sarmientos y Colmenares (Fig. 1) las principales líneas de drenaje con influencia sobre ellas. El río Oro desde su salida encajonada en la montaña, escurre con diseño *braided* hasta las sierras de Paimán, tramo que es controlado por gaviones para evitar la erosión de las márgenes y la afectación de barrios. Sobre el abanico aluvial se encuentran urbanizaciones como Malligasta, Los Sarmientos, Tilimuqui y San Nicolás e importantes explotaciones agropecuarias, las que si bien debido a las permanentes obras han provocado un cauce bien definido, el riesgo de abandono por avulsión en periodos de tormentas es muy alto, implicando esto un riesgo elevado a la vida y propiedades. Por otro lado, es de destacar que los procesos de cambios en el uso del suelo (urbanización y agricultura) que en los últimos 20 años se vienen dando en los alrededores del centro urbano de Chilecito vienen generando la pérdida de cobertura vegetal natural.

Riego sísmico: La peligrosidad sísmica de la región es moderada, presentándose regularmente varios movimientos por año, dentro de los que se destacan: 12 de abril de 1899 (6,4 escala Richter); 24 de octubre de 1957 (6,0 escala Richter) y 28 de mayo de 2002 (6,0 escala Richter) (INPRES. 2016).

Remoción en masa: La caída de rocas representa el proceso gravitacional más común y se desarrolla en la Sierra de Paimán. Corresponde al desprendimiento de rocas, ya sea en caída libre, a manera de saltos o rodando, facilitados por el diaclasamiento de rumbo N-S con pendiente de unos 70 grados hacia el E y la fuerte meteorización, generando rocas nucleares, muy fáciles de movilizar.

Varios factores confluyen para establecer que el riesgo de caída de rocas e inundaciones constituyan los riesgos ambientales más importantes de la localidad de Chilecito. La meteorización produce rocas nucleares que ante precipitaciones intensas y movimientos sísmicos, generan la pérdida de estabilidad del sistema y desprenderse, con los consecuentes riesgos a la vida y la propiedad. Las



inundaciones también pueden provocar riesgos importantes, aunque el mayor riesgo es el potencial cambio de ubicación del río Los Sarmientos sobre el abanico por avulsión.

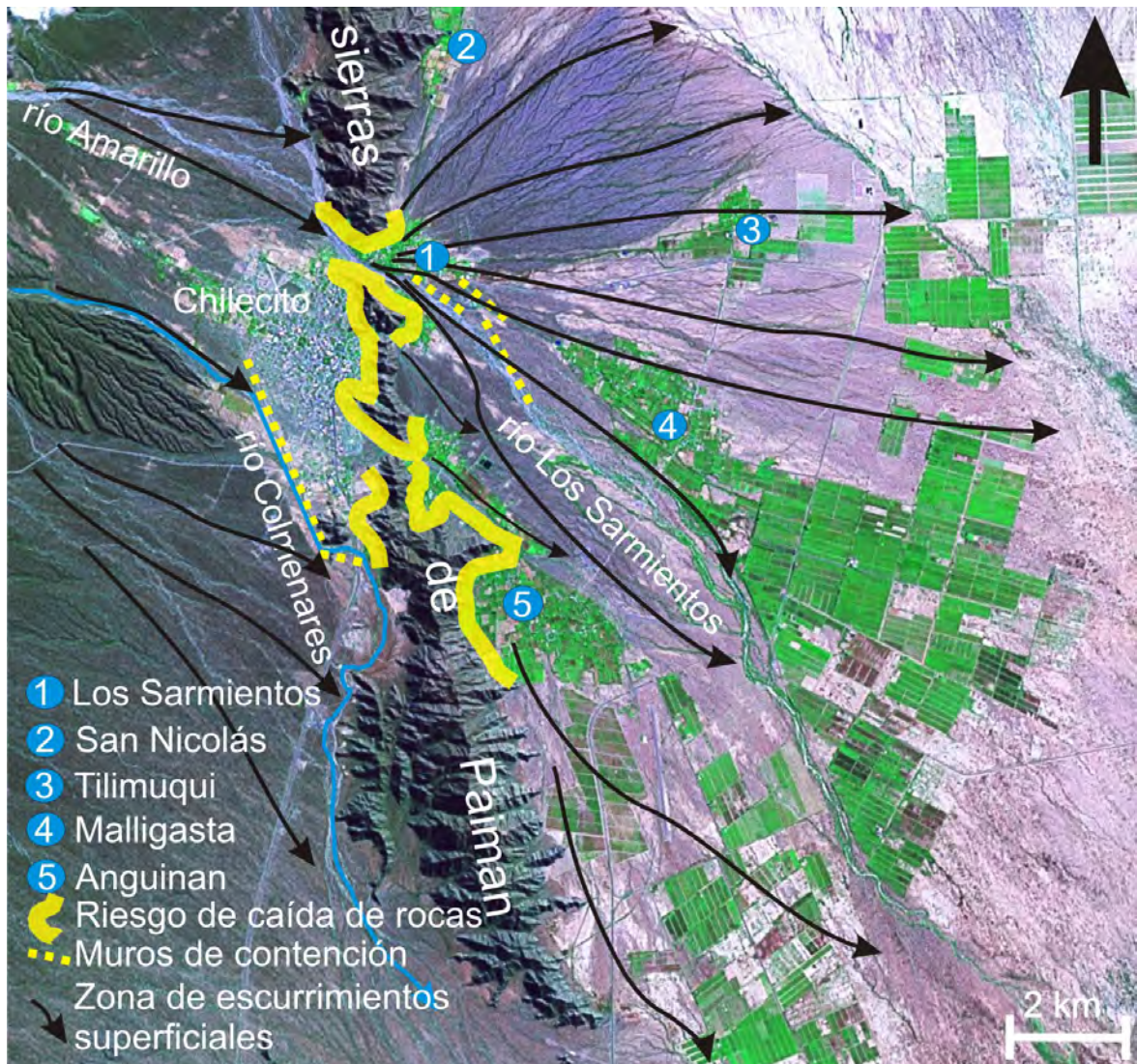


Figura 1. Área de estudio y principales procesos geomorfológicos

Bibliografía:

Folke, C. 2006. Resilience: The emergence of a perspective for social – ecological systems analyses. *Global Environmental Change* 16: 253-267.

INPRES 2016. <http://www.inpres.gov.ar/desktop/>

Vich, A.I. y Gudiño M.E. (editores). 2010. Amenazas naturales de origen hídrico en el centro – oeste árido de Argentina – Diagnóstico y estrategia para su mitigación y control en el Gran San Juan y Gran Mendoza. Editorial Fundación Universidad Nacional de San Juan.



ROL DE AGREGADOS EN LA SEDIMENTOLOGIA DE SECUENCIAS PEDOSEDIMENTARIAS CUATERNARIAS DEL SUDESTE BONAERENSE

Margarita OSTERRIETH^{1@}, Lucrecia FRAYSSINET² y María Fernanda ALVAREZ¹

⁽¹⁾Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMdP-CIC)

⁽²⁾CIC- Comisión de Investigaciones Científicas, Buenos Aires

^(@)mosterri@yahoo.com.ar

Palabras clave: textura, mineralogía, microscopia

Las secuencias pedosedimentarias cuaternarias del sudeste bonaerense, comprendidas en el área costera entre Mar Chiquita y Miramar han evolucionado a partir de loess y sedimentos loésicos retrabajados por acción áeua. Dichas secuencias han sido estudiadas desde perspectivas geológicas, pedológicas, sedimentarias y paleontológicas durante los últimos 80 años por numerosos autores. El sector costero de partido de Mar Chiquita, ha sido afectado por una sucesión de acciones marinas desde el Pleistoceno tardío al Holoceno, mientras que hacia el sur las pedosecuencias se han desarrollado en ámbitos continentales a lo extenso de todo el Cuaternario. Se trabajó en 20 perfiles modales típicos de los afloramientos en barrancas costeras y mediante calicatas. En las muestras de horizontes pedológicos y niveles sedimentarios se realizó el estudio granulométrico y mineralógico completo, mediante técnicas sedimentológicas de rutina y utilizando lupa binocular, microscopio petrográfico, microscopia electrónica de barrido y análisis microdispersivo semicuantitativo. Se encontraron texturas predominantemente limosas, limo-arenosas, franco limosas a francas en niveles sedimentarios y pedológicos continentales; mientras que en los sectores afectados por la dinámica sedimentaria litoral, la granulometría es mayoritariamente limo-arcillosa a arcillosa. Mineralógicamente se trabajó en: 1) agregados naturales, 2) agregados separados mediante tamizado en húmedo, y 3) en grano suelto en todas las fracciones separadas por tamizado en seco y por decantación en probeta. Como patrón común de todas las muestras analizadas se hallaron agregados formando parte de los distintos componentes de la fracción esquelética (Fig. 1A). Estos agregados están siempre presentes en porcentajes variables, entre 1 y 6 % en las fracciones granulométricas mayores (arenas gruesas y medias) ; superan el 15% en las fracciones arenas finas y muy finas (Fig. 1G); y en todos los tamaños de limos se presentan con porcentajes altos que a veces superan el 40% (Fig 1A-D, H). Se destaca en general que estos agregados dominan en los niveles pedogenizados. Mineralógicamente los agregados están formados por minerales livianos en alta proporción y escasos minerales pesados, además son comunes componentes de sílice amorfo como silicofitolitos, vidrios volcánicos, y litoclastos de vulcanitas. Todos los cuales están inmersos en matrices donde coexisten arcillas, oxi-hidróxidos de hierro, carbonatos de calcio, yeso y sílice amorfa (Fig. 1E, F). La materia orgánica solo es relevante en matrices de agregados de niveles pedológicos actuales y algunos paleosuelos costeros. Analizados aquellos componentes que comúnmente en estudios de grano suelto han sido definidos como "alteritas", pudo verse mediante estudios submicroscópicos que una considerable proporción son agregados y/o litoclastos de rocas volcánicas mayoritariamente recubiertos por oxi-hidróxidos de hierro y arcillas. Los altos contenidos de agregados en las fracciones texturales dominantes, como son los limos y arenas finas en las secuencias pedosedimentarias cuaternarias, deben ser considerados ya que las posibilidades de su dispersión ante procesos pedológicos, áeueos, diagenéticos y biogeoquímicos, son mayores que la de los componentes mineralógicos dominantes. Así como también la liberación al sistema en estudio de minerales y biomineralizaciones que a la hora de los análisis paleoambientales podrían conducir a interpretaciones erróneas. Agradecimientos: subsidios UNMDP-EXA741/17; y CONICET-PIP-0145

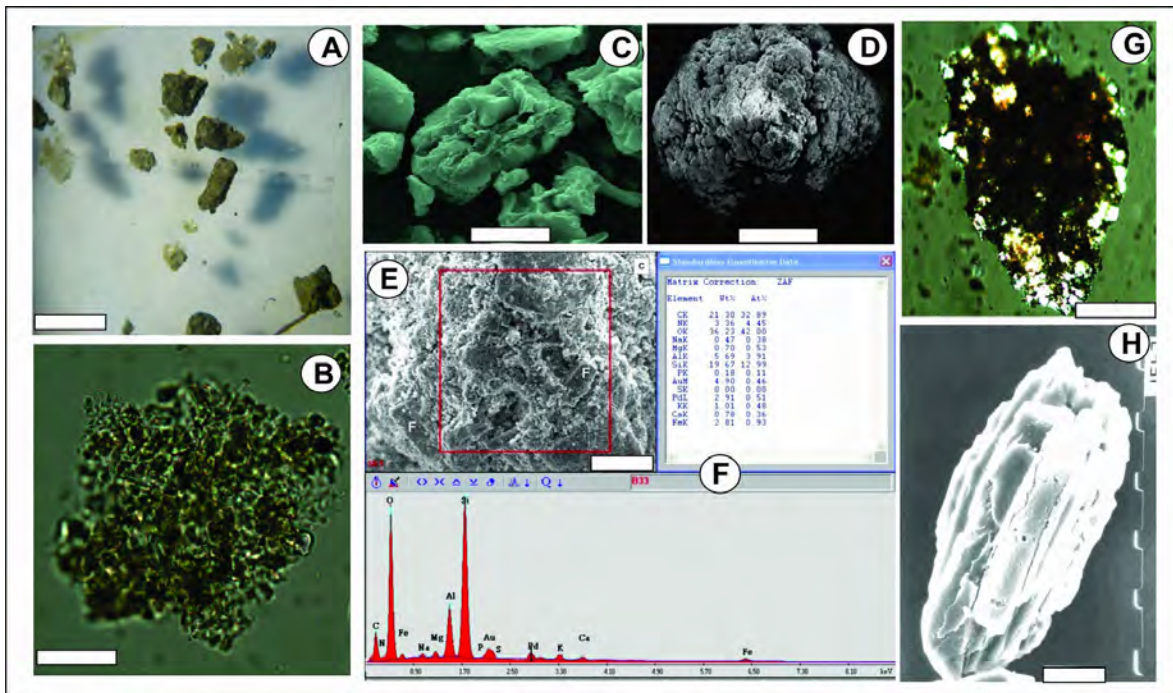


Figura 1. A) Agregados en fracción limo de paleosuelos, vista en lupa, barra 50µm. B) agregado en fracción limo de horizonte pedológico, vista microscopio petrográfico, barra 20µm. C) y D) vista MEB de agregados en paleosuelos, barra 20µm. E) MEB, detalle de matriz de agregado figura D, barra 5µm. F) EDAXs de matriz y tabla con contenidos relativos de elementos. G) Agregado en fracción arena muy fina de sedimento loésico, vista microscopio petrográfico barra 20µm H) MEB de agregado tamaño limo en paleosuelo, barra 10µm



SILICOFITOLITOS Y SÍLICE EN AGROECOSISTEMAS DEL SUDESTE BONAERENSE: PRÁCTICAS PARA UN MANEJO SUSTENTABLE

María Laura BENVENUTO^{1@}, Celia FRAYSSINET¹, Natalia Lorena BORRELLI¹, Mariana FERNÁNDEZ HONAINE¹ y Margarita OSTERRIETH¹

⁽¹⁾Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMdP-CIC). Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (CONICET-UNMdP)

^(@)nlborrel@mdp.edu.ar

Palabras clave: biomineralizaciones, estabilidad estructural, cultivos

Los silicofitolitos son biomineralizaciones de sílice amorfo de origen vegetal, producidos en sus tejidos luego de la absorción del ácido monosilícico de la solución del suelo. Una vez que la planta muere éstos pueden ser incorporados al suelo. Las gramíneas son las mayores productoras de silicofitolitos, por lo que los pastizales y los principales cultivos (trigo y maíz) del sudeste bonaerense, son fuente directa de estas biomineralizaciones al suelo. En el suelo, los silicofitolitos son afectados por procesos pedogenéticos, y dada su elevada susceptibilidad a la degradación, constituyen fuentes potenciales de silicio (Si) al medio, contribuyendo directamente al ciclo del silicio y al mantenimiento de las propiedades físico-químicas de los suelos. El objetivo de este trabajo es cuantificar la producción de silicofitolitos en plantas y analizar los efectos de las diversas prácticas de manejo sobre el *stock* de silicofitolitos y el contenido de sílice en el suelo, para evaluar sus beneficios sobre las comunidades vegetales y las propiedades físicas de los suelos en agroecosistemas del sudeste bonaerense.

Se trabajó en pastizales y en parcelas laboreadas con siembra directa (SD) y labranza convencional (LC). Se seleccionaron las gramíneas y dicotiledóneas dominantes del pastizal, y plantas de trigo, maíz y soja de las parcelas laboreadas. Se determinó el contenido de sílice/silicofitolitos en plantas mediante la técnica de calcinado de Labouriau (1983) expresando su valor en biomasa vegetal por unidad de superficie (kg/ha). En suelos, se cuantificó el contenido de silicofitolitos y su estado de alteración, se determinó la densidad aparente (Dap), la estabilidad estructural (EE) y el contenido de sílice en la solución del suelo por métodos estándar.

Se observaron diferencias en la producción de silicofitolitos entre cultivos y pastizales. En el pastizal la producción fue de 197 kg/ha (189 kg/ha a partir de especies de gramíneas y 8 kg/ha a partir de especies dicotiledóneas), en el cultivo de trigo de 738 kg/ha, en el cultivo de maíz de 216 kg/ha y en el cultivo de soja de 25 kg/ha. Además, se observaron diferencias en los tipos morfológicos de silicofitolitos producidos, registrándose morfologías más robustas y perdurables en trigo, maíz y gramíneas de pastizal; y susceptibles a la degradación en soja y dicotiledóneas de pastizal.

Los stocks de silicofitolitos estimados por gramo de suelo mostraron mayores contenidos en las parcelas laboreadas ($101 \times 10^6 - 99.7 \times 10^5$) respecto a la no laboreada (natural) (71×10^6), conformando dos *pools* de sílice diferentes dentro de la matriz suelo (*pool* estable y *pool* lábil); siendo todo esto determinado por: 1) el aporte diferencial generado por las especies vegetales; 2) los manejos y/o prácticas de laboreo implementadas. En todas las parcelas analizadas, el 70-90% de los silicofitolitos tenían notables rasgos de alteración (*pool* lábil), indicando su importante rol en el reciclado de sílice amorfa en estos suelos.

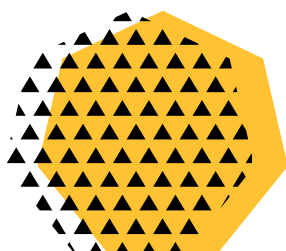
El contenido de sílice en la solución del suelo fue mayor en los horizontes superficiales de las parcelas laboreadas (891-996 $\mu\text{mol/L}$), respecto a la no laboreada (681 $\mu\text{mol/L}$); observándose un descenso hacia el horizonte B1 (285-502,57 $\mu\text{mol/L}$), coincidiendo dicha caída con una disminución de la densidad aparente, un incremento en la estabilidad estructural y un máximo desarrollo radicular. Estos resultados podrían explicarse por: 1) mayor absorción de Si por parte de las raíces, 2) mayor retención del Si en la matriz de los agregados, lo cual modificaría la Dap al incrementar la agregación de partículas y en consecuencia la EE.

De acuerdo a estos resultados, la implementación de buenas prácticas de manejo (rotación de cultivos, incorporación de materia vegetal in situ y la combinación de SD y LC) contribuiría a mantener un equilibrio entre el *pool* estable y lábil de silicio en los suelos, conservando su calidad y productividad, lo cual redundaría en beneficios para el desarrollo de los cultivos en el sudeste bonaerense.

Este trabajo fue financiado por PIP 145 y EXA 839.

Sesión 11

Geomorfología Regional



Coordinadores:

Gabriella Boretto (CICTERRA)

Enrique Fucks (UNLP)



MORFOLOGÍA DE LAS COSTRAS EVAPORÍTICAS DEL SALAR DE POZUELOS (PUNA AUSTRAL)

Veronica Rocio MARTINEZ^{1@}, Ricardo Narciso ALONSO² y Claudia Ines GALLI³

⁽¹⁾CEGA- INSUGEO- CONICET

⁽²⁾CEGA- INSUGEO- CONICET

⁽³⁾INECOA- CONICET

^(@)veronica.rocio@gmail.com

Palabras clave: costras evaporíticas, salar de pozuelos, puna

La cuenca del salar de Pozuelos, como otras cuencas de la Puna Argentina está categorizada como una cuenca de intra-arco/intra plateau (Alonso 1991), actualmente es uno de los principales proyectos de exploración de salmuera de Li. El salar de Pozuelos (Fig 1a) es una depresión salina a ~3760 m snm, elongada en sentido NE-SO, (~13 km de largo, ~6 km de ancho, área ~ 84 km²). Su geología se distingue por los cordones de rocas ordovícicas que lo rodean por el oeste (Filo de Pozuelos) y por el este (Filo de Copalayo). Este último se encuentra intruido por un cuerpo porfídico denominado Cerro Juncal (Mioceno). Hacia el borde noreste del salar se presentan depósitos del Cenozoico como la Formación Geste (Eoceno superior), que yacen en discordancia angular sobre la Formación Copalayo (Ordovícico). En el sector suroccidental se registran sedimentitas rojas de la Formación Vizcacheras (Oligoceno). El resto de las formaciones neógenas corresponden a depósitos del Grupo Pastos Grandes indiferenciado. Los depósitos de abanicos aluviales corresponden a depósitos del Cuaternario (Martínez et al. 2018). En el salar de Pozuelos es posible distinguir dos tipos costras: las costras salinas duras (lisas y rugosas) y las costras terrosas (Igarzábal 1996). Los objetivos de este trabajo fueron reconocer, describir y elaborar un mapa en detalle de las diferentes costras evaporíticas que afloran en el salar de Pozuelos en terreno y utilizando imágenes satelitales. Analizar las diferentes morfologías, definidas según su tamaño, aspecto, estructuras, color y contenido clástico. Estimar el nivel freático (NF) realizando calcatas. Como resultado se distinguieron seis tipos de costras (Fig 1b):

Tipo I: Costra salina dura lisa (Fig 1c). De composición halítica, color blanco, posee una configuración poligonada. Aflora en el sector central envolviendo la parte sur de la costra salina de alta rugosidad. Asimismo aflora al oeste del salar, donde hay vestigios de anegamientos temporarios, pasando transicionalmente a costras terrosas y costras salinas duras de baja rugosidad. NF ~ 0,20 a 0,40 m.

Tipo II: Costra salina dura de alta rugosidad "fósil" (Fig 1d). Está compuesta principalmente de halita cristalina de color blanco a grisáceo, con una moderada proporción de material clástico (arenisca fina a mediana y limo arcillita). Se presentan como cúspides de alta dureza que alcanzan los 0,90 m de altura, presentan un aspecto de tipo escoriáceo. Esta costra genera una superficie convexa en el depocentro de salar, es decir que el centro del salar suele ser más alto que los márgenes (~0,5 m). NF ~0,90m.

Tipo III: Costra salina dura de baja rugosidad (Fig 1e). Está compuesta de halita cristalina con abundante material clástico (arenisca fina a mediana y limoarcillita). Se encuentra alrededor del depocentro. Son costras que presentan bordes abombados. NF ~1,00m.

Tipo IV: Costra salina terrosa (Fig 1f). Se caracteriza por la presencia de una costra superficial compacta, que se presenta lisa o ligeramente rugosa, está compuesta principalmente por material clástico, como areniscas finas, limos y arcillas de colores rojizos y, secundariamente posee leves eflorescencias salinas. NF ~0,30 m.

Tipo V: Costras salina terrosa con eflorescencia abrigantada (Fig 1g). Se caracteriza por presentar una elevada eflorescencia salina, está compuesta por areniscas finas, limos y arcillas de colores pardos rojizos. Posee cristales de halita y yeso. Este tipo de costra aflora en el sector S y SE del salar. NF ~0,20m.

Tipo VI: Costra salina terrosa asociada a boratos (Fig 1h). Está compuesta por areniscas finas, limos y arcillas de colores pardos rojizos. Acompañada por lentes y mantos de ulexita en superficie. NF ~0,20 m.

En conclusión, en el salar de Pozuelos se distinguen seis diferentes costras, teniendo en cuenta su característica morfológica. Las costras que se ubican cerca de los márgenes del salar, se encuentran influenciadas por sedimentos aluviales y derrubios. La costra "fósil" del depocentro, adquirió sus características debido a que casi nunca es alcanzado por el escurrimiento superficial. Cada una de las costras, está asociada a cambios de facies laterales locales dentro del salar, interrelacionados con la química del agua y la variación del nivel freático, con los cursos efímeros, con la posición en el salar y la topografía. Se observa así que la zonación de las evapofacies en el salar Pozuelos, está compuesta por una evapofacies boratífera compuesta por la costra Tipo IV, una evapofacies yesíferas mayormente compuesta por la costra Tipo V, una evapofacies halítica mayormente compuesta por las costras Tipo I, II, III y IV.

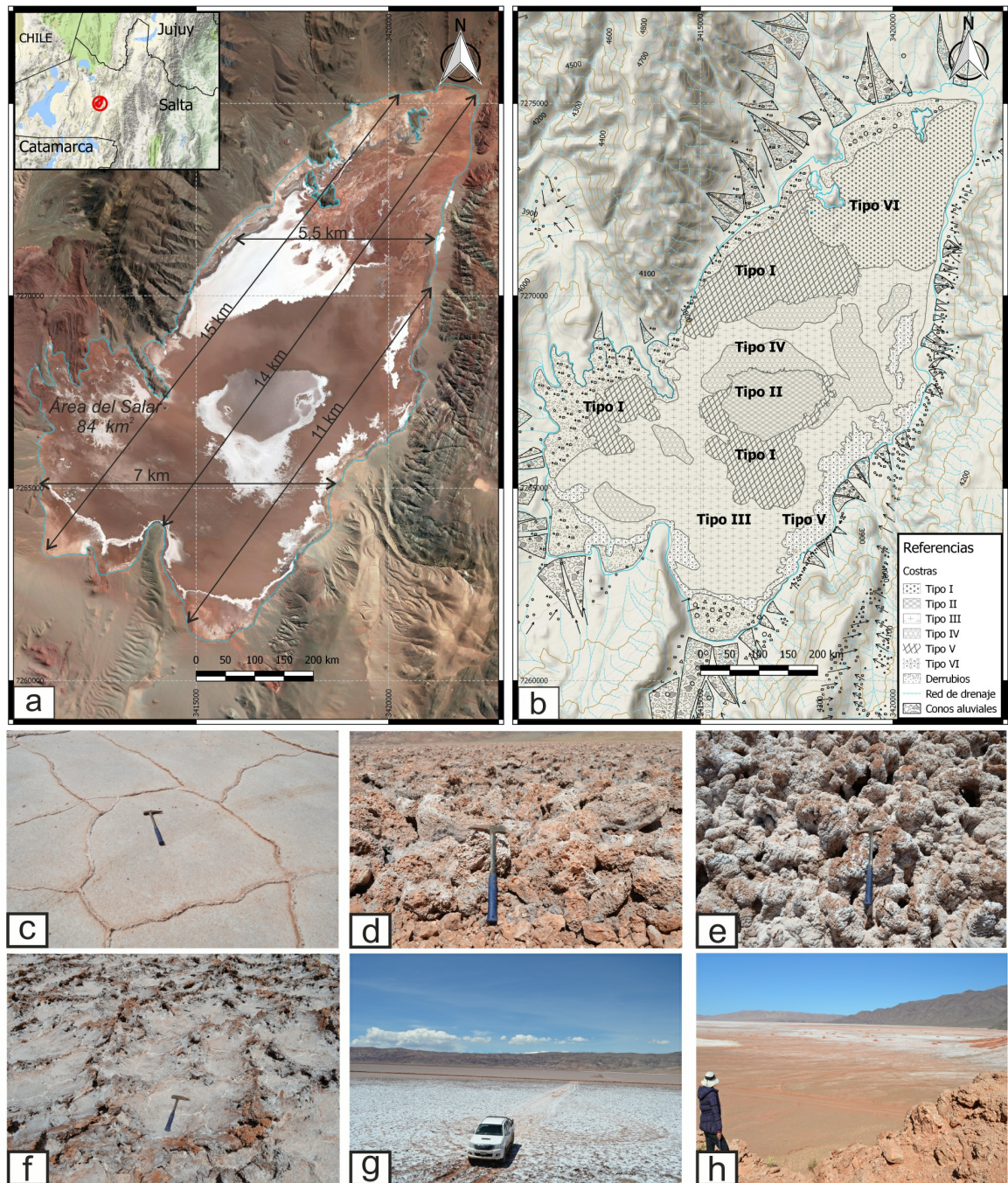


Figura 1. a) Imagen del Google Earth del salar de Pozuelos. b) Mapa de Costras evaporíticas del salar de Pozuelos (Salta). c) Tipo I: Costra salina dura lisa. d) Tipo II: costra salina dura de alta rugosidad o fósil. e) Tipo III: costra salina dura de baja rugosidad. f) Tipo IV: costra terrosa g) Tipo V: costra salina terrosa con eflorescencia salina. g) Costra salina terrosa asociada a boratos.

Bibliografía:

- Alonso, R.N. 1991. Evaporitas Neógenas de los Andes Centrales. En Pueyo, J. J. (ed.) Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos andinos e ibéricos. Universidad de Barcelona, Estudios Generales, Publicación 2: 267-332, Barcelona.
- Igarzábal, A.P. 1996. Los salares de la Puna Argentina (provincias de Jujuy, Salta y Catamarca). Instituto



de Beneficios de Minerales. Universidad Nacional de Salta. (Inédito), 78 p. Salta.
Martínez, V.R., Alonso y R.N. Galli, C.I. 2018. Historia y evolución paleoambiental del depocentro del Salar de Pozuelos (Puna Austral). INSUGEO, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT, Tucumán. Enviado.



ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DE LA CUENCA DEL RÍO AMARILLO, SISTEMA DE FAMATINA, PROVINCIA DE LA RIOJA

Oscar JUAREZ^{1@}, Maria Cecilia CORBAT¹ y Enrique FUCKS²

⁽¹⁾Instituto de Ambientes de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA)

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

^(@)oscarjuarez705@gmail.com

Palabras clave: Río Amarillo, drenaje ácido, geomorfología

El área de estudio se encuentra en el Cinturón del Famatina, ubicado entre los 27° y 31° de latitud sur en el actual antepaís andino del oeste Argentino. Más precisamente, la cuenca del río Amarillo se encuentra en la Sierra de Famatina con drenaje al E, en el Departamento Famatina, provincia de La Rioja (Fig. 1A). Este trabajo pretende avanzar en la descripción y caracterización geomorfológica de la cuenca del río Amarillo, teniendo en cuenta los factores exógenos, antrópicos y la fuerte impronta neotectónica en la región.

Se realizaron trabajos de campo y de gabinete. En este último, se efectuó una recopilación y análisis bibliográfico, material cartográfico, fotográfico y satelital. En el trabajo de campo se procedió a la identificación y caracterización de las diferentes geoformas en la zona de estudio. Los depósitos actuales del río Amarillo de diseño tipo braided están compuestos de conglomerados y brechas, con intercalaciones areno-fangosas, con espesores que van desde 0,50 a 3 metros, cementados con sulfatos de hierro (jarosita y schwermanita) (Maza, 2015). En la cabecera de la cuenca se pueden observar rasgos glaciares, periglaciares y gravitacionales. Se relevaron manchones de nieve o glaciaretos entre los 5400 y los 6089 metros sobre el nivel mar (m s.n.m.), glaciares de escombros entre los 4000 y los 5500 m s.n.m, así como diversas geoformas gravitacionales tales como canchales, avalanchas y flujos de detritos en prácticamente todas las pendientes (Fig. 1C y D). En la parte terminal del curso, se desarrolla el abanico aluvial del río Capayan, el más importante del valle de Antinaco - Los Colorados. Además de los procesos actuales, pueden observarse en la cuenca depósitos que atestiguan la evolución compleja de esta cuenca. Los niveles pedemontanos ocupan extensas áreas dentro de la cuenca, donde pueden ser reconocidos al menos tres niveles, compuestos por conglomerados, areniscas con intercalaciones lenticulares conglomerádicas, que representan diferentes rejuvenecimientos del paisaje, en ocasiones falladas. Estos depósitos, asociados al alzamiento tectónico que se produce en la región, están afectados por la erosión acelerada en búsqueda de su nivel de base, actualmente representado en el abanico aluvial de Capayan (Fig. 1E). Otro depósitos corresponde a la Formación Cueva de Pérez, caracterizada por depósitos aterrazados y discontinuos de conglomerados polimícticos (Marcos y Zanettini, 1982), que afloran en la zona del distrito minero Nevados de Famatina y a lo largo de la cuenca del río Amarillo (más de 20 km). Se trata de una secuencia discontinua de conglomerados y brechas clasto a matriz soportado, tabulares, con matriz arenosa y fuertemente cementados con oxi/hidróxidos/sulfatos de hierro (Juárez et al., 2014). Este depósito podría ser el resultado de una intensa producción y acumulación de materiales en periodos fríos, movilizadas al finalizar el mismo por la mayor disponibilidad de agua. Debido a su posición estratigráfica se asigna al Pleistoceno. Además, estas terrazas, asociadas a la incisión del río y a la exhumación de la sierra producto de los movimientos Andinos, podrían ser consideradas como análogos fósiles de los depósitos fluviales actuales, evidenciando la existencia de un sistema de paleodrenaje ácido asociado a los procesos supergénicos desarrollados durante la formación del "gossan" o sombreros de hierro en el distrito minero Nevados de Famatina (Maza, 2015). En una posición intermedia de la cuenca se observa un depósito lacustre denominado Fm. Corral Amarillo, producto del endicamiento temporario del cauce por procesos gravitacionales. En las cabeceras del paleolago se observa un delta tipo Gilbert, con granulometría gruesa y un marcado ángulo en las clinofomas (Maza, 2009), mientras que en las partes media y distal los depósitos lacustres están representados por una alternancia de capas limo-arenosas y ocres ricos en hierro. Las dataciones radiocarbónicas de restos vegetales, dos en la base (4120 +/- 30 años y 3971 +/- 33 años) y una en el techo (2540 +/- 30 años), sugieren que el sistema lacustre funcionó alrededor de 1600 años. De lo expuesto se puede inferir que en la cuenca esta instaurado un sistema de drenaje ácido natural, que está presente desde al menos el Pleistoceno hasta la actualidad.

De acuerdo con esto, se puede concluir que la génesis y evolución compleja de esta cuenca está asociada a los movimientos tectónicos, drenaje ácido y a las condiciones climáticas actuales y pasadas del Cuaternario.

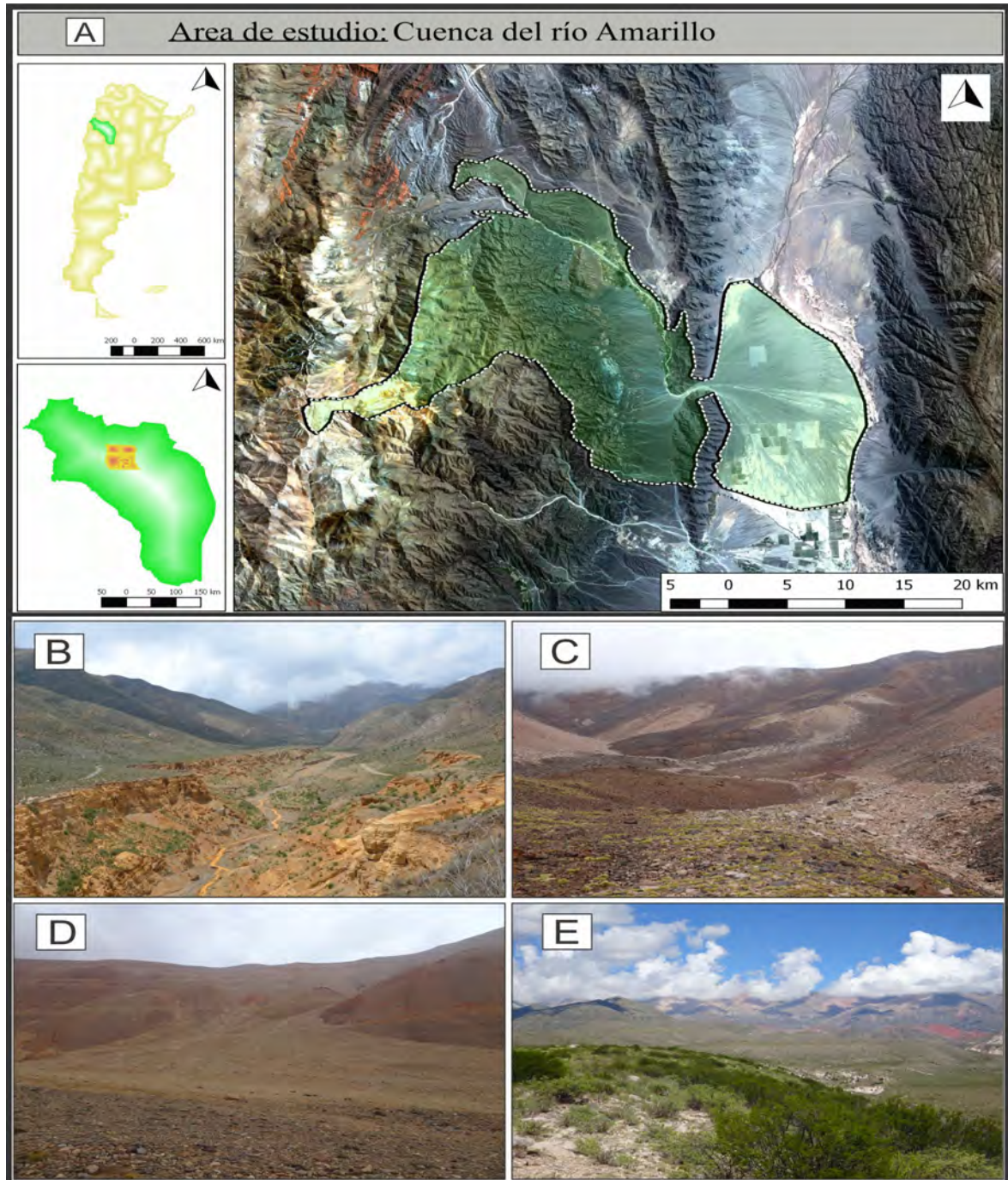


Figura 1. A) Ubicación de la cuenca del río Amarillo, Provincia de La Rioja, república Argentina. B) Depósito lacustre de la Fm. Corral Amarillo. C) Glaciar de roca en la cuenca alta del río Amarillo. D) Canchales y coluvios en la cuenca alta. E) Niveles pedemontanos en la parte media y baja de la cuenca.

Bibliografía:

- Juárez, O., Maza, S. y Collo, G. 2014. Caracterización de cementos en conglomerados de la Fm. Cueva de Pérez: factores condicionantes en los procesos de transformación de goethita a hematita. Actas del XIX Congreso Geológico Argentino. Simposio de Geología del Cuaternario, Geomorfología y Cambio Climático (S-13-47), 1161-1162.
- Marcos, O.R. y Zanettini, J.C. 1982. Geología y exploración del Proyecto Nevados del Famatina. Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Informe Inédito, 325 p. Buenos Aires.
- Maza, S.N. 2009. Sedimentología, mineralogía y geoquímica de un sistema lacustre cuaternario de alta montaña en el Famatina y su vinculación con el aporte de drenaje ácido. Universidad Nacional de



- Córdoba, Tesis de grado inédita, 74 pp.
- Maza, S.N. 2015. Estudio de unidades asociadas a paleo-drenaje ácido en la región central de Famatina y su comparación con el actual drenaje ácido de minas. Universidad Nacional de Córdoba, Tesis Doctoral inédita, 205 pp.
- Maza, S.N., Collo, G., Astini, R.A., Nieto, F., Nieto, J.M. 2014. Holocene ochraceous lacustrine sediments within the Famatina Belt, NW Argentina: A natural case for fossil damming of an acid drainage system. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 149–165.



SUPERPOSICIÓN DE CRÁTERES: ¿CRITERIO VÁLIDO PARA IDENTIFICAR ESTRUCTURAS DE IMPACTO?

Alexander COTTESCU^{1@}, Oscar Alfredo MARTINEZ², Claudia Beatriz PREZZI³, Agustina REATO¹, Maria Julia ORGEIRA³, Rogelio Daniel ACEVEDO⁴ y Jorge RABASSA⁴

⁽¹⁾Centro de Investigación Esquel de Montaña y Estepa Patagónica (CONICET-Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco)

⁽²⁾Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Sede Esquel.

⁽³⁾Departamento de Ciencias Geológicas- Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

⁽⁴⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas-CONICET

@acottescu@gmail.com

Palabras clave: Bajada del Diablo, extraterrestre, solapamiento

Las depresiones circulares, de origen natural, que se distribuyen sobre la superficie terrestre pueden dividirse morfológicamente en dos grupos. Las que constituyen sólo una cuenca, como las hidroeólicas, las dolinas (de origen kárstico), los *kettles holes*, entre otras; y aquellas que se presentan con un borde elevado, una orla o *rim*, como los *maares* y conos monogenéticos de origen volcánico, algunos pingos (ambiente periglacial), los domos de sal y los cráteres de impacto.

El solapamiento de estas depresiones es usual debido a la expansión lateral de las mismas por erosión gradual de sus laderas. Los mejores ejemplos de estas situaciones se observan en Patagonia oriental donde se producen “capturas” entre las cuencas hidro-eólicas. En otros casos, esta interferencia morfológica puede representar una auténtica “superposición” aunque esto sólo es posible para las depresiones de origen volcánico citadas (Fig.1A) y para las de impacto, debido a que las mismas se generan por eventos puntuales, muy acotados en el tiempo pero que suelen ser asincrónicos. En estos casos se puede establecer una cronología relativa confiable entre las geoformas involucradas, cuando los bordes elevados de la depresión más moderna ocupan parcialmente el espacio de la más antigua (Fig.1B).

Considerando las escasas posibilidades de preservación morfológica, comparando con lo que ocurre en otros cuerpos celestes rocosos (Marte y la Luna), se asume que la superposición de cráteres de impacto terrestres sólo es posible en los denominados campos de cráteres, aquellos que se originan por impactos múltiples durante un único evento. La *Earth Impact Database* ha reconocido nueve de estos agrupamientos sobre la superficie terrestre y sólo en dos de ellos se reconoce superposición de cráteres: *Macha* en Rusia (Gurov y Gurova, 1998) y *Henbury* en Australia (Daniel y Milton, 1968) (Fig.1C).

Los campos de cráteres se generan cuando el meteoróide se fragmenta y se dispersa en la atmósfera. La ruptura del cuerpo se inicia en planos de debilidad y fracturas previas, actuando luego el stress termo-mecánico y las presiones aerodinámicas. Esta última es la principal causa de dispersión. Dependiendo del ángulo de ingreso a la atmósfera, de la velocidad y de la masa del cuerpo, al fragmentarse puede ocurrir que la dispersión sea suficiente para generar un campo de cráteres, o por el contrario, que la superposición de los fragmentos sea tal que solo genere un único cráter (Passey y Melosch, 1980).

En los alrededores del paraje Bajada del Diablo (centro-norte de la provincia del Chubut), sobre una superficie de 600 km², se concentran más de 200 estructuras circulares cuyo origen se atribuye al impacto de un asteroide o cometa (Acevedo et al., 2009). Considerando que varias de estas estructuras aparentan superposición, realizamos estudios para confirmar este tipo de interferencia morfológica y evaluar su utilidad como criterio para confirmar su génesis. Con este objetivo se procedió a determinar si las características morfológicas de estos solapamientos son similares a los que se observan en otros campos de cráteres, tanto terrestres como extraterrestres, comparándolos, además, con estructuras de otro origen.

Los cráteres de Bajada del Diablo yacen sobre las vulcanitas basálticas miocenas, sobre un pedimento plioceno y sobre depósitos de remoción en masa pleistocenos. Mediante la interpretación de imágenes satelitales, de modelos de elevación digital generados de fotografías aéreas tomadas en el área con un *dron*, se identificaron depresiones circulares cuyas orlas se interfieren, en aparente superposición (Fig.1D y E). El relevamiento del resto de los campos de cráteres de impacto terrestres se realizó en la *Earth Impact Database*. Fueron analizadas imágenes *THEMIS* de Marte que permitieron identificar y caracterizar morfológicamente algunos cráteres superpuestos en su superficie. Por último se estudiaron estructuras circulares de otros orígenes con énfasis en las volcánicas.

Considerando la totalidad de los casos estudiados, se pudieron identificar dos tipos de



interferencias morfológicas entre cráteres de impacto. Por un lado, aquellos que se conectan mediante un contacto más o menos transicional, sin orla intermedia o con escaso resalto topográfico, usualmente recto (Fig.1F). Y otros con claras evidencias de superposición indicada por la orla de un cráter invadiendo el espacio de otro, más antiguo (Fig.1B). Se puede concluir que, cuando se han descartado otros orígenes como el volcánico, la superposición de depresiones circulares constituye un criterio aceptable para confirmar el origen mediante impactos y la no simultaneidad de los mismos.

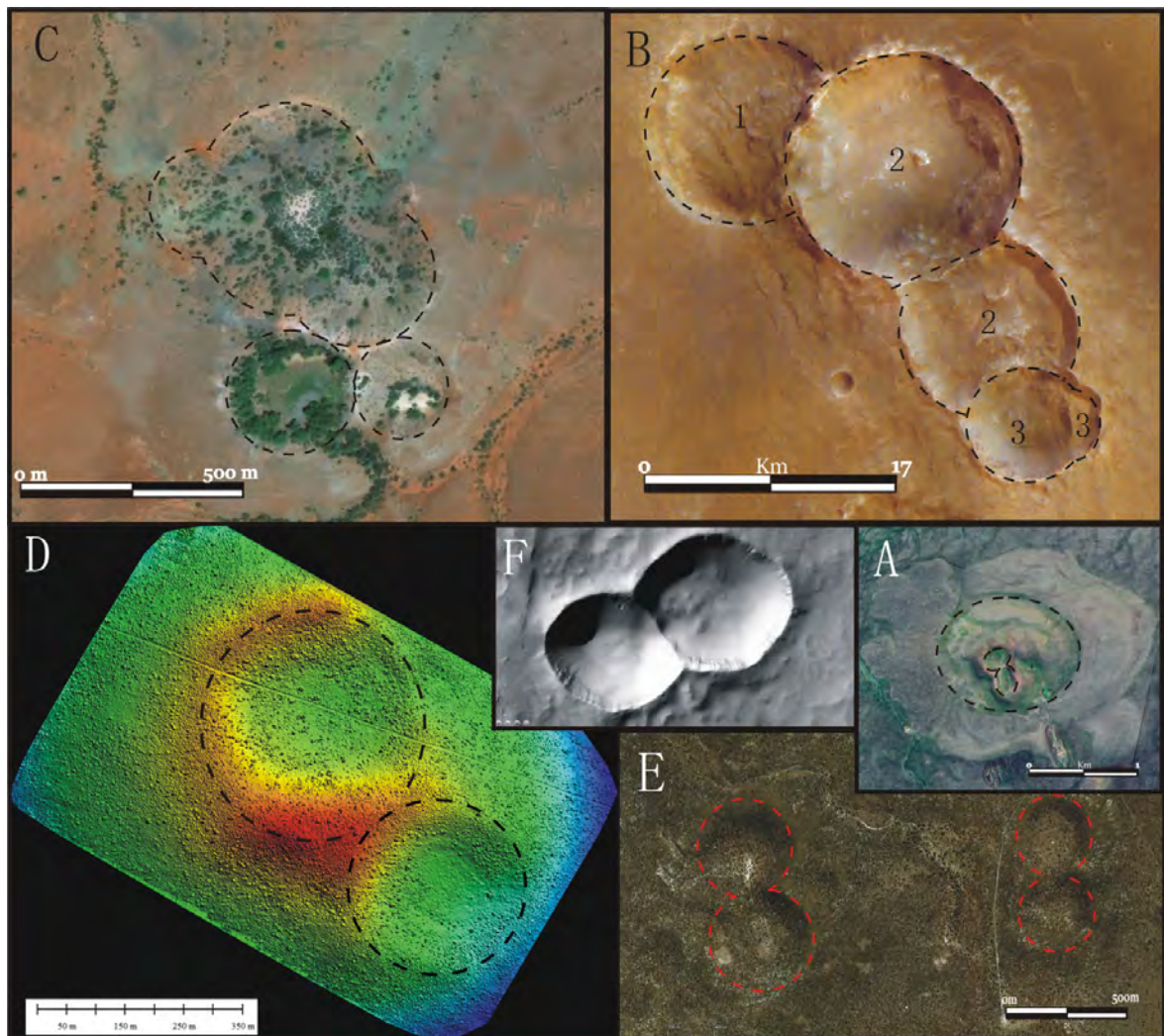


Figura 1. A) Maares (estructura de origen volcánico) de Pali Aike, sur de Santa Cruz. B) Cráteres marcianos; se observan los tres tipos de superposición evidenciando una cronología relativa. C) Cráteres superpuestos de Henbury Australia, mostrando cráteres principales con interferencia y ausencia de orla en contacto, y cráteres secundarios con contactos rectos entre sus orlas. D) Modelo de elevación digital de Cráteres de Bajada del Diablo con aparente superposición. E) Cráteres de Bajada del Diablo, con interferencia entre orlas y ausencia de material en su contacto mutuo. F) Cráteres marcianos con rim recto en el contacto entre ambos. Todas las imágenes tienen el norte terrestre y marciano hacia arriba.

Bibliografía:

- Acevedo, R.D., Ponce, J. F., Rocca, M., Rabassa, J., y Corbella, H. 2009. Bajada del Diablo impact crater-strewn field: The largest crater field in the Southern Hemisphere. *Geomorphology*, 110(3-4): 58-67.
- Milton, D. J. 1968. *Structural Geology of the Henbury Meteorite Craters Northern Territory, Australia*. U.S. Geological survey professional paper 599-C.
- Gurov, E.P. y Gurova, E.P. 1998. The group of Macha craters in western Yakutia. *Planetary and Space*



Science 462: 323-328.

Passey, Q.R., Melosh, H.J. 1980. Effects of Atmospheric Breakup on Crater Field Formation. ICARUS 42: 211-233.



CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS EN LA CUENCA DEL RÍO DEL ORO, DEPARTAMENTO DE CHILECITO, PROVINCIA DE LA RIOJA

Maria Cecilia CORBAT^{1@}, Enrique FUCKS² y Oscar JUAREZ¹

⁽¹⁾Instituto de Ambiente de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA)

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

^(@)corce90@yahoo.com.ar

Palabras clave: geomorfología, Río del Oro, Cuaternario

El área de estudio se encuentra en la región centro-norte de la provincia de La Rioja (Fig. 1A), constituyendo una de las principales cuencas hídricas que drenan la ladera oriental de la Sierra de Famatina y proporcionando este recurso a las localidades ubicadas en este sector pedemontano del departamento de Chilecito. Se desarrolla sobre litologías variables, que involucran un basamento ígneo-metamórfico Paleozoico, vulcanitas del Devónico y Neógeno, y sedimentitas neógenas y cuaternarias, principalmente distinguidas en los valles fluviales y sectores pedemontanos. Este trabajo pretende contribuir a la identificación, descripción y caracterización geomorfológica de la cuenca del río del Oro, a fin de determinar la relación entre las diferentes unidades geomorfológicas, las características hidrológicas y los factores climáticos y tectónicos involucrados en la evolución de la región.

En base a bibliografía, imágenes satelitales y modelos digitales de elevación disponibles del área, se delimitó esta cuenca de drenaje. Junto a trabajos de campo, se identificaron los rasgos geomorfológicos presentes en la zona y se establecieron sus principales características.

La cuenca del río del Oro se extiende en sentido noroeste-sudeste, disminuyendo en altura desde 5700 m s.n.m. hasta 850 m s.n.m. aproximadamente, y abarcando alrededor de 620 km² (Fig. 1 A). En ella es posible determinar sectores con rasgos y procesos geomorfológicos distintivos, que están en relación con diferentes factores. En el sector montañoso de la cuenca, asociados a las condiciones climáticas actuales y pasadas, pueden distinguirse manchones de nieve permanente (asociados a depresiones, ubicadas en las cercanías de la cima del cerro General Manuel Belgrano), morenas y circos glaciales, glaciares de roca (mayoritariamente inactivos), rasgos de soliflucción, suelos configurados, cursos fluviales encajonados y acumulaciones de detritos por procesos gravitacionales, bien representadas en los canchales desarrollados sobre las laderas de los valles como producto del fuerte intemperismo (Fig. 1 B, 1-3). Estas características geomorfológicas se ven favorecidas por el relieve abrupto, con fuertes pendientes y escaso desarrollo de vegetación que definen este sector de la cuenca. A medida que el relieve y las pendientes disminuyen, comienzan a predominar los rasgos fluviales (Fig. 1 B, 4-5), representados mediante pequeños remanentes de terrazas fluviales y cursos de diseño *braided* con dimensiones variables. Al pie de la Sierra de Famatina, se extiende el sector pedemontano, caracterizado por depósitos actuales y remanentes, principalmente desarrollados entre las sierras de Famatina y de Paimán ante la pérdida del confinamiento de los canales. Se diferencian tanto por su posición espacial como por su textura, si bien están principalmente constituidos por conglomerados. Los niveles pedemontanos relictos, se observan adosados a la zona montañosa, separados unos de otros y a diferentes alturas, distinguiéndose por lo menos tres niveles independientes, además de un sector que es considerado como pedimento cubierto. Las acumulaciones pedemontanas actuales se fusionan entre sí, conformando una bajada, y con el valle que corre al oeste de la sierra de Paimán (Fig. 1 C1). Al este de esta serranía, se identifica principalmente la actividad fluvial y la formación del abanico aluvial de gran desarrollo areal (175 km² aproximadamente) y poca pendiente, sobre el cual se encuentran asentadas las principales poblaciones (Fig. 1 C, 2-3).

Dada la variabilidad de rasgos geomorfológicos reconocidos en la cuenca del río del Oro, se destaca una evolución compleja para la misma, asociada tanto a la geología regional, a los movimientos tectónicos, como a los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario.

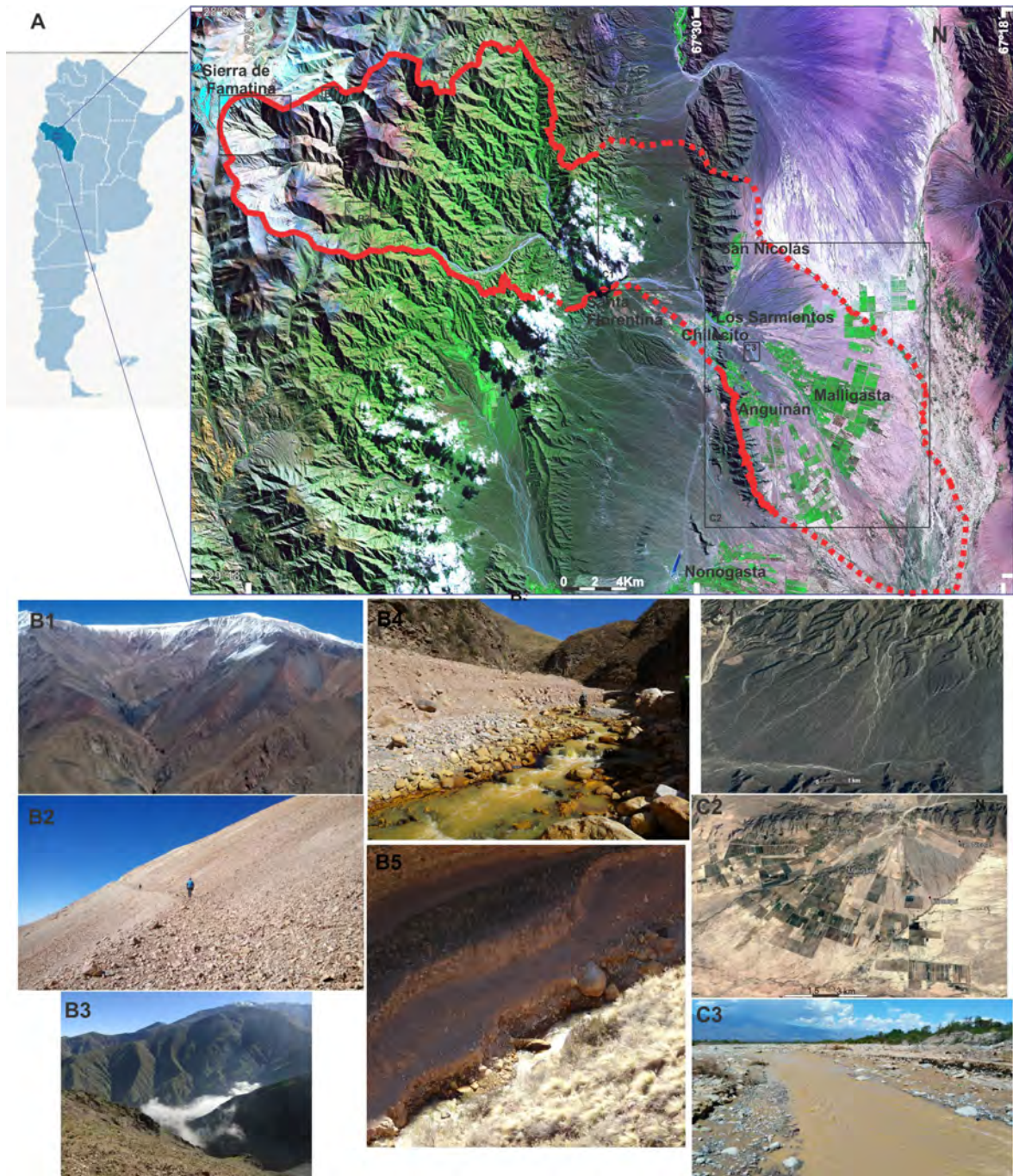


Figura 1. - A) Ubicación de la cuenca del río del Oro y de las imágenes posteriores. B) Sector montañoso. 1: Morenas y “circos” glaciales, glaciares de roca y cursos fluviales encajonados. 2: Detritos tapizando las laderas de los valles. 3: Cursos fluviales encajonados. 4: Curso fluvial activo y planicie de inundación. 5: Curso y terrazas fluviales. C) Sector pedemontano. 1: Depósitos pedemontanos. 2: Abanico aluvial. 3: Actividad fluvial sobre el abanico.



CONTROL ESTRUCTURAL EN EL DRENAJE SUPERFICIAL DEL SECTOR NORTE DE LAS SIERRAS DE CURAMALAL Y BRAVARD, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Fernando LEBINSON^{1@} y Silvia Cristina GRILL¹

⁽¹⁾Instituto Geológico del Sur, Departamento de Geología, UNS

^(@)ferlebinson@gmail.com

Palabras clave: Sierras Australes, geomorfología estructural, escurrimientos superficiales

Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires corresponden a una faja corrida y plegada (Ramos, 1984) con una extensión aproximada de 150 km. La zona de estudio ubicada a 20 km al sureste de la localidad de Pigüé, entre el Cerro Trocadero y el arroyo Curamalal Grande, comprende parte de las sierras de Curamalal y Bravard. Estos cordones montañosos constituyen dos alineamientos subparalelos con dirección general NO-SE y disposición en suave arco convexo al norte (González Uriarte et al., 1988). Esta primera etapa de nuestro estudio tiene como objetivo el análisis del control estructural (disposiciones y litologías) en los escurrimientos superficiales del sector plegado y el valle que separa ambos cordones montañosos. Para ello, se examinan las orientaciones de los rasgos estructurales predominantes: diaclasas, fallas, pliegues.

La estratificación de las rocas en ambos cordones se caracteriza por un rumbo de 140° (SE-NO) con buzamientos entre 40°-60° hacia el SO (Fig. 1). Por lo cual, según la clasificación de Viers (1983) la secuencia conforma una estructura monoclinial de tipo *hogback*. En relación a la fracturación, se midieron orientaciones de diaclasas en las distintas unidades (Fig. 1). En general, se registraron cuatro juegos de diaclasas con orientaciones 005°, 040°, 080° y 120°, siendo predominante la fractura con orientación 040°. En los primeros tres, los buzamientos varían entre 63° y 82° con dirección, en general, al SE y en menor medida al NO, mientras que en el último el buzamiento varía entre 60-80° al NE.

El drenaje superficial en las sierras de Curamalal y Bravard se destaca, en general, por presentar patrones en enrejado y paralelo. Además, algunos cauces suelen desembocar como tributarios en un escurrimiento en común conformando un drenaje rectangular, como sucede en los arroyos Curamalal Grande y Curamalal Chico. De acuerdo a las observaciones efectuadas en imágenes satelitales Google Earth se identificaron en total 43 escurrimientos superficiales (Fig. 1). Las mediciones de las orientaciones de 24 arroyos en la Sierra de Bravard dieron como resultado una dirección predominante SO-NE (218°-038°). Del mismo modo, 19 orientaciones de los arroyos en la Sierra de Curamalal arrojaron una dirección promedio SO-NE (219°-39°). Por otra parte, el Valle de Las Grutas presenta una orientación SE-NO (130°), la cual responde a una zona de debilidad en donde se ubica un corrimiento con vergencia al este.

Con respecto a la morfología de los valles, se destacan diferencias cuando estos atraviesan a las unidades formadas principalmente por cuarcitas (formaciones Trocadero, Bravard y Napostá) en relación a los que inciden en las unidades compuestas por cuarcitas y esquistos (formaciones Hinojo y Providencia). En las primeras unidades, los valles son rectos, con valores de pendientes entre 20-35% y ancho variable entre 10 y 50 metros con escaso desarrollo de planicies. En cambio, en las segundas, los valles en general son rectos aunque en algunos sectores presentan sinuosidades, y sus pendientes son menores de 10%. Estos valles suelen ser más amplios que los anteriores con valores entre 80 y 240 metros y con planicies más extendidas.

La fracturación dominante en las sierras de Curamalal y Bravard tiene una orientación NE-SO y se dispone perpendicular al rumbo de la estructura monoclinial. Los arroyos que inciden en las laderas como los transversales (abras) presentan una orientación NE-SO (038°) similar a la fractura predominante. De acuerdo a la clasificación de Ollier (1984) sobre la orientación de los valles con respecto a la estructura, los cauces a lo largo de las laderas occidentales de las sierras corresponden a valles de buzamiento, mientras que en las laderas orientales los valles son contrarios al mismo (Fig. 1). Por otra parte, el Valle de Las Grutas corresponde a un valle en dirección de rumbo (subsecuente). El mismo tiene mayor grado de madurez que los demás, presentando por sectores un curso con meandrosidad marcada. Las morfologías de los valles presentan importantes diferencias según la unidad litológica que atraviesan. En las unidades cuarcíticas, los valles tienden a ser rectos de alta pendiente y angostos, mientras que en las unidades compuestas por cuarcitas y esquistos, los valles son más sinuosos y tienen menor pendiente.

De acuerdo a los datos obtenidos del análisis estructural, litológico y del drenaje se destaca un importante control de la deformación en el drenaje superficial de los cordones serranos de Curamalal y Bravard. Esto se manifiesta en la orientación y distribución de los valles que los surcan, los cuales se



desarrollan preferentemente a lo largo de las fracturas que afectan a la región.

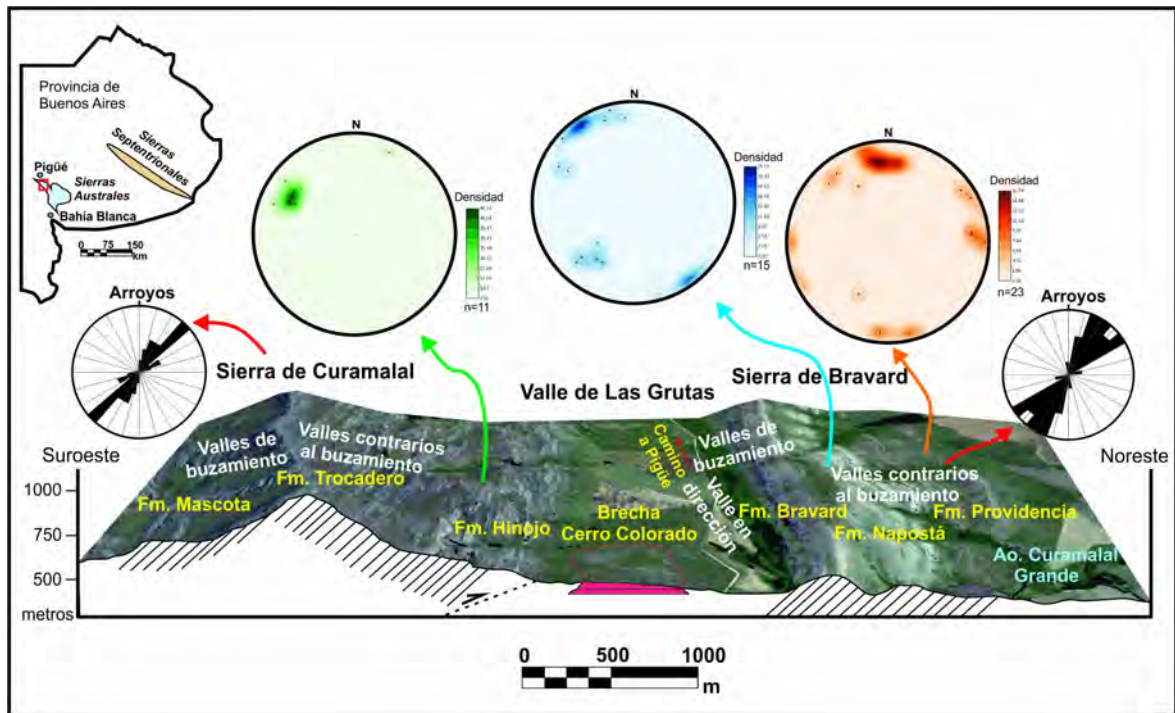


Figura 1. Perfil estructural esquemático entre las sierras de Curamalal y Bravard donde se muestran las mediciones de diaclasas en las distintas unidades aflorantes proyectadas estereográficamente como densidad de polo a plano, y a su vez, se grafican las orientaciones de los arroyos en diagramas de rosas.

Bibliografía:

- González Uriarte, M., Carballo, O., Aldacour, H. y Calmels, A. 1988. Geomorfología de la Sierra de Bravard y su piedemonte. 2° Jornadas Geológicas Bonaerenses, 173-185, Bahía Blanca.
- Ollier, C.D. 1984. Weathering. Longman. 270 pp. Londres.
- Ramos, V. A. 1984. Patagonia. Un continente paleozoico a la deriva?. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 311-325. Bariloche.
- Viers, G. 1983. Geomorfología: Elementos de Geografía. Capítulo 13. Oikostau, 205-215.



GEOMORFOLOGÍA DEL SALAR DE POZUELOS (PUNA SALTEÑA)

Verónica Rocío MARTINEZ^{1@}, Ricardo Narciso ALONSO¹, Claudia Ines GALLI² y Eliana Graciela CHANAMPA³

⁽¹⁾CEGA- INSUGEO- CONICET

⁽²⁾INECOA-CONICET

⁽³⁾LSC Lithium Corporation

^(@)veronica.rocio@gmail.com

Palabras clave: geomorfología, Salar de Pozuelos, Puna

El salar de Pozuelos, está ubicado en el ámbito morfotectónico de la Puna Austral, es una depresión salina a ~3760 m snm, presenta una forma irregular, elíptico, con su eje mayor en dirección NE-SO (Fig. 1). Corresponde a una cuenca intra-tectónica asimétrica (Alonso 2017). En el sector occidental se observan algunos afloramientos de sedimentitas ordovícicas y cenozoicas que afloran en la masa salina, a manera de islas que quedan separadas del borde detrítico (Martínez et al. 2018). Actualmente constituye uno de los principales proyectos de exploración de salmuera de Li en el ambiente de la Puna Austral.

Igarzábal (1996) indica que el salar de Pozuelos se comporta como una cuenca cerrada. Sin embargo, dado que el extremo NE del salar de Pozuelos apunta en dirección SO del salar de Pastos Grandes, con quien en algún momento de su evolución mantuvo comunicación y presumiblemente recibió del mismo aporte de relleno a partir de la degradación de sus sedimentos lacustres (Alonso 1992). Esta hipótesis fue confirmada por Lanouette (2017), quien realizó un modelo balanceado (Matlab), en el cual se examina las interdependencias de los parámetros climáticos y simula las condiciones paleoclimáticas de las cuencas de Pastos Grandes y Pozuelos. En el mismo establece que alrededor de los 210 ka, las condiciones pluviales llenaron progresivamente el paleolago de la cuenca de Pastos Grandes, superando el nivel de base de la cuenca de Pozuelos y ocasionando una interconexión transitoria entre estas dos cuencas.

La configuración superficial del salar de Pozuelos, como la gran mayoría de los salares de la Puna, aparenta ser un plano casi horizontal, pero se puede evidenciar una ligera superficie convexa en el centro del salar. El origen de esta suave curvatura se debe a que el escurrimiento superficial esporádico no llega al depocentro, dado que no presentan evidencias de disolución y renovación de sales (Martínez et al. en este congreso).

Las formaciones pre-pleistocenas, en el área de estudio están representadas por dos cordones de rocas ordovícicas que lo rodean por el oeste (Filo de Pozuelos) y por el este (Filo de Copalayo). Hacia el borde noreste del salar se presentan depósitos del Cenozoico como la Formación Geste (Eoceno superior), que yace en discordancia angular sobre la Formación Copalayo (Ordovícico). En el sector suroccidental se registran sedimentitas rojas de la Formación Vizcacheras (Oligoceno) y el resto de las formaciones corresponden a depósitos del Grupo Pastos Grandes (Neógeno).

Los rasgos morfológicos (Fig. 1) actuales son producto de la estructura y la composición litológica de las rocas aflorantes en los bordes del salar, sobre los que actuaron los procesos geológicos superficiales, imprimiendo a esta zona los rasgos típicos del ambiente árido. La tectónica determinó la morfología de bloques elevados y hundidos, subparalelos, de orientación meridiana, sobre los que se modeló el relieve existente. La depresión del salar constituye el nivel de base local y su disposición intermontana es el receptáculo natural del producto de la erosión, como también de la precipitación de minerales evaporíticos. El principal mecanismo morfogenético es el escurrimiento, siendo de carácter concentrado en la parte alta, y difusa en las partes distales. Después del ascenso en bloques, hubo intensa erosión que proporcionó grandes cantidades de materiales clásticos que rellenaron las depresiones para compensar el cambio del nivel de base local, llegando este desgaste a su máxima efectividad en los sedimentos del Pleistoceno-Holoceno del relleno del salar. En este relleno, también intervino el vulcanismo que aportó materiales piroclásticos, y por otro lado la lixiviación proporcionó sales en solución que se precipitaron posteriormente en la cuenca.

El paisaje general es suave, con acumulación de detritos en los bordes de la cuenca (detritos *in situ*) y gran cantidad de materiales que cubren los afloramientos, sobre todo sedimentos finos, arenas, limos y arcillas, descubiertos en aquellos lugares donde la formación de cárcavas (*bad lands*) las ha puesto de manifiesto. Las geoformas dominantes son la planicie evaporítica (costras salinas) y abanicos aluviales asociados. Los abanicos aluviales, tiene una gran extensión areal y descienden por los flancos de filo de Pozuelos, filo de Copalayo, cerros Pircas, Unquillar, Colorado y Juncal.

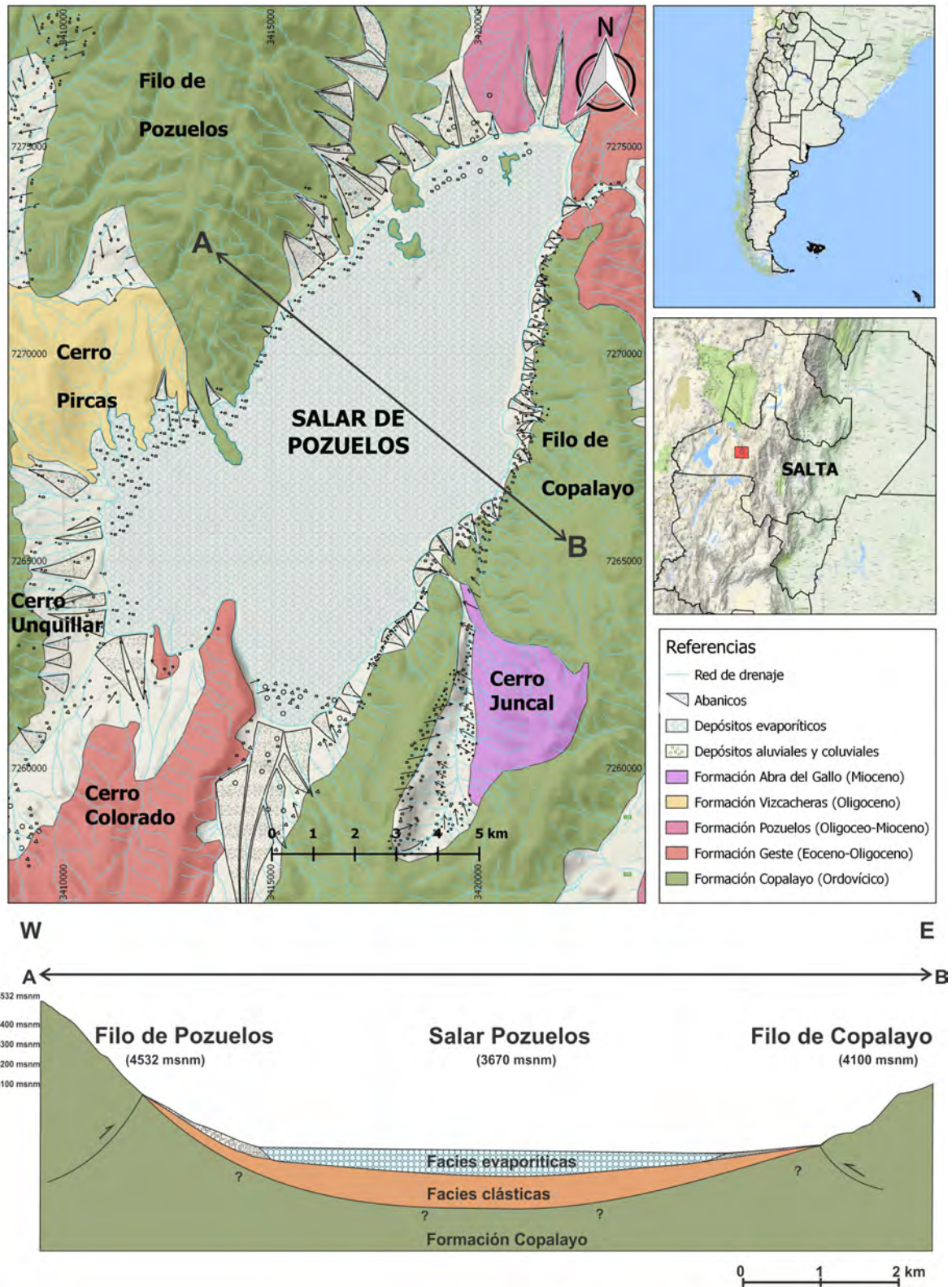


Figura 1. Mapa Geomorfológico del salar de Pozuelos. Perfil esquemático de la cuenca intra-tectónica asimétrica del salar de Pozuelos.

Bibliografía:

Alonso, R.N. 1992. Sedimentología evaporítica en la Puna. IV Jornadas Argentinas de Sedimentología,



- Actas, Tomo II, pp. 9-16, La Plata.
- Alonso, R.N. 2017. Los salares de la puna argentina y su recurso minero. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. XX Congreso Geológico Argentino*, Actas: 1018-1038, San Miguel de Tucumán.
- Igarzábal, A.P. 1996. Los salares de la Puna Argentina (provincias de Jujuy, Salta y Catamarca). Instituto de Beneficios de Minerales. Universidad Nacional de Salta. Inédito.
- Lanouette, P. 2017. Transient basin interconnectivity as a result of variable climate conditions on the Puna Plateau, NW Argentina. Master of Science, Universität Potsdam (inédito), 100 pp, Potsdam.
- Martínez, V.R., Alonso, R.N. y Galli, C.I. 2018. Historia y evolución paleoambiental del depocentro del Salar de Pozuelos (Puna Austral). INSUGEO, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT. Enviado



LAS PALEOFUENTES TERMALES PLEISTOCENAS DEL SALAR DE POZUELOS (PUNA ARGENTINA)

Eliana Graciela CHANAMPA^{1@}, Verónica Rocío MARTINEZ², Ricardo Narciso ALONSO², Claudia GALLI³ y Mauro DE LA HOZ⁴

⁽¹⁾LITHIUM CORPORATION

⁽²⁾CEGA- INSUGEO- CONICET

⁽³⁾INECOA (CONICET) - UNSa

⁽⁴⁾Universidad Nacional de Salta

@elianaagchanampa@gmail.com

Palabras clave: fuentes termales, travertinos, Salar de Pozuelos, Pleistoceno, Puna

El área de estudio se encuentra al NE del salar de Pozuelos, Puna Argentina. La Puna constituye una "provincia evaporítica" en la cual la concurrencia de varios factores como la tectónica, el volcanismo, el termalismo, el endorreísmo y el clima, son los que otorgan a esta región características distintivas (Alonso 2006). Cada factor juega un papel fundamental en la generación de esta tipología, donde las huellas del termalismo están representadas por paleofuentes termales, analizadas en este trabajo.

Las paleofuentes termales, están asociadas genéticamente al aporte de soluciones mineralizadas, vinculadas con fracturas y volcanismo regional, desarrollado en la región de la Puna desde el Mioceno (Alonso y Viramonte 1985). El paleofuentes termales San Mateo (Fig. 1a), está constituida por tres mantos travertínicos, que se encuentran colgados sobre el plano de falla que levanta al filo de Copalayo (Flores 2014). De acuerdo a las edades radiométricas (método U/Th) las paleofuentes termales iniciaron su actividad hace 216 ± 18 ka, conformando un campo geotermal que ha estado en actividad durante 174 mil años, ya que el último registro de actividad termal documentado, fue datado en $42,06 \pm 0,9$ ka, (Alonso, inédito).

La metodología aplicada consistió en el muestreo sistemático de los travertinos, descripción de las facies, estudios convencionales de petrografía y mineralogía.

Estos carbonatos poseen una composición mineralógica fundamentalmente aragonítica, con calcita en proporciones inferiores o en torno al 10%. Las facies reconocidas fueron:

1. Facies de travertinos laminado. Exhibe colores amarillentos a blanquecinos Textura cristalina afanítica. Porosidad intergranular. Presentan espesores de ~5 a 8 cm. Estructuras masivas (Fig 1b). Estas facies se depositaron en condiciones de aguas someras y tranquilas.
2. Facies de travertinos arborescentes. Son travertinos en general de color blanquecino con laminación de espesores de ~8 a 10 cm de aragonita fibrosa y morfologías en abanico, dendriformes o arborescentes invertidas. Contacto ondulado. Textura cristalina afanítica. Porosidad intergranular. (Fig. 1c). Estas facies están asociadas a una fuerte saturación en CaCO_3 y a una brusca desgasificación CO_2 .
3. Facies de travertinos bandeados con Fe: El travertino está representado por bandas (>10 cm) de travertinos blanquecinos, intercaladas con bandas de óxidos de hierro de color gris azulado. Textura cristalina afanítica. Porosidad intragranular (Fig 1d). Estas facies se da en primera instancia por la precipitación química de aragonita. Posteriormente las aguas carbonatadas se mezclan con aguas meteóricas y precipitan los niveles de óxidos e hidróxidos de hierro.
4. Facies de travertinos con oquedades. Son travertinos de color blanquecinos y azuladas. Textura cristalina afanítica. Presenta porosidad de tipo fenestral. Se encuentran asociados a cuarzo, óxidos e hidróxidos de hierro y óxidos de manganeso (Fig 1e). Esta facies se da por la precipitación química de aragonita, y las oquedades están asociadas a la desgasificación del CO_2 .
5. Facies de travertinos con ooides. Son travertinos en general de colores blanquecinos a pardos. Textura cristalina afanítica. Porosidad intergranular. Son pequeñas esferas carbonatadas de origen sedimentario, con un diámetro ~5 mm (Fig. 1f). Esta facies representan un ambiente de mayor energía en la precipitación del carbonato.
6. Facies de travertinos poroso. Travertinos de color pardo claro a gris. Son muy porosos, con textura esponjosa. Textura cristalina afanítica (Fig. 1g). Esta facies precipita el CaCO_3 , en un medio con leve desgasificación del CO_2 .

Las paleofuentes termales están representadas por depósitos con diseño de plataforma. En las paleofuentes termales, se reconocieron seis facies. Las mismas están compuestas con un 90% de



aragonita, sin restos fósiles. La precipitación del CaCO_3 (aragonita) en las diferentes facies, estaría controlada principalmente por las características del flujo, saturación de CaCO_3 y la desgasificación de CO_2 . Además del aporte de aguas meteóricas a medida que se precipitaba el CaCO_3 , genera un medio acidificado, propicio para la precipitación de niveles de óxidos e hidróxidos de hierro.

La importancia de las paleofuentes termales radica en haber sido el área original de aporte de soluciones mineralizadas que dieron el origen a la formación de boratos, yeso, halita, mirabilita y salmueras ricas en elementos alcalinos (Li, K). Actualmente el salar de Pozuelos, constituye uno de los principales proyectos de exploración de salmuera de Li en el ambiente de la Puna.

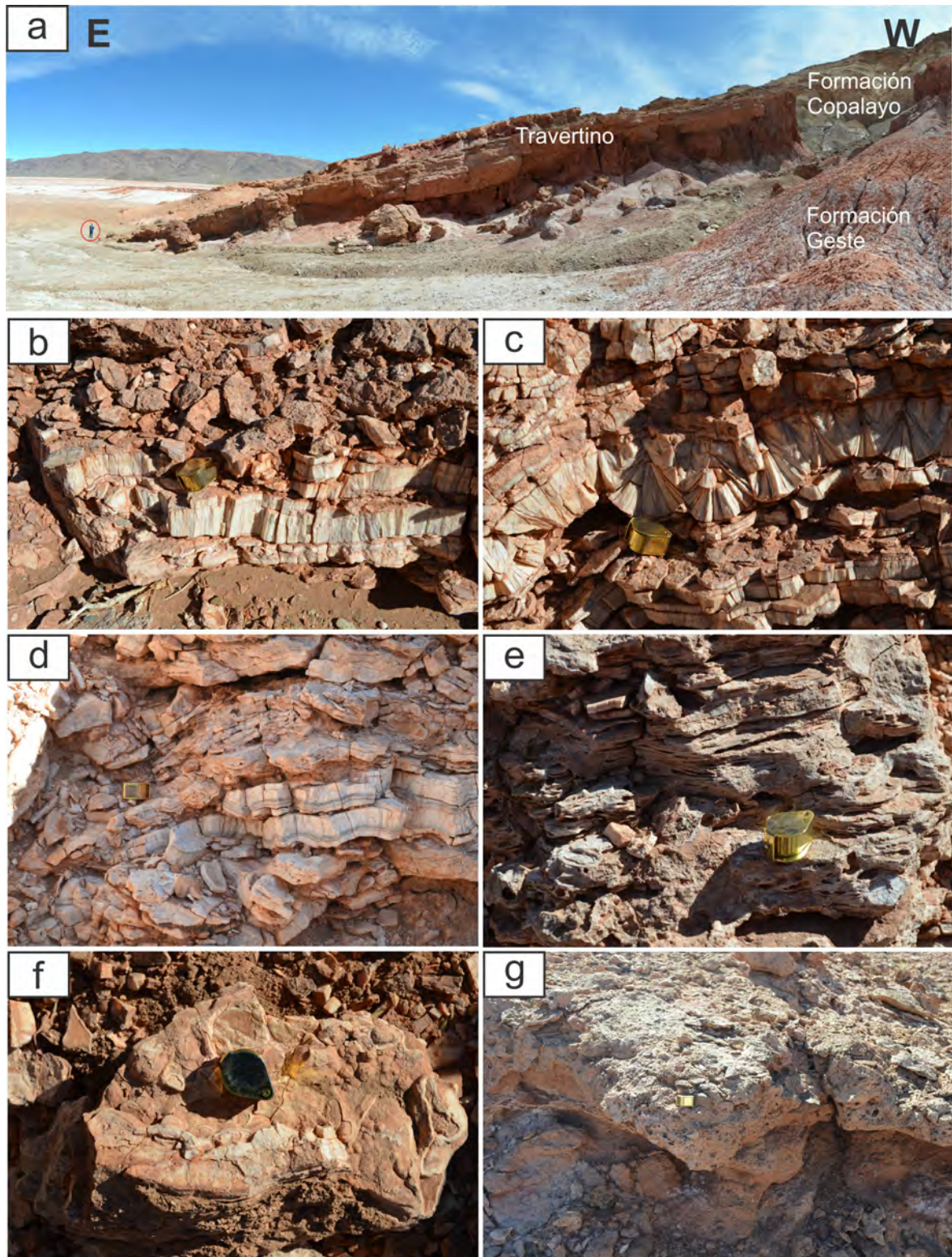


Figura 1. a) Paleofuentes termales San Mateo. b) Facies de travertinos laminados. c) Facies de travertinos arborescentes. d) Facies de travertinos bandeados con Fe. e) Facies de travertinos con quequedades. f) Facies de travertinos con ooides. g) Facies de travertinos poroso

Bibliografía:

- Alonso, R.N. 2006. Ambientes Evaporíticos Continentales de Argentina. En: Temas de la Geología Argentina I. Serie Correlación Geológica, 21 (2): 155-170. INSUGEO.
- Alonso, R.N. y Viramonte, J.G. 1985. Geysers boratíferos de la Puna Argentina. IV Congreso Geológico



Chileno, Actas II: 23-44. Antofagasta.
Flores, R. 2014. Estudio geológico de las paleofuentes termales de San Mateo (salar de Pozuelos), Puna salteña. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 77 pp. Inédito.



EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS DE CAMBIOS AMBIENTALES EN LOS ALREDEDORES DE PILA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Nicolás Andrés RAMOS^{1@}, Enrique FUCKS² y Bruno Ezequiel QUAGGIA³

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Naturales y Museo - CONICET

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

⁽³⁾Facultad de Ciencias Naturales y Museo

^(@)nicolasramos@fcnym.unlp.edu.ar

Palabras clave: Río Salado, geomorfología, Cuaternario

La zona analizada se encuentra dentro de la Pampa Deprimida, caracterizada por su casi nula pendiente (0,3%), surcada de NW-SE por el río Salado, que hace de colector principal, desembocando en la Bahía de Samborombón (Fig. 1). Los diferentes depósitos sedimentarios responden a las periódicas oscilaciones climáticas, que fluctúan entre los depósitos loésicos de diferentes edades, correspondiendo a eventos con déficit hídricos, a depósitos litorales, asociados al máximo transgresivo del MIS1 y a depósitos fluvio lacustres y paleosuelos.

El objetivo de este trabajo es describir los rasgos geomorfológicos en los alrededores de la localidad de Pila, evidenciados por depresiones y elevaciones generadas por la deflación y acumulación eólica, muchas de ellas en íntima asociación (laguna-lunette) y otras más aisladas, pero representando rasgos conspicuos del paisaje.

En base a bibliografía, imágenes satelitales y modelos digitales de elevación disponibles del área, junto a trabajos de campo, se identificaron los rasgos geomorfológicos presentes en la zona y se establecieron sus principales características y evolución del paisaje.

La unidad litológica sobre la que se han desarrollado los rasgos del paisaje corresponde a los sedimentos loésicos de la Fm. Pampeano. Las unidades geomorfológicas desarrolladas en la región de estudio pueden asociarse a tres procesos independientes: eólicos, fluvial y litoral.

Los rasgos eólicos corresponden a las depresiones generadas por la deflación, con el desarrollo de lunettes, con forma de medialuna y ubicados en los bordes del noreste de cada laguna o paleolaguna. La composición litológica de estos lunettes indicaría que fueron generados en más de un evento árido, alternando con períodos de régimen hídrico mayor, por lo que se observan diferentes edades y paleosuelos intercalados en ellos. Además, se pueden observar dunas de limo transversales, paralelas entre sí, de no más de 1m de alto, distanciadas unas de otras de 500 a 1000 m, con longitudes de hasta 15 km, dispuestas NNW-SSE en la zona de estudio, hacia el sur son más distinguibles y adquieren orientación N-S. Edades de 17,9 ka (IRSL, Kruck et al., 2011) fueron obtenidas en depósitos eólicos mantiformes en el sector de estudio, sincrónicos con la conformación de la mayor parte de la deflación de los bajos y la formación de los lunettes. Asimismo, edades de 9,8 ka, de 4540, 4080, 2990 para un suelo desarrollado en un eólico y 750 años A.P (Martínez, 2001; Fucks et al., 2015 y bibliografía allí citada) sugerirían la existencia de varios ciclos áridos, claro está que con diferentes intensidades.

El río Salado escurre en una amplia depresión generada por deflación (Fucks et al., 2012). Es de carácter sinuoso, presentando meandros que se hacen abundantes próximos a su desembocadura. En su recorrido se asocia a gran cantidad de lagunas, ubicadas a lo largo del cauce, sobre sus afluentes o aisladas totalmente de la red de drenaje. Los depósitos fluviales englobados en la Fm. Luján (Fidalgo et al., 1973) han sido datados con edades que fluctúan entre 13.400 ± 200 años 14C AP y 680 ± 60 años 14C AP, por lo que la acción fluvial del río sucede luego del máximo glacial (Fucks et al., 2015). Los sedimentos que son transportados por el río Salado aportaron a la colmatación de las paleolagunas, hasta llegar al punto donde se consolidó su curso conformando el albardón que es identificable como Mb Puente Las Gaviotas (entre 3040 ± 70 y 680 ± 60 años AP) de la Fm Luján (Fucks et al., 2015).

Por el cauce del río Salado, al producirse el ascenso del nivel del mar en el Holoceno (MIS1), las aguas penetraron en el continente hasta las inmediaciones de la laguna La Boca, situada unos 60 km de la línea de costa actual, dejando componentes litológicos y fosilíferos característicos, con edades de 5580 ± 110 años AP.

Se concluye que la depresión del salado presenta geofomas vinculadas a los procesos de erosión y acumulación producidos en los períodos de clima árido a semi-árido, donde las cuencas de deflación con lunette asociado son un rasgo predominante. Estas cuencas presentan distinto grado de colmatación vinculado fundamentalmente a la relación existente con el río Salado durante los períodos húmedos. Las condiciones de humedad al finalizar el último máximo glacial permitieron la conformación del río Salado como tal, que fue uniendo las distintas depresiones generadas por deflación en su recorrido hasta alcanzar el nivel de base general. A través del curso, se produjo el ingreso del mar hasta alcanzar la máxima altura, inundando las lagunas situadas en su recorrido.

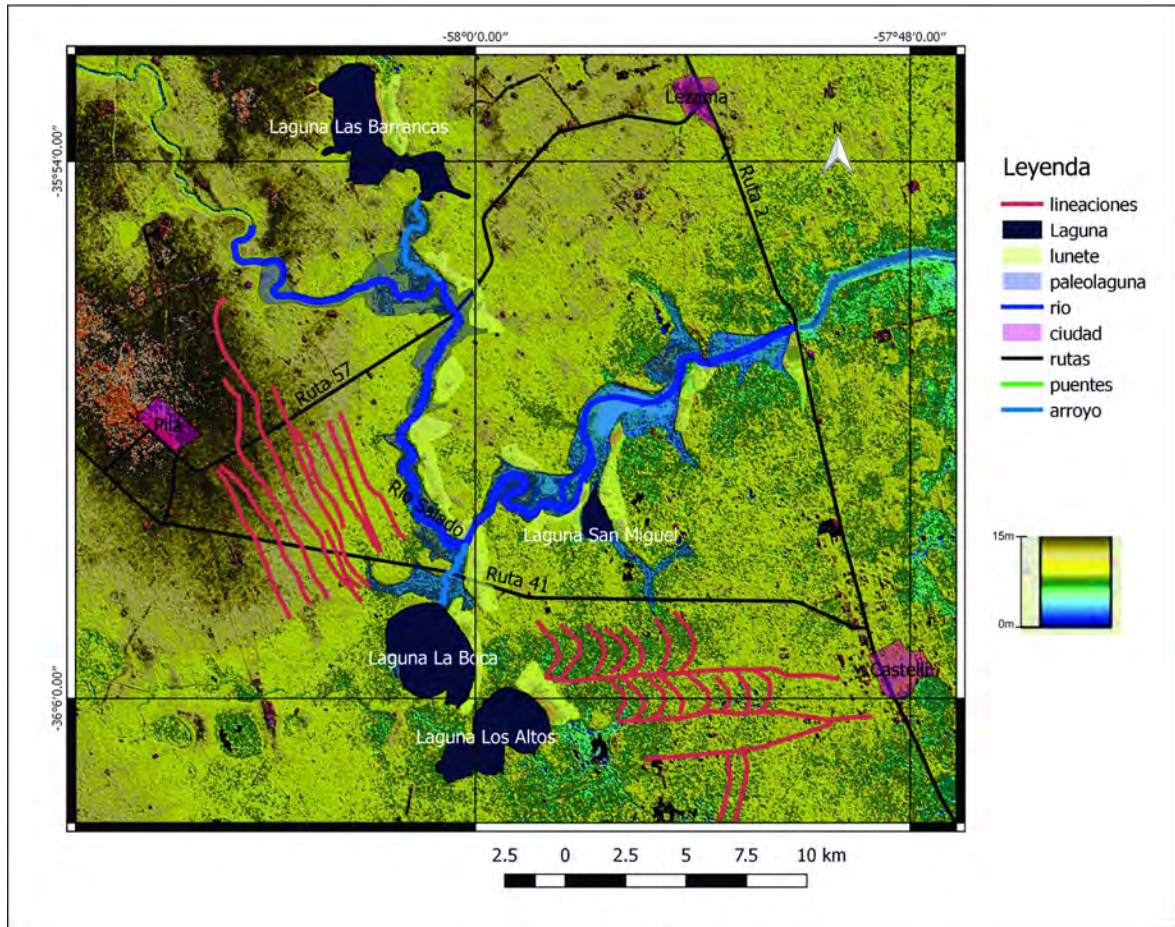


Figura 1. Imagen DEM de la zona de estudio, donde se indican las principales geoformas observadas

Bibliografía:

- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U. 1973. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Provincia de Bs. As.). En: V Congreso Geológico Argentino 4: 27-39.
- Fucks, E., Pisano, F., Carbonari, J., Huarte, R. 2012. Aspectos geomorfológicos del sector medio e inferior de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Rev. de la Soc. Geol. España* 25: 107-118.
- Fucks, E., Pisano M.F., Huarte, R.A., Di Lello, C.V., Mari, F., Carbonari, J.E. 2015. Stratigraphy of the fluvial deposits of the Salado river basin, Buenos Aires Province: Lithology, chronology and paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences* 60: 129-139.
- Kruck, W., Helms, F., Geyh, M., Sueriano, J., Marengo, H, Pereyra, F. 2011. Late Pleistocene-Holocene history of chaco-pampa sediments in Argentina and Paraguay. *Quat. Sci. J.* 60: 1,188-1,202.
- Martínez G.A. 2001. Geomorfología y Geología del Cenozoico Superior de las Cuencas de Drenaje de los Arroyos Los Cueros y Seco, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur. (Inédita) 320 p., Bahía Blanca



LA EVOLUCIÓN DEL PAISAJE DURANTE EL HOLOCENO EN CERRO COLORADO, NOROESTE DE CÓRDOBA, ARGENTINA.

Gabriella Margherita BORETTO^{1@}, Marcela CIOCCALE² y Sandra GORDILLO¹

⁽¹⁾Centro de Investigación en Ciencias de la Tierra (CICTERRA-CONICET-UNC)

⁽²⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba

^(@)gmboretto@yahoo.com.ar

Palabras clave: Cerro Colorado, geomorfología, Córdoba

El conocimiento de la historia ambiental del pasado reciente, conservada en un entorno paisajístico natural, es de suma importancia para establecer pautas para un adecuado manejo de la gestión territorial y conservación natural del entorno. En este sentido, la localidad de Cerro Colorado, ubicada en la Sierra Norte (Sierras Pampeanas Orientales) de la provincia de Córdoba registra a través de archivos geológicos, paleontológicos y biológicos los cambios producidos tanto por el clima como por la acción de las actividades de las comunidades humanas, conservada en su legado arqueológico. El área de estudio se encuentra en la Reserva Cultural y Natural Cerro Colorado, y su paisaje está integrado por cerros y valles con alturas relativas del orden de los 150 m y entre los 500 y 750 m s.n.m. El objetivo de este trabajo es caracterizar la geomorfología de Cerro Colorado para comprender los procesos que actuaron en la formación de su paisaje actual y la relación de éste con la ocupación humana durante el Holoceno, cuya impronta se preserva pictóricamente en los aleros.

La confección de la cartografía geomorfológica y su posterior análisis se llevó a cabo mediante procesamiento digital de modelos digitales de elevación ALOS PALSAR (resolución: 12,5 m) e imágenes satelitales ESRI y Google Earth Pro (resolución: 1 m). La cartografía se confeccionó por medio de un sistema de información geográfico utilizando los *softwares* SAGAGIS y ARCGIS.

Los resultados preliminares obtenidos caracterizan geomorfométricamente la región y revelan nuevas perspectivas entre el contexto topográfico y los sitios arqueológicos, pudiendo establecerse los condicionamientos del relieve al ambiente humano durante el Cuaternario Tardío y las posibles vías de comunicación utilizadas por las comunidades originarias.

Se espera que este trabajo sirva como base y contribuya al conocimiento teórico y aplicado, desde una multi-perspectiva, donde se conjugan distintas líneas de investigación para la reconstrucción ambiental tomando como eje al paisaje y su relación con la vida. La historia evolutiva del Cerro Colorado es un enigma a resolver que abrirá la posibilidad de nuevas líneas de investigación e integración entre diversas disciplinas atendiendo a la importancia de la conservación de su patrimonio.

Este trabajo se realiza en el marco del Programa de Generación de Conocimientos (PGC) implementado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología de la Provincia de Córdoba, subsidio GRFT2017-09 (Resolución Nro 109, 2017).



RASGOS Y PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA SIERRA DE FAMATINA, LA RIOJA.

Enrique FUCKS^{1@}, Oscar JUAREZ² y Maria Cecilia CORBAT²

⁽¹⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE), Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

⁽²⁾Instituto de Ambientes de Montaña y Regiones Áridas (IAMRA)

^(@)efucks@fcnym.unlp.edu.ar

Palabras clave: Sierra de Famatina, procesos periglaciales, Cuaternario

La sierra de Famatina, localizada en el centro norte de la provincia de La Rioja, está caracterizada por elevaciones que superan los 6000 m s.n.m., constituyendo las mayores alturas del ámbito continental fuera de la cordillera de los Andes. Esta particularidad, junto a los aspectos climáticos, paleoclimáticos y neotectónicos, produjeron una evolución geomorfológica compleja en el Cuaternario. Actualmente, las condiciones climáticas extremas permiten el mantenimiento de pequeños manchones de nieve y hielo en las partes más altas, y el predominio de los procesos periglaciales, tanto por su intensidad como por la extensión que ocupan (IANIGLA, 2017).

Los rasgos geomorfológicos y depósitos identificados fueron relevados en el campo para caracterizar su constitución litológica, procesos y contextos geomorfológicos y las relaciones con otras morfologías. Se identificaron:

- Morenas: depósitos ubicados en las cabeceras de los ríos Volcancito, Achavil, Blanco (Candiani et al., 2011) y El Pelado, acompañando diferentes posiciones de circos y artesas, generalmente de fondo (ej. Pampas de las Tamberías). En las inmediaciones del Puesto Tres Piedras, a lo largo de 2,5 km sobre el río Blanco, se distinguen dos niveles de morenas laterales alrededor de los 3000 m s.n.m., compuestos por materiales muy heterogéneos, friables, matriz sostén, de decenas de metros de espesor y sin ordenamiento, que presentan sus superficies cubiertas por bloques de tamaño variable (Fucks et al., 2018). Otro afloramiento de till, compuesto por 50 m de espesor de una brecha matriz sostén, fallada, se reconoce en El Volcán.

- Planicie glacial: superficie plana, en las cercanías del puesto Corral Colorado, compuesta por unos 30 m de sedimentos fluviales, finamente estratificados, que está cortada por el río Blanco. Se asocia a las morenas del cuerpo glaciario desarrollado inmediatamente aguas arriba.

Además de estas formas de acumulación, se reconocieron artesas, circos, aretes y horns como rasgos de erosión. A su vez, dentro de los rasgos asociados al ambiente periglacial, fueron reconocidos:

- Glaciares de roca: mesoformas de acumulación sedimentaria constituidas por rocas y detrito congelado que se mueven pendiente abajo por deformación plástica y reptación del permafrost. Presentan generalmente una forma de lengua o lobulada en planta y una superficie irregular dada por la sucesión de crestas y surcos, transportando fundamentalmente fragmentos rocosos generados por craquelamiento térmico o por till glacial. Pueden observarse en las cabeceras de la mayoría de los valles, ya sea activos o inactivos en altitudes entre los 4.200 y 6.090 m s.n.m. aproximadamente.

- Lóbulos de geliflucción: presentes en la mayoría de las laderas de las divisorias principales, carentes de vegetación y representadas por un manto continuo de gelifractos. Los lóbulos se desarrollan en el sentido de la pendiente, con anchos del orden de los 30 m, tomando formas alargadas donde la pendiente es muy inclinada.

- Suelos escalonados: representan suelos ordenados en escalones, que forman bancos en laderas de 3-20° de inclinación. Los escalones que presentan un borde con vegetación se denominan carentes de clasificación.

- Suelos almohadillados: formas alomadas provistas de vegetación, con diámetros máximos de 1-2 m y alturas en torno a los 50 cm, con crioturbaciones en su interior. Se desarrollan por encima del límite de crecimiento de los árboles y su origen parece estar en relación con el desplazamiento de masas (Schunke y Zoltai, 1988). Estas morfologías se observan en lugares puntuales en el fondo o en las pendientes de valles (casi siempre en la pared sur), producidas por el afloramiento de aguas subsuperficiales.

Este conjunto de morfologías glaciales y periglaciales se complementan con rasgos fluviales y gravitaciones, muchos de ellos afectados por fallas. La carpeta casi continua de detritos que cubre tanto las divisorias como los flancos de valles, desdibujan las formas glaciales de erosión originarias. En los circos y artesas se presentan diferentes tills, en algunos casos constituyendo claramente formas morénicas que podrían corresponder a la última glaciación (MI2), pudiéndose establecer otros dos eventos fríos anteriores a partir de las geoformas descritas. Las morenas del Puesto Tres Piedras fueron asignadas al Pleistoceno Medio, y las del Volcán, al Pleistoceno Inferior a Medio (Fucks et al., 2018). Los glaciares de roca se asocian a las laderas de las divisorias principales, y representan la



expresión morfológica más extrema de la reptación del permafrost de montaña.

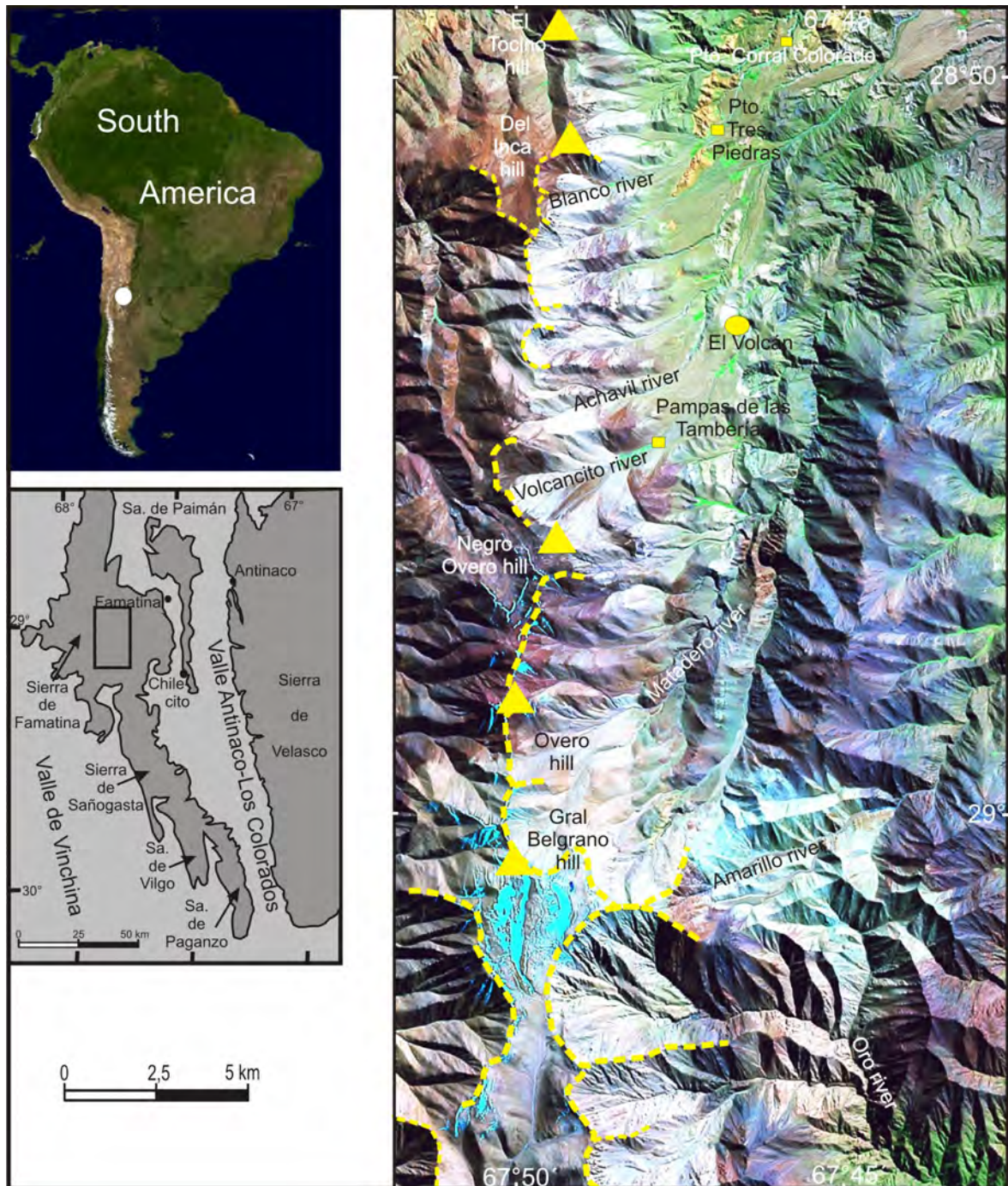


Figura 1. Área de estudio

Bibliografía:

- Candiani, J., Astini, R., Dávila, F., Collo, G., Ezpeleta M., Alasino, P., Dahlquist, J. y Carrizo R. 2011. Hojas geológicas 2969-18, Famatina y 2969-24, Sañogasta, 1:100.000. Boletín 379. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.
- Fucks, E., Corbat, M.C. y Juárez, O. 2018. Geomorphological features and processes in the Sierra de Famatina, La Rioja. *Journal of South American Earth Sciences* 85C: 160-167
- IANIGLA. 2017. Informe de la cuenca Varias de Velasco – Nivel 1.
- Schunke, E. y Zoltai, S.C. 1988. Earth hummocks (thufur). En: Clark, M.J. (cd.). *Advances in Periglacial*



Geomorphology, Wiley, Chichester, 23: 1-245.



OBSERVACIONES ZOOGEOMORFOLÓGICAS EN TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA.

Diego Rubén Andrés QUIROGA^{1@} y Andrea María Josefa CORONATO¹

⁽¹⁾CADIC-CONICET / ICPA-UNTDF

^(@)diegoquir@gmail.com

Palabras clave: zoogeomorfología, erosión, Tierra del Fuego

Los animales de hábito terrestre cumplen un importante rol en la modificación del paisaje, por ello son considerados agentes geomorfológicos (Buttler 1995). Los procesos y efectos morfológicos sobre la superficie terrestre generados por la fauna se engloban en la zoogeomorfología (Viles 1988, Swanson et al. 1988). Nidificación, hábitat, alimentación y resguardo requieren de espacios físicos propicios, no siempre disponibles en la naturaleza. La intervención biológica en interacción con agentes geomorfológicos abióticos desencadena procesos de erosión, transporte y sedimentación. El objetivo de este trabajo es identificar y describir el efecto geomorfológico producido por animales nativos o exóticos, silvestres o domésticos, que habitan en diversos ambientes geomorfológicos de Tierra del Fuego.

Los efectos geomorfológicos varían desde la construcción de pequeñas cavidades, senderos, hoyas, pavimentos de erosión, pedestales hasta el desencadenamiento de crecidas repentinas, carcavamiento, aterrazamiento, anegamiento y desplomes, así como la generación de montículos de sedimentos desagregados. Estos efectos son resultado de la interacción de los agentes bióticos y abióticos.

La ganadería extensiva se basa en especies exóticas distribuidas en el centro y norte de Tierra del Fuego, en colinas, fondos de valle, terrazas glacifluviales y fluviales, cubetas, dunas y paleoplayas. El pisoteo, pastoreo y ramoneo del ganado genera la pérdida de cubierta vegetal y en consecuencia, compactación, deflación y remoción en masa. En interacción con el viento, el agua corriente y la gravedad se generan senderos, terrazas, hoyas, pavimentos, pedestales y cárcavas.

El Guanaco (*Lama Guanicoe*, nativo), se distribuye prácticamente en todos los ambientes geomorfológicos de la provincia. Genera superficies desprovistas de vegetación y suelo con compactación y deflación, sobre los que actúan la gravedad y el viento. El resultado morfológico son senderos y pavimentos de erosión. El Peludo (*Chaetophractus villosus*, exótica), se distribuye en el norte de la provincia, sobre morenas, terrazas glacifluviales y marinas. Genera excavación y montículos de sedimentos, que resultan en desplome cuando las cuevas son pisoteadas y micro-montículos cuyas partículas son objeto de deflación o remoción en masa.

Entre los roedores nativos se incluyen Tuco Tuco (*Ctenomys Magellanicus*) y Rata Almizclera (*Ondatra Zibethicuera*). El primero se localiza en terrazas glacifluviales, morenas, dunas y superficies onduladas de la estepa. Al igual que el Peludo, genera excavación y creación de montículos de sedimentos. La Rata Almizclera se distribuye en toda la provincia, allí donde disponga de espacios húmedos o mal drenados como cauces, planicies de inundación, fondo de valle y terrazas bajas. Genera carcavamiento, montículos de sedimentos y materia vegetal y cuevas; en interacción con la gravedad y el agua corriente se genera una red de cárcavas y desplomes. El Castor (*Castor Canadensis*, exótica) se distribuye en toda la provincia, en cursos de agua de variada geometría y caudal, en sus planicies de inundación, fondos de valle y terrazas. Genera carcavamiento, anegamiento, embalsamiento, cuevas, pérdida de cubierta arbórea y de suelo. En interacción con el agua corriente y la gravedad se favorecen procesos como crecidas repentinas, carcavamiento, desplomes y flujos de detritos cuando se rompen los embalses ubicados en laderas.

Pingüino Magallánico (*Spheniscus Magellanicus*) y Cormorán de Cuello Negro (*Phalacrocorax magellanicus*) anidan en islas del Canal Beagle afectando. El primero se ubica en playas, terrazas marinas y glacifluviales y drumlins, generan excavaciones, carcavamiento, senderos, pérdida de cobertura vegetal y suelos, y pedestales, los que sometidos a gravedad, viento y el agua corriente, producen cavidades, desplomes, cárcavas y material para la deflación. Cormorán genera excavaciones en acantilados sedimentarios sujetos a desplomes sobre las playas por efecto de la gravedad y el oleaje.

Los efectos geomorfológicos desencadenados por animales son reconocibles a microescala en la mayoría de los casos; no obstante, en imágenes satelitales de alta resolución pueden reconocerse pavimentos de erosión, hoyas y senderos. Oveja, vaca y castor (introducidas) son los principales agentes modeladores del paisaje en términos de cambios morfológicos y distribución regional. La comprensión de las modificaciones espaciales producidas en diferentes geoformas y bajo distintos procesos geomorfológicos, puede brindar herramientas para mitigar problemáticas en el manejo del espacio.



Bibliografía:

- Butler, D.R. 1995. Zoogeomorphology: animals as geomorphic agents. Cambridge University Press. New York.
- Swanson, F.K., Krantz, T.K., Caine, N., and Woodmansee, R.G. 1988. Landform effects on ecosystem patterns and processes. *BioScience* 38: 92-98 pp
- Viles, H.A. 1988. Biogeomorphology. Brasil Blackwell, New York, 351-355 pp.



LOS MANANTIALES DE PUNTA DEL AGUA, BLOQUE DE SAN RAFAEL (PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA): MARCO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

Marcelo ZARATE^{1@}, Walter BERTOTTO¹, Alicia FOLGUERA², Pablo DORNES³ y Adriana MEHL¹

⁽¹⁾INCITAP (CONICET-UNLPam)

⁽²⁾SEGEMAR

⁽³⁾Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam

^(@)marcelozarate55@yahoo.com.ar

Palabras clave: geomorfología, hidrología, Bloque San Rafael

El margen oriental del Bloque de San Rafael, al sur de la ciudad homónima, es una región de clima árido drenada por cursos efímeros tributarios del río Atuel. Las poblaciones (Agua Escondida, Punta del Agua, La Humada, Santa Isabel, Algarrobo del Águila) son abastecidas con agua procedente de diversos manantiales ubicados en cercanías del frente montañoso del Bloque. Debido a la importancia vital de este recurso para la población, muy poco estudiado, se inició un proyecto de investigación (CONICET-UNLPam) cuya finalidad es analizar las formaciones acuíferas del margen occidental de la cuenca inferior del río Atuel. El objetivo general es comprender la dinámica de los procesos hidrológicos en su contexto geológico y geomorfológico, información esencial, actualmente inexistente, para el manejo del recurso hídrico. Esta contribución presenta y discute los resultados preliminares obtenidos de los manantiales de Punta del Agua (35° 31' 39" S, 68° 04' 20" O, 755 m snm) donde el aporte de agua es mayoritariamente nival por acumulación en el Cerro Nevado (3800 m snm). El registro estratigráfico está integrado por afloramientos de rocas ígneas permo-triásicas (Grupo Choiyoi) y sedimentitas (areniscas, limolitas arenosas) del Cretácico tardío. Por encima de ambas, se apoyan depósitos conglomerádicos (~20 m de potencia) de un nivel de piedemonte neógeno (Formación Cajón de Mayo) (Narciso et al., 2007). Las unidades litológicas mencionadas están parcialmente cubiertas por coladas basálticas vinculadas con la actividad eruptiva del Cerro Nevado, volcán compuesto del Pleistoceno temprano, formado por lavas y piroclastitas traquiandesíticas y basálticas. Numerosos conos piroclásticos y coladas de lava de composición basáltica rodean el edificio volcánico principal. La zona de recarga de los manantiales comprende la mitad oriental del edificio del Nevado y principalmente las coladas basálticas pleistocenas; el fracturamiento de las coladas y el gradiente facilitan la infiltración y el escurrimiento subterráneo. Los manantiales de Punta del Agua están situados inmediatamente aguas arriba de una fractura de rumbo NNO-SSE con expresión morfológica a lo largo de unos 80 km; es la continuación hacia el sur de la Falla Malvinas, indicada como el borde oriental del Bloque de San Rafael (Cisneros y Bastías, 1993). Es una falla inversa (Costa et al., 2006), aún activa, que ha deformado los basaltos pleistocenos y también a depósitos aluviales del Pleistoceno tardío al norte del área estudiada (Branellec et al., 2016). Aguas arriba de la zona de la escarpa de falla, los valles de los cursos (e.g. arroyos Los Patos, Cajón de Mayo, Punta del Agua) se estrechan y profundizan progresivamente (hasta 40-60 m) en la planicie basáltica; en este ámbito conforman cañadones con quiebres de pendiente (knickpoints) de 4 a 20 m, situados a distancias variables, según el arroyo, del frente de la escarpa. Aguas abajo de los knickpoints, presentan una terraza de relleno (Pleistoceno sensu lato, ¿Pleistoceno tardío?) de aglomerados y conglomerados (3 m espesor) parcialmente cementados con calcáreo; la planicie de inundación consiste en una sucesión (~2 m de potencia) de conglomerados polimícticos basales cubiertos por una sección superior (Holoceno medio-tardío) de limos arenosos y turberas en las zonas de manantiales. Estos últimos ocurren tanto en las vertientes australes como septentrionales de los valles, ya sea en basaltos, conglomerados neógenos, areniscas cretácicas o rocas ígneas; en consecuencia no hay control litológico en su ubicación. Se verifican, además, niveles de vertiente o descarga acuífera superiores al lecho de los cauces. El caudal observado en los cursos no presenta una estacionalidad asociada con la fusión de la nieve. Esta situación resalta el carácter regulador de la descarga acuífera que poseen las extensas coladas basálticas o el efecto de disminución del gradiente hidráulico y retardo del flujo de agua subterránea en proximidades de la escarpa de falla. Aguas abajo de ésta, la manifestación superficial del flujo en los cursos se extiende sólo 10 km, donde se insumen en depósitos sedimentarios de abanicos aluviales (¿control estructural?). Los estudios en marcha se continuarán con el análisis detallado de las estructuras (fallas, fracturamiento de rocas) en vinculación con la hidrología, así como la porosidad de los tipos litológicos presentes y la calidad de las aguas.

Bibliografía:

Branellec, M., Nivière, B., Callot, J.P., Regard, V., Ringenbach, J.C. 2016 Evidence of active shortening



- along the eastern border of the San Rafael basement block: Characterization of the seismic source of the Villa Atuel earthquake (1929), Mendoza province, Argentina: *Geological Magazine* 153: 911-925.
- Cisneros, H., Bastias, H., 1993, Neotectónica del Borde oriental del Bloque de San Rafael, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Mendoza, Argentina, *Actas* 3270-276.
- Costa, C., Cisneros, H., Salvarredi, J., Gallucci, A., 2006, La neotectónica del margen oriental del Bloque de San Rafael: Nuevas consideraciones: Asociación Geológica Argentina, Serie D, publicación Especial 6: 33-40.
- Narciso, V., Zanettini, J. C., Santamaría, G. y Mallimacci, H.S. 2007. Hoja Geológica 3769-II, Agua Escondida, Provincias de Mendoza y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Segunda edición revisada, Boletín 300, 54 p., Buenos Aires.



CARACTERIZACIÓN DE LOS SUBAMBIENTES DEL SALAR DE OLARAZ, PUNA NORTE

Maria Gabriela FRANCO^{1@}, Carla Daniela SANTAMANS¹, Patrocinio FLORES¹, Eduardo L PIOVANO² y Francisco E. CÓRDOBA¹

⁽¹⁾Instituto de Geología y Minería/ Instituto de Ecorregiones Andinas, (INECOA, CONICET-UNJu)

⁽²⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC - CICTERRA (CONICET-UNC)

^(@)franco.gabriela@gmail.com

Palabras clave: Salar de Olaraz, subambientes, Puna Norte

Los salares de la Puna en los Andes Centrales son medios sedimentarios complejos y dinámicamente activos, controlados por numerosos factores entre los que se destacan el volcanismo, tectónica, endorreísmo y clima. En estos sistemas, los procesos geológicos y climáticos actúan a diversas escalas de tiempo y espacio, y definen la distribución, dinámica y naturaleza de los subambientes del complejo salino. El objetivo de este estudio se centra en delimitar y caracterizar los distintos subambientes del Salar de Olaraz con el fin de comprender los mecanismos que controlan su variabilidad espacial y temporal. Este complejo evaporítico se ubica en el borde occidental de la provincia geológica Puna, entre los 24°05' S y 66°40' O, a una altura media de 3950 m s.n.m. El Salar de Olaraz ocupa una superficie de 3567 km², conformada en su mayoría por numerosos cursos fluviales de régimen temporario en la margen este y oeste del cuerpo salino a excepción de los ríos Archibarca al sur y el río Rosario al norte con régimen permanente. Está limitado al oeste por serranías constituidas por rocas de origen marino del Ordovícico medio, mientras que hacia el este el límite lo constituyen sierras compuestas por rocas cretácicas, paleógenas y miocenas, éstas últimas de origen volcánico. El límite norte del complejo salino está compuesto por rocas ordovícicas e ignimbritas miocenas, mientras que en el sur el abanico aluvial del río Archibarca lo separa del salar de Cauchari.

La caracterización y delimitación de los subambientes se realizó en base al análisis conjunto de imágenes satelitales, fotografías aéreas, observación y datos de campo. Esto permitió el reconocimiento de diferentes subambientes principales en el salar: abanicos aluviales, campo de dunas, planicie fangosa seca, planicie fangosa salina, lagunas efímeras y permanentes, vertientes y núcleo salino. Así, el ambiente geomorfológico del Salar de Olaraz corresponde a una típica asociación de geoformas características de un complejo salino. Entre los subambientes más importantes se destacan los *Abanicos aluviales* que se distribuyen a lo largo del flanco oeste de la sierra de Lina y de la falda este de la Sierra de Tanque. En el norte del salar, el río Rosario forma un extenso abanico cuya superficie aproximada es de 91 km². Hacia la parte media-distal de este abanico se observaron extensas áreas de *vertientes*, constituyendo lugares de descarga de agua subterránea cuyas temperaturas oscilan los 28 y los 18°C, en las cuales se observa el desarrollo de tapices microbianos. Otra de las particularidades de este abanico son las extensas áreas cubiertas por eflorescencias evaporíticas con presencia de boratos. Los *campos de dunas* ocupan principalmente el sector NE y SO del salar, presentan morfología lineal con dirección predominante NO-SE y están compuestas por arenas medias. La *planicie fangosa seca* se caracteriza por la ausencia de vegetación y por la presencia de grietas de desecación poligonales bien definidas y delgadas capas discontinuas de eflorescencia evaporíticas. Esta planicie se desarrolla en las márgenes oeste, sur y este del salar, pero con mayor extensión areal en el borde oriental. La *planicie fangosa salina* se desarrolla principalmente en el borde este del sistema, y se reconoce por presentar una capa superficial continua de eflorescencia compuesta por evaporitas y material clástico fino, cuyo espesor supera los 0,5 cm. Por debajo de la cobertura evaporítica se encontraron cristales de yeso precipitados a lo largo de la secuencia sedimentaria. El *núcleo salino* se caracteriza por ser una capa extensa y continua de costra evaporítica de varios centímetros de espesor intercalada con niveles clásticos, principalmente de arcillas rojas. La profundidad de la capa freática en este último subambiente no supera los 30 cm.

Los subambientes delimitados y caracterizados en el Salar de Olaraz presentan una notable variabilidad espacial y temporal, que estaría fuertemente controlada por la topografía del complejo salino, como así también por los cambios estacionales e interanuales en el régimen hídrico de la región, los cuales regularían a su vez la dinámica del acuífero freático. Los cambios estacionales e interanuales en el régimen hídrico de la región regulan la dinámica de los subambientes del complejo salino, como así también la dinámica del acuífero freático, la composición de la salmuera y la formación y distribución de eflorescencias salinas.



COMPOSICIÓN PETROGRÁFICA Y PROVENIENCIA DE ARENAS EÓLICAS DE LAS DUNAS DE LA PAMPA CENTRAL, ARGENTINA: RESULTADOS PRELIMINARES

Alfonsina TRIPALDI^{1@}, Susana ALONSO¹, Pablo MESSINEO² y Salome SALVO BERNÁRDEZ³

(1)IGEBA-UBA-CONICET

(2)INCUAPA-CONICET

(3)Universidad de Buenos Aires

(@)alfotripaldi@gmail.com

Palabras clave: arenas eólicas, composición petrográfica, Cuaternario

La región central de Argentina (~32°S-39°S), del piedemonte andino a la región pampeana, se caracteriza por una cubierta de sedimentos cuaternarios de origen eólico, del denominado Mar de Arena Pampeano y Faja Periférica de Loess. Este sistema eólico incluye varias unidades eólicas, diferenciables según el tipo de depósito eólico, los rasgos texturales y morfológicos, y el contexto geológico-estructural (Zárate y Tripaldi 2012). La depositación eólica se asocia al desarrollo del último ciclo glacial. Estudios cronológicos numéricos muestran el desarrollo de episodios significativos de acumulación durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, en tanto los mantos loésicos de la región oriental se remontan al Mioceno tardío, en ambos casos registrando varios pulsos de sedimentación y pedogénesis. Resultan escasos los datos sobre la composición petrográfica de estos sedimentos, destacándose las contribuciones de González Bonorino (1965), Etchichury y Tófaló (2004), Tripaldi et al. (2010, y referencias allí citadas). Los objetivos de esta contribución son presentar información preliminar e inédita sobre la composición petrográfica de arenas eólicas de la unidad Campos de Dunas de la Pampa Central, para luego comparar estos datos con la información disponible en la literatura, analizando finalmente las implicancias en la proveniencia de los sedimentos eólicos.

En el marco de estudios geoarqueológicos que se vienen llevando a cabo en campos de dunas del oeste de la provincia de Buenos Aires se analizó la composición petrográfica de arenas eólicas de dos secciones estratigráficas, Cabeza de Buey 2 (CB2; 36°17'32.5"S; 61°11'20.1"S; 95 m snm) y Suriano (S; 36°16'10"S, 61°12'50"O, 99 m snm), relevadas en inmediaciones de la ciudad de Bolívar. La metodología incluyó el conteo de clastos en secciones delgadas de grano suelto, de fracciones arena mediana, mediante microscopio petrográfico. Se definieron y determinaron los porcentajes de los distintos litotipos y para cada clasto se estimó el grado de redondeamiento según la tabla de comparación de Powers (más detalles metodológicos en Tripaldi et al., 2010).

Las arenas eólicas analizadas están dominadas por fragmentos líticos de rocas volcánicas (33,2%), donde los litotipos muestran texturas tanto de rocas de afinidad ácida (17,2%), como mesosilícica a básica (12,3%), junto con fragmentos de rocas piroclásticas (3,8%). Le siguen en abundancia el cuarzo monocristalino (26,9%), feldespatos alcalinos (19,7%), plagioclasas (7,5%), cuarzo policristalino (6,0%) y trizas vítreas (5,4%). Según la clasificación de Folk y colaboradores corresponden a arenas líticas feldespáticas, y en relación con el ambiente tectónico del área de aporte las arenas grafican en los campos de arco transicional y arco disectado de la clasificación de Dickinson y colaboradores.

Las arenas eólicas de la localidad de Bolívar muestran en general un alto grado de redondeamiento. Esta característica fue estimada según tres categorías: R-MR (redondeado y muy redondeado), SA-SR (subangular y subredondeado), y A-MA (angular y muy angular). El cuarzo y los feldespatos alcalinos muestran la misma tendencia de predominancia de clastos SA-SR (60% y 50%, respectivamente) seguidos por clastos R-MR (32% y 46%, respectivamente). Mientras que las plagioclasas y los fragmentos líticos resultan R-MR en un 57% y 56%, respectivamente, y SA-SR en un 40% y 43%. En todos los casos los clastos A-MA aparecen en proporciones menores al 8%.

De forma semejante a lo indicado por varios autores para otras localidades de la región pampeana, la composición de los sedimentos eólicos estudiados evidencia una proveniencia dominada por aportes de la Cordillera de los Andes (Tripaldi et al., 2010 y referencias allí citadas). Etchichury y Tófaló (2004) definieron una asociación mineralógica que incluye a las arenas eólicas de la región pampeana, de origen predominantemente volcánico piroclástico con escaso aporte ígneo. Las relaciones porcentuales de los litotipos de las arenas de la localidad de Bolívar coinciden con los valores promediados de otros sitios de la provincia de Buenos Aires compilados en Etchichury y Tófaló (2004), y con las arenas del campo de dunas de San Luis (Forman et al., 2014). El grado de redondeamiento es mayor que para arenas de dunas de las provincias de San Luis y La Pampa, elemento que refuerza la hipótesis del aporte andino desde las planicies aluviales del sistema fluvial Bermejo-Desaguadero-Salado-Curacó, el retrabajo de las unidades eólicas, y la movilización de los clastos por



saltación, de oeste a este en el centro de Argentina.

Bibliografía:

- Etchichury, M.C., Tófaló, O.R. 2004. Mineralogía de arenas y limos en suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanense. Regionalización y áreas de aporte. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(2): 317-329
- Forman, S.L., Tripaldi, A., Ciccioli, P.L. 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.
- González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20(1): 67-148.
- Tripaldi, A., Ciccioli, P.L., Alonso, M.S., Forman, S.L. 2010. Petrography and geochemistry of late Quaternary dune fields of western Argentina: Provenance of aeolian materials in southern South America. *Aeolian Research* 2(1): 33-48.
- Zárate, M.A., Tripaldi, A. 2012. The aeolian system of central Argentina. *Journal of Aeolian Research* 3: 401-417.



GEOMORFOLOGÍA DEL PIEDEMONTTE ORIENTAL DE LA SIERRA CHICA DE LA REGIÓN CENTRAL DE CÓRDOBA

Jorge SANABRIA^{1@} y Mauricio ARES¹

⁽¹⁾Universidad Nacional de Córdoba

^(@)jorgesanb@yahoo.com.ar

Palabras clave: procesos endógenos y exógenos, modelado, cuencas hídricas

En el área de estudio (Fig. 1) se producen intensos procesos erosivos hídricos, arroyada difusa, surcos y cárcavas, de distintas magnitudes, que producen efectos sobre las actividades del hombre.

Por tal razón se realizó, como una base de planificación, un estudio geomorfológico para determinar la expresión superficial del relieve producto del accionar de factores endógenos y exógenos, que generó la presencia de cuencas hídricas de distintas morfologías que controlan la dinámica del escurrimiento del agua superficial.

El área se ubica en la región central del piedemonte oriental de la Sierra Chica de Córdoba (Fig. 1), entre las coordenadas 31° 20' S – 32° 11' S y 64° 29' – 63° 50' O.

Para la identificación de las cuencas, se utilizó una imagen DEM (raster de elevación 30 metros) que se procesó con el software Qgis (V3.0) para la obtención de un mapa de sombra sobre la cual se superpuso curvas de nivel obtenidas a partir de datos de Google Earth (Fig. 1).

La zona centro de la República Argentina se ubica en la provincia geomorfológica Llanura Chacopampeana,

En el área pedemontana Capitanelli (1979) determinó dos asociaciones geomorfológicas: la Depresión Periférica y la Plataforma Basculada. En la última (Sanabria y Argüello, 2003), determinaron dos subasociaciones: Plataforma Basculada ondulada y Plataforma Basculada plana.

Asociación Depresión Periférica. Presenta un perfil irregular, ondulada, en donde se alternan superficies planas, que se encuentran en las áreas centrales, con lomadas de orientación E-W, interrumpidas por los valles de los ríos Suquía, Los Molinos, Anizacate, Xanaes y Ctlamochita, y arroyos menores.

Los materiales predominantes son loess típicos y retransportados, siguiéndole en importancia los sedimentos fluviales y aluviales. Toda la unidad tiene un fuerte control estructural. A nivel de asociación, el sistema de fallas meridionales originó una fosa tectónica y es el principal componente morfogenético. Internamente el relieve está controlado por geoformas agradacionales precuaternarias y cuaternarias, producidas por cambios climáticos aluviales disectados y por sistema de fallas entrecruzadas con rumbo predominante NE-SW y NW-SE.

Los procesos de erosión hídrica se manifiestan en forma de surcos y de arroyada difusa, y están condicionados por las pendientes, las precipitaciones, el manejo de los suelos y la susceptibilidad de los sedimentos a la erosión hídrica.

Asociación Plataforma Basculada. Es un bloque del antiguo basamento cristalino separado por el abrupto de la Sierra Chica

Se distinguen geoformas menores (Sanabria y Argüello, 2003), entre las cuales se pueden distinguir como las más notables: Lomas alargadas: son geoformas que se encuentran en todos los flancos de la cuenca a excepción del límite E, donde este rasgo se pierde en el paisaje. Son alargadas en sentido E-W. Facetas Áreas Cumbrales son geoformas regulares, alargadas y convexas, con un gradiente inferior al 1%. Es común que presenten erosión en surcos, tanto rectilíneos como meandriformes, y en casos extremos cárcavas. Lomas redondeadas: son geoformas que se observan NW y W de la unidad.

Plataforma Basculada Plana. Es una unidad homogénea, monótona que se extiende hacia el este sin distinciones de unidades menores importantes, en donde el relieve se homogeniza por la cobertura de potentes sedimentos de loess.

Las cuencas hídricas varían según el análisis de las geoformas mayores. Naturalmente que en los sectores ondulados, Depresión Periférica y Plataforma Basculada ondulada, son claramente definidas, mientras que en la Plataforma Basculada plana son absolutamente difusas (Fig.1)

En base a la presencia de ríos o arroyos, o de líneas de escurrimiento muy manifiestas se determinaron once cuencas hídricas, con distintos grados de precisión (Fig. 1). Algunas están claramente definidas, y otras tienen límites difusos o están integradas por un conjunto de cuencas pequeñas.

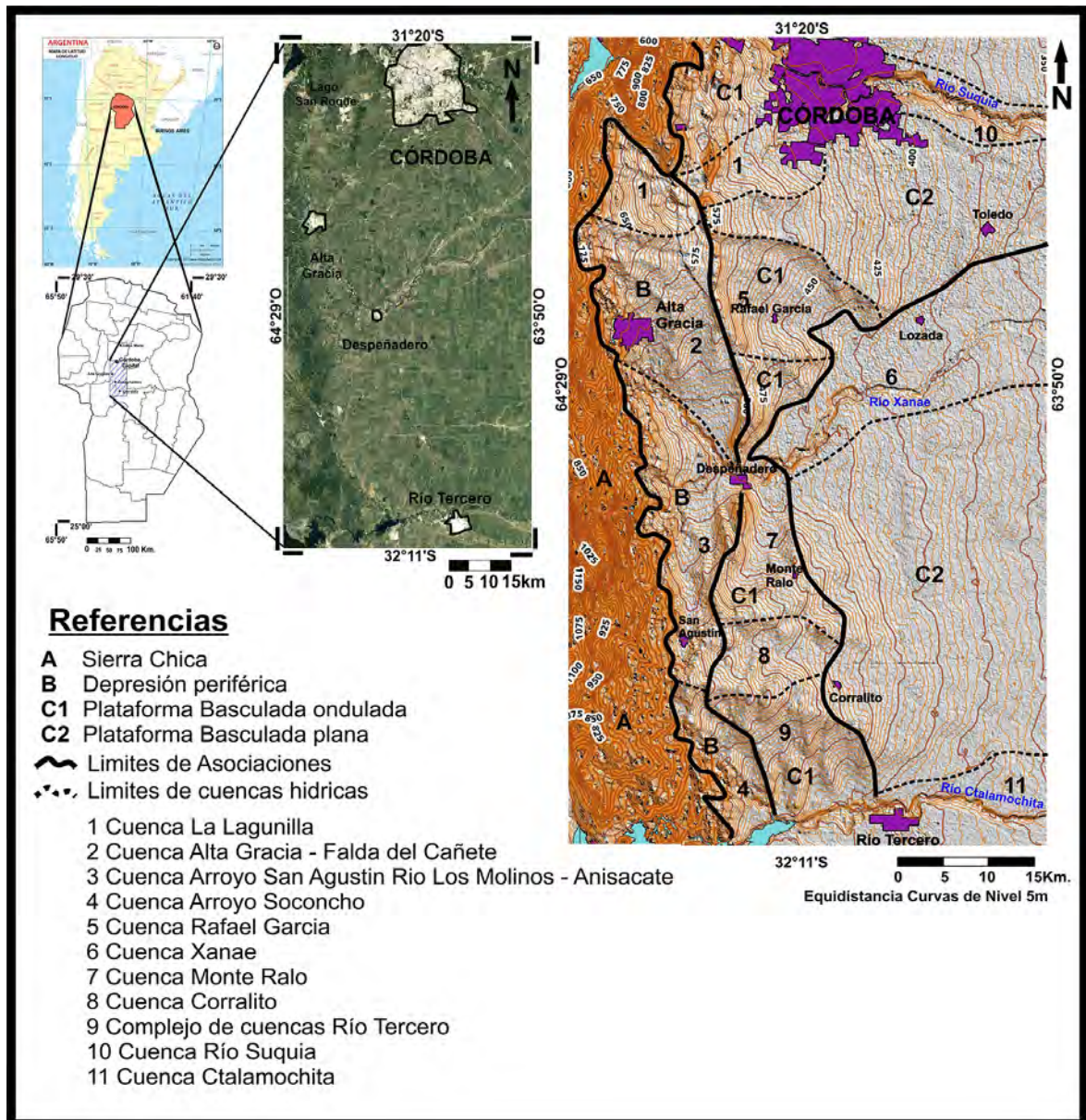


Figura 1. Imagen de ubicación y límites de unidades

Bibliografía:

- Capitanelli, R.1979. Capítulo V. Geomorfología En: Vazquez, J.B. (ed) Geografía Física de Córdoba. Ed Boldt. Bs.As: 213-296.
- Sanabria, J.A y Argüello, G.L. 2003. Aspectos geomorfológicos y estratigráficos en la génesis y evolución de la Depresión Periférica, Córdoba, (Argentina). Segundo Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 177-184, San Miguel de Tucumán.



PAISAJE GRANÍTICO EN EL PLUTÓN MUNRO

Emilia Yolanda AGUILERA¹, Oscar Alfredo MARTINEZ², Agustina REATO^{3@} y Eugenio ARAGÓN⁴

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP)

⁽²⁾FCNyCS - UNPSJB - Esquel

⁽³⁾Centro de Investigación Esquel de Montaña y Estepa Patagónica (CONICET-UNPSJB)

⁽⁴⁾Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP-CONICET,

^(@)agustinareato@comahue-conicet.gob.ar

Palabras clave: geomorfología granítica, fracturas, meteorización

La geomorfología de afloramientos graníticos constituye un campo de estudio de indudable interés. Este paisaje se desarrolla sobre rocas magmáticas emplazadas y consolidadas en profundidad y exhumadas por la erosión de los materiales suprayacentes. En su ascenso hacia la superficie son sometidas a tensiones litostáticas y tectónicas que definen la morfología final de los afloramientos, destacándose así los sistemas de discontinuidades litológicas y los productos de meteorización asociada.

El Plutón Munro es un cuerpo subvolcánico ubicado en la región extrandina de Chubut, entre las Sierras de Tecka y Languineo. Tiene forma elipsoidal, una superficie de 25 km², y está intruído por diques radiales y longitudinales (Fig.1A). Se le asigna una edad SHRIMP de 60 Ma (Rodríguez et al., 2017) y estudios regionales de trazas de fisión en apatitas (Savignano et al., 2016) sugieren que la exhumación del área tuvo lugar en el Paleógeno. Desde su emplazamiento hasta su exhumación transcurrieron menos de 35 Ma., estando expuesto a la meteorización desde el Mioceno al presente. Las observaciones de campo han permitido individualizar formas y materiales que representan los distintos niveles del antiguo perfil de meteorización, rocas frescas vinculables al frente de meteorización profundo, zonas de regolito y bloques inmersos en regolito. Entre las formas mayores se reconocieron: *bornhardts*, *nubbins*, *castle koppies* y menores: *boulders*, *flared slopes*, *gnammas*, *gutters/grooves*, *tafonis* y *pseudobeding*. Los *bornhardts* forman colinas individuales redondeadas, delimitadas por fracturas ortogonales. Las fracturas paralelas a la superficie dan como resultado un perfil cóncavo (Fig. 1B). Se destacan en masas convexas y permanecen como altos del paisaje desde donde escurren las aguas que se canalizan en formas menores (*gutters*) hacia zonas inferiores donde la meteorización avanza rápidamente. De ellos derivan *nubbins* y *castle koppies* (Fig. 1C y D). Los *nubbins* se disponen en laderas de *bornhardts* como protuberancias de aspecto cónico, integradas por bloques "in situ" producto de la rotura parcial debajo de la superficie. Los *castle koppies* presentan límites empinados asociados al desarrollo de diaclasas casi verticales. Algunos *boulders* (*corestones*) reflejan la desintegración continua de los *nubbins*, cuyas fracturas arqueadas dominan las bóvedas que delimitan. En otros sectores los *corestones* son bloques de roca intrínsecamente fresca, esféricos y elipsoidales inmersos en material meteorizado. Al pie de algunas laderas, a modo de concavidades transicionales, y en algunos bloques se han desarrollado *flared slopes* (Fig. 1F). Las cavidades de meteorización, *gnammas*, tienen variado tamaño y morfologías, y suelen estar asociadas a *gutters/grooves*, (canales y surcos). En las paredes verticales y subverticales de laderas y bloques se destacan cavidades del tipo *tafonis*. Por último, formas del tipo *pseudobeding*, que son estructuras desarrolladas a partir de diaclasas horizontales que siguen la pendiente regional. Evidencias de campo revelan que los *bornhardts* son formas estructurales desarrolladas en compartimentos de roca resistente con pocas fracturas abiertas, en contraste con la roca circundante muy fracturada y sujeta a mayor grado de meteorización. En el caso particular del Plutón Munro la fragmentación en bloques, a modo de septos, está potenciada por el sistema de diques, cuyas rocas se comportan con mayor resistencia y promueven la erosión/meteorización diferencial.

La estructura y la textura de los afloramientos estudiados permiten inferir que muchas de las geoformas mencionadas se inician en el subsuelo y su exposición se debe a la movilización del regolito. Algunas estructuras, como *pseudobeding*, tienen un origen asociado a la tectónica o a las deformaciones endógenas vinculadas al tipo de emplazamiento del plutón. En general, la mayoría de las geoformas son convergentes a medida que evolucionan por diferentes vías por procesos exclusivamente subaéreos tales como los eólicos, fluviales, o de vertiente.

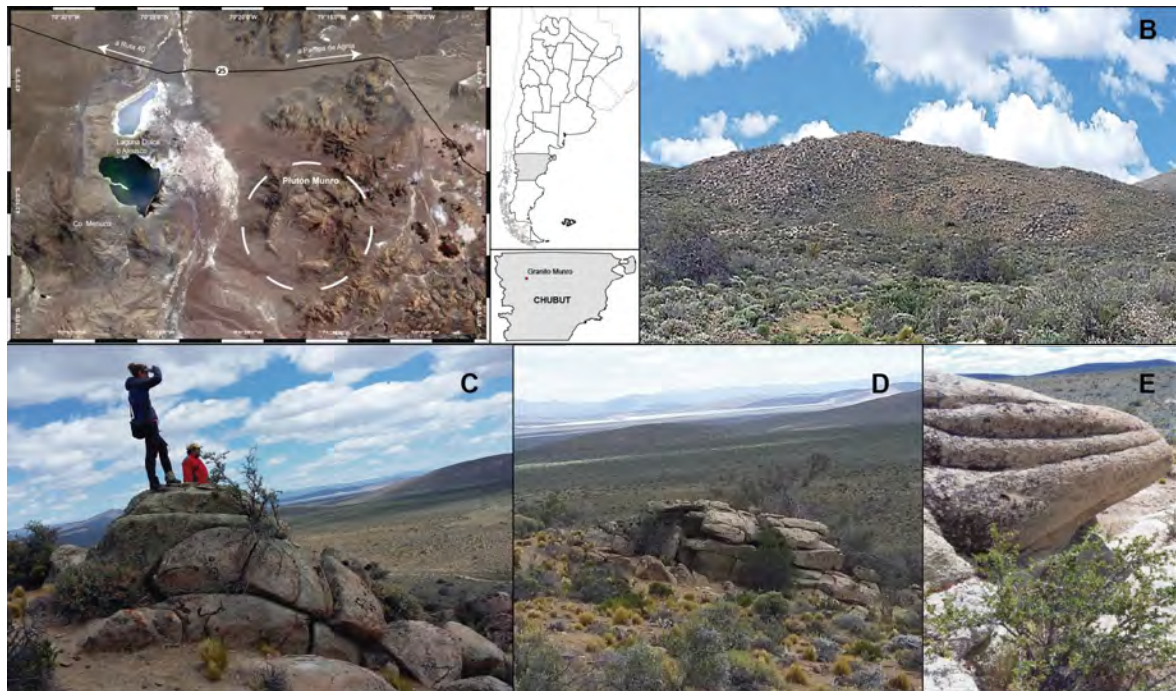


Figura 1. A) Ubicación área de estudio. B) Bornhardts en colinas individuales, C) y D) Castle koppies, formas asociadas al desarrollo de diaclasas. E) Flared slopes en bloques al pie de laderas.

Bibliografía:

- Rodríguez, C., Aragón, E., Castro, A., Pedreira, R., Sánchez-Navas, A., Díaz-Alvarado, J., D'Éramo, F., Pinotti, L., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Demartis, M., Hernando, I.R., Fuentes, T. 2017. The Palaeocene Cerro Munro tonalite intrusion (Chubut Province, Argentina): A plutonic remnant of explosive volcanism?. *Journal of South American Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2017.06.002.
- Savignano E., Mazzoli S., Arce M, Franchini M., Gautheron C., Paolini M., and Zattin M. 2016. (Un)Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: new insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'–43° S). *Tectonics*. doi: 10.1002/2016TC004225



PRIMERAS EVIDENCIAS DE ESPELEOTEMAS SILÍCEOS EN LA BRECHA CERRO COLORADO, SIERRAS AUSTRALES, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Silvia Cristina GRILL^{1@} y Fernando LEBINSON¹

⁽¹⁾ Instituto Geológico del Sur, Departamento de Geología, UNS

^(@) silviagrill@gmail.com

Palabras clave: espeleotemas, brecha Cerro Colorado, Sierras Australes

Los espeleotemas silíceos generados a partir de los procesos de disolución y precipitación de sílice presentan una génesis discutida. Algunos autores (Vidal Romaní et al., 2003, entre otros) incluyen dentro de las etapas de su formación una fase biogénica ligada a la actividad de hongos y bacterias; otros, Aubrecht et al. (2008) plantean un origen exclusivamente biológico (bioespeleotemas) asociado a bacterias heterotróficas o cianobacterias. El presente trabajo aporta los primeros datos sobre espeleotemas silíceos hallados en la "Brecha Cerro Colorado" (Andreis et al., 1971) de probable edad cretácica (Zárate et al., 1995). Estos depósitos dispuestos a lo largo del Valle de Las Grutas, entre las Sierras de Curamalal y Bravard (Fig. 1A), conforman cerros mesas con orientación SO-NE y alcanzan alturas entre 420 y 490 msnm. Litológicamente, están compuestos por clastos principalmente de cuarcitas, con tamaños mayores a 10 cm y cemento silíceo ferruginoso con su típica coloración rojiza. Los espeleotemas silíceos hallados en la Brecha Cerro Colorado, son relativamente pequeños, con tamaños que van desde mm hasta 4 cm., localizándose en general a lo largo de fracturas y planos de estratificación (Fig. 1B). La etapa inicial de nuestro trabajo consistió en la identificación de los rasgos mencionados, considerando que los mismos constituyen microambientes propicios (húmedos y oscuros) para la actividad biológica. Se tomaron muestras para efectuar análisis morfológico, mineralógico (mediante dispersión por rayos X) y micropaleontológicos (palinofacies). El primero de ellos se realizó bajo lupa binocular (Fig. 1C) y se siguió la clasificación de Wray (1999). Entre las estalactitas se destacan las microformas *coraloides*, las cuales semejan corales (o coliflores), algunas alcanzan los 5 mm de diámetro y 2-8mm de largo; otras son *tabicadas*, en general onduladas, siendo algunos tabiques muy finos (espesor: 1mm) con alturas que alcanzan los 4 mm. Asociadas a las coraloides, se registraron "*popcorn*" las cuales difieren de las primeras por sus formas típicas y sus diámetros relativamente mayores, alcanzando los 7 mm. Las microformas *cilíndricas* y *cónicas* son menos abundantes en los espeleotemas estudiados que las coraloides, alcanzando las primeras hasta 8 mm de largo y las segundas 2 mm. Entre los espeleotemas tipo *flowstones*, se observaron morfologías *laminares* muy finas con espesores inferiores a 1 mm, resultando imperceptibles en ellas las estructuras del flujo. Este tipo de formas se relacionan directamente con la morfología de las rocas que tapizan. Las microformas *botroidales* son similares a las laminares pero de mayor espesor, alcanzan los 7 mm, y en ellas se observan estructuras de flujo. Estas últimas son menos frágiles que las estalactitas. Además de las morfologías descriptas, se observaron formas circulares ("oolitas") con tamaños variables $\leq 1\text{mm}$ a 4 mm, cuando las mismas adquieren mayor tamaño adquieren formas semejantes a "champignones" (Aubrecht et al., 2008); en otros casos los contornos gradan a angulares alcanzando los 8 mm de longitud. Todas las muestras presentan un color gris homogéneo y se destaca que la textura en las estalactitas es más porosa que en las *flowstones*. Los resultados obtenidos a partir de difracción de Rayos X mostraron la presencia de sílice amorfa (ópalo), formas cristalinas de SiO_2 y otros minerales como feldespatos y hematita. El ópalo se reconoce a partir de una amplia banda difusa entre los $15\text{-}30^\circ 2\theta$, en donde a su vez, se destacan picos característicos del cuarzo. En relación al contenido micropaleontológico de los espeleotemas (analizado con un microscopio óptico), se registró la presencia de granos de polen, esporas de hongos y algas y restos de material carbonizado. El polen y las partículas de carbón habrían sido introducidos en los espeleotemas a través del viento y del agua que percola por las grietas, quedando atrapados en las estructuras porosas generadas durante la fase biogénica (Vidal Romaní et al. 2003). El desarrollo "in situ" de hongos y algas, habría sido favorecido por la alta solubilidad del ópalo (particularmente en las aguas vadasas). Estos microorganismos podrían asociarse a las fases biogénica y de re-solución propuestas por Vidal Romaní et al. (2003). Al final de esta última fase, cuando cesa la infiltración y los espeleotemas se van desecando, todos los microorganismos mencionados, habrían sido enterrados y fosilizados. Los palinomorfos registrados permitirían además corroborar la importancia de la actividad biológica en los procesos de disolución y precipitación de la sílice.

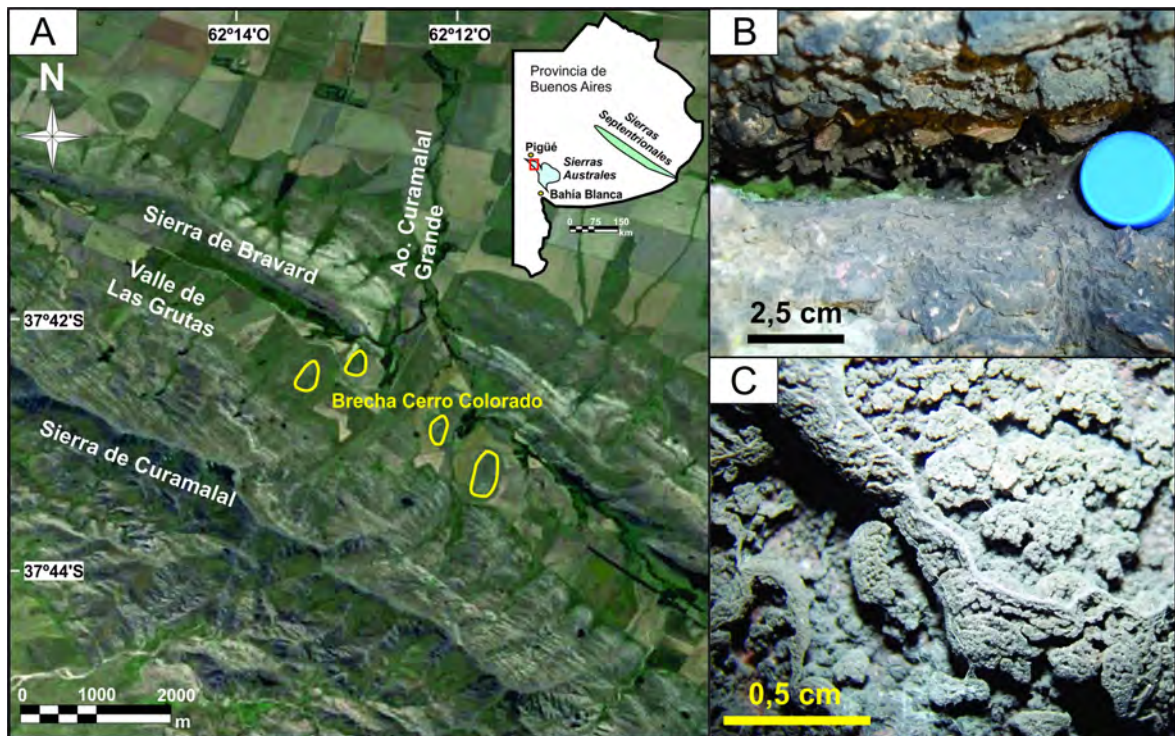


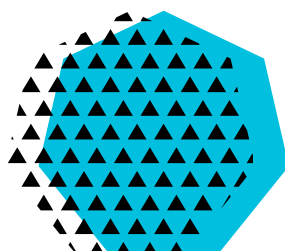
Figura 1. A) Ubicación de los afloramientos de la Brecha Cerro Colorado a lo largo del Valle de Las Grutas. B) Espeleotemas silíceos desarrollados en la pared de la brecha. C) Detalle de los espeleotemas donde se observan morfologías tipo coraloides y tabicadas.

Bibliografía:

- Andreis, R., Spalletti, L. y Mazzoni, M. 1971. Sedimentología de la Brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Reunión sobre Geología Sierras Australes Bonaerenses, Prov. de Buenos Aires. CIC (La Plata): 65-96.
- Aubrecht, R., Brewer-Carías, Ch., Smida, B., Audy, M. y Kovácik, L. 2008. Anatomy of biologically mediated opal speleothems in the World's largest sandstones cave: Cueva Charles Brewer, Chimantá Plateau, Venezuela. *Sedimentary Geology* 203: 181-195.
- Vidal Romani, J. R., Bourne, J. A., Twidale, C. R. y Campbell, E. M. 2003. Siliceous cylindrical speleothems in granitoids in warm semiarid and humid climates. *Zeitschrift für Geomorphologie* 47: 417-437.
- Wray, R.A.I. 1999. Opal and calcedony speleothems on quartz sandstones in the Sidney region, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 46: 623-632.
- Zárate, M., Rabassa, J., Partridge, T. y Maud, R. 1995. IV Jornadas Geológicas y Geológicas Bonaerenses (Junín, 1995). *Actas*: 159-167.

Sesión 12

Cartografía digital y sensores remotos



Coordinadora:
Marcela Cioccale (CICTERRA)



CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DE ROCAS GRANÍTICAS, SIERRAS GRANDES DE CÓRDOBA-ARGENTINA: USO DE VEHÍCULO AÉREO NO TRIPULADO (VANT) FOTOGRAMETRÍA (SfM) Y SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA (SIG)

Marcela CIOCCALE^{1@}, Micaela PLEITAVINO¹, Sergio PELLEGRINO¹ y Eduardo GARCÍA ARÁOZ^{1,2}

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba

⁽²⁾CONICET

^(@)mcioccale@hotmail.com

Palabras clave: granito, VANT/SfM/SIG, geomorfología

Se presenta un ejemplo del uso de fotografías tomadas por vehículos aéreos no tripulados (VANT) y procesamiento fotogramétrico (Estructura del procedimiento de movimiento - *Structure from motion*-SfM) aplicado al estudio de la geomorfología de un relieve típico de rocas graníticas: Bochones (boulders). El objetivo del trabajo es investigar las posibilidades de obtener cartografía detallada de geformas graníticas de manera automática por medio del uso de las herramientas VANT-SfM-SIG y desarrollar técnicas que permitan cuantificar parámetros geomorfométricos de los paisajes graníticos.

La zona de estudio se ubica en el Batolito de Achala, Sierras Grandes de Córdoba, entre los -31,6123° - -31,6115° y -64,9118° - -61,9109°. Se trata de una porción de paisaje granítico dominado por bochones (boulders) situado en la ladera occidental de la Sierra Grande, estas geformas dominantes presentan dimensiones entre 1 a 4m de diámetro.

La metodología consistió en realizar un vuelo con un VANT (DJI Phantom 4 pro) a 100m de altura, con un plan de vuelo organizado por medio de la herramienta PIX4DCapture. Se obtuvieron 101 fotografías que cubrieron un área de 6.25 km². Posteriormente se realizó el procesamiento por medio de la técnica de SfM, a partir del cual se obtuvo la nube y malla de puntos tridimensionales (Carrivick et al., 2016, Pleitavino et al. 2017). Con este proceso se logró una ortoimagen y un modelo digital de superficie (MDS), ambos productos con resoluciones de 2,5 cm/pixel (Figura 1A y 1B). Posteriormente, en ambiente SIG, se seleccionó una porción para la cartografía derivada (Figura 1). Desde la ortoimagen (Figura 1A) se delimitaron los afloramientos de roca granítica (Figura 1C) y se establecieron las discontinuidades principales (Figura 1D) que fueron graficadas por medio de un diagrama de rosa (Figura 1E). Con este procesamiento pudo establecerse dos familias de diaclasas ortogonales Norte-Sur y Este-Oeste. Utilizando la información suministrada por el MDS se calcularon pendientes, sombreado, orientación de laderas y se obtuvo la red de drenaje.

Debido a la alta resolución fue posible distinguir aspectos del microrelieve de la superficie los afloramientos graníticos: diaclasas con diferentes aberturas, diques, rills, sectores con material meteorizado; todas estas geformas muy difíciles de cartografiar y medir por medio de las metodologías tradicionales.

El método VANT/SfM/SIG permitió una considerable mejora en la visualización de la superficie, lo cual es aplicable con éxito como suplemento a los modelos de elevación existentes de menor resolución. Esta combinación es especialmente recomendada para áreas con afloramientos rocosos complejos, como son los relieves graníticos, donde la disponibilidad de microtopografía es particularmente útil para el estudio de paisajes dominado por bochones (boulders) como el presentado en este trabajo.

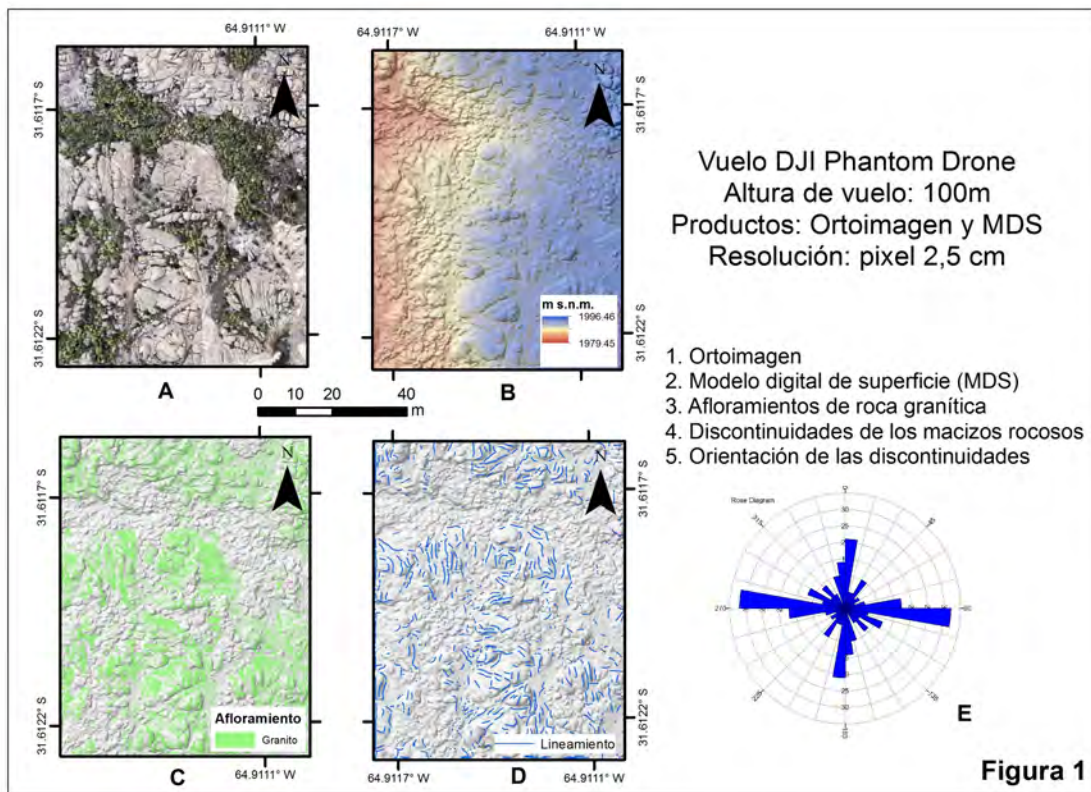


Figura 1. Resultados de la aplicación de VANT/SfM/SIG. A) Ortoimagen de afloramiento de relieve granítico (bochones). B) Modelo Digital de Superficie (MDS). C) Delimitación de afloramientos. D) Determinación automática de discontinuidades. E) Diagrama de rosa de orientaciones principales de discontinuidades a partir de la información de la figura D.

Bibliografía:

- Carrivick, J.L., Smith, M.W. y Quincey, D.J. 2016. Structure from motion in the geosciences. Wiley-Blackwell. 208p
- Pleitavino, M., Cioccale, M.A. y Panero, J.P. 2017. Marco teórico conceptual de la enseñanza de los sistemas de representación en Argentina. Territori e frontiere della rappresentazione territories and frontiers of representation. GANGEMI Ed. Nápoli. 517-524.



DESARROLLO DE CUENCAS SUBGLACIARIAS SOBREECAVADAS EN LA CORDILLERA FUEGUINA, TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA: IDENTIFICACIÓN MEDIANTE TÉCNICAS DE MAPEO AUTOMÁTICO

Lucas OLIVA^{1@}, Marcela CIOCCALE¹ y Jorge RABASSA²

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina

⁽²⁾Centro Austral de Investigaciones Científicas

^(@)mcioccale@hotmail.com

Palabras clave: depresiones subglaciarias, erosión glaciaria, Tierra del Fuego

La sobreexcavación glaciaria (*'overdeepening'*) es el proceso mediante el cual un glaciar -debido a su capacidad para movilizar agua y sedimentos a través de pendientes adversas- erosiona el sustrato por debajo del perfil fluvial preexistente (o del nivel del mar), dando como resultado depresiones topográficas cerradas, típicamente presentes en circos, fiordos y fondos de valles glaciarios (*e.g.* Linton, 1963). Se cree que la sobreexcavación ejerce un control significativo en el desarrollo del paisaje glacial, y que tiene un potencial considerable para afectar la respuesta de las masas de hielo al cambio climático. De este modo, es probable que desempeñe un importante rol en la vinculación entre los procesos tectónicos y el clima, y en los patrones de levantamiento isostático, evolución topográfica y deformación cortical a escala de sistema montañoso. La sobreexcavación glaciaria y sus geoformas asociadas son todavía poco comprendidas, y los antecedentes de estudios cuantitativos sistemáticos referidos a su distribución y morfología son sumamente limitados, centrándose principalmente en depresiones existentes bajo glaciares contemporáneos (*e.g.* Haerberli *et al.*, 2016; Colonia *et al.*, 2017). En la actualidad existe un creciente interés por entender el origen de los sistemas glaciarios sobreexcavados y su implicancia en los procesos glaciológicos y geomorfológicos, puesto que reflejan una geometría de equilibrio glaciar-sustrato que incrementaría la sensibilidad de la masa de hielo al clima, maximizando la eficiencia de la descarga glaciaria.

En la Cordillera Fueguina, el paisaje labrado por los glaciares desde el Pleistoceno tardío proporciona abundantes ejemplos de sobreexcavación glaciaria. Se escogió para este estudio el segmento andino que rodea al Lago Fagnano, donde la cordillera presenta sus mayores elevaciones y la presencia de circos y valles glaciarios dominan el relieve.

Las cuencas sobreexcavadas fueron mapeadas con métodos de aproximación automática a partir del Modelo Digital de Elevación (MDE) del SRTM, aplicando la herramienta de Depresiones Cerradas del Sistema de Información Geográfica SAGA[®] (v2.2.3) (Módulo *Basic Terrain Analysis*). A su vez, se aplicó al MDE un procesamiento para extraer la profundidad relativa de los valles (Módulo *Valley Depth* de SAGA[®]), el cual provee la distancia vertical respecto al nivel de base de la red de drenaje, y se efectuó una clasificación automática de geoformas basada en el Índice de Posición Topográfica (TPI; Módulo *Topographic Position Index* de SAGA[®]), que mide la diferencia entre la elevación de un punto central y la elevación media alrededor del mismo, utilizando un radio predeterminado.

Las observaciones preliminares efectuadas permitieron constatar lo siguiente:

1. Las depresiones subglaciarias adquieren su mayor desarrollo en aquellos sectores donde se registran cambios en el área de la sección transversal de los valles glaciarios, fundamentalmente en sus confluencias, así como aguas arriba de estrechamientos y cambios de rumbo abruptos en los mismos (Figura1). Allí, la velocidad basal del hielo habría experimentado una aceleración, resultando en un mayor poder erosivo. En estos sitios los valles suelen presentar las mayores profundidades relativas.

2. Con frecuencia, las cuencas sobreexcavadas de mayores dimensiones, típicamente presentes en el fondo de los valles principales, se encuentran colmatadas por sedimentos, y el mapeo automático de geoformas basado en el TPI permitió visualizar su localización en coincidencia con las unidades correspondientes a planicies.

3. Debido a que las cuencas subglaciarias se encuentran usualmente asociadas a áreas topográficas donde el flujo del hielo se ve confinado en sus laterales, se asume que los márgenes del manto de hielo que durante la Última Glaciación procedía de la Cordillera Darwin (Chile), y desde donde los glaciares de descarga se encausaban en grandes valles, habrían constituido sectores preferenciales para la formación de las mayores depresiones encontradas en la región, actualmente ocupadas por cuerpos de agua (*e.g.* lagos Fagnano, Chepelmut, Yehuin y Escondido, y laguna San Ricardo) (Figura1).

La vinculación de la sobreexcavación glaciaria con fenómenos de peligrosidad natural, tales como la posibilidad de colapso de lagos que se encuentran inundando depresiones de deglaciación actuales o



recientes, o la sobreexcavación de repositorios de residuos radiactivos durante futuras glaciaciones, hacen necesario su estudio sistemático, en la actualidad facilitado por la disponibilidad de MDE globales de alta resolución y de herramientas de SIG cada vez más específicas.

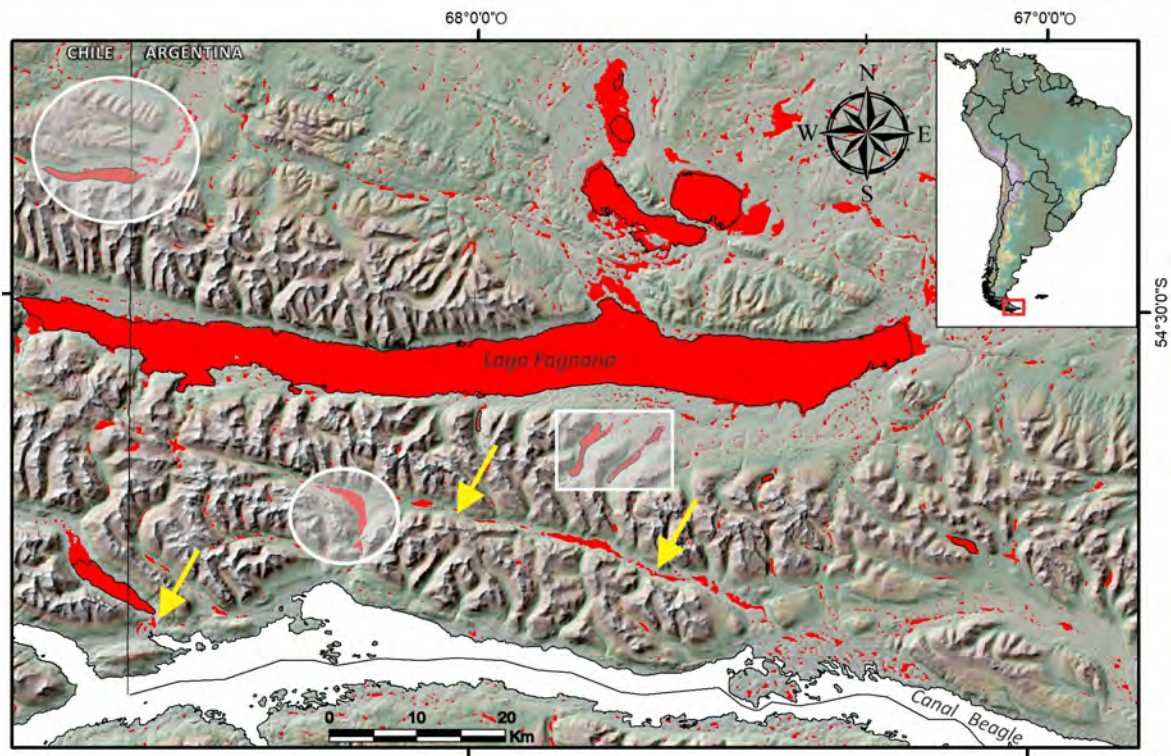


Figura 1. Depresiones sobreexcavadas en la Cordillera Fueguina. Los círculos delimitan depresiones formadas en relación al cambio de dirección del flujo glaciar, mientras que las flechas señalan sectores de estrechamiento en los valles, los cuales habrían promovido la génesis de cuencas subglaciares inmediatamente aguas arriba. En el caso del estrechamiento más oriental, es posible que un aumento del espesor del hielo por endicamiento haya producido la derivación de las dos lenguas glaciares que formaron hacia el norte las depresiones indicadas dentro del rectángulo (Lago Escondido y Laguna San Ricardo). Los contornos en color negro representan cuerpos de agua.

Bibliografía:

- Linton, D. L. 1963. The forms of glacial erosion. *Transactions and Papers (Institute of British Geographers)* 33: 1-28.
- Haerberli, W., Linsbauer, A., Cochachin, A., Salazar, C., & Fischer, U. H. 2016. On the morphological characteristics of overdeepenings in high-mountain glacier beds. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 13: 1980-1990.
- Colonia, D., Torres, J., Haerberli, W., Schauwecker, S., Braendle, E., Giraldez, C., & Cochachin, A. 2017. Compiling an Inventory of Glacier-Bed Overdeepenings and Potential New Lakes in De-Glaciating Areas of the Peruvian Andes: Approach, First Results, and Perspectives for Adaptation to Climate Change. *Water* 9, 5: 336.



DIGITALIZACIÓN DE FOTOGRAMAS AÉREOS ANTIGUOS: UNA FUENTE DE DATOS TOPOGRÁFICOS PARA ANÁLISIS MULTITEMPORALES

Micaela PLEITAVINO^{1@}, Marcela CIOCCALE¹ y Eduardo GARCÍA ARÁOZ²

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba

⁽²⁾CONICET - Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba

^(@)micaelapleitavino@gmail.com

Palabras clave: structure from motion, fotogrametría, dique la quebrada

La representación 3D del paisaje a partir de técnicas fotogramétricas tiene sus orígenes a finales del siglo XIX, cuando Aimé Laussedat experimentó la toma de imágenes para mapeo topográfico mediante globos y barriletes. Desde entonces, la fotogrametría ha avanzado rápidamente hasta convertirse en una herramienta esencial en las geociencias, condicionada en su uso a un número limitado de especialistas, debido a los altos costos de implementación. Con el advenimiento de la Era Digital, llegaron grandes avances en el campo de la visión artificial y una fuerte explosión tecnológica respecto a sensores digitales y capacidades computacionales, a partir de los cuales se introdujeron una serie de algoritmos denominados *Structure from Motion*, más conocidos por sus siglas en inglés como *SfM*, prometiendo representaciones del entorno con una alta resolución topográfica, a bajo costo. Esta técnica podría ofrecer un salto metodológico en cuanto a aplicaciones geomorfológicas, ya que requiere poco entrenamiento y es extremadamente económica. Se propone aquí integrar la fotogrametría tradicional y el nuevo enfoque fotogramétrico mediante la digitalización de fotogramas aéreos antiguos, en la búsqueda de: (A) Evaluar cualitativamente la calidad de la información topográfica generada, en pos de proponer la reutilización de datos existentes que se encuentran actualmente en desuso. (B) Utilizar los resultados para la creación de una línea de tiempo ofreciendo la posibilidad de un análisis 4D en el área del Dique La Quebrada, ubicado en las cercanías de la localidad de Río Ceballos (Córdoba, Argentina).

La técnica utilizada (*SfM*) opera bajo los mismos principios básicos de la fotogrametría estereoscópica: utiliza una serie de imágenes con un cierto grado de solapamiento, para obtener un modelo 3D. Sin embargo, difiere de la fotogrametría convencional en el hecho de que la geometría de la escena, las posiciones y orientaciones de la cámara, se resuelven automáticamente mediante una serie de algoritmos, sin la necesidad de especificar a priori una red de puntos que tengan posiciones 3D conocidas. Las corridas procesadas corresponden a 48 fotogramas de escala 1:20.000 captados en un vuelo realizado en el año 1970, de una porción de las Sierras Chicas, y 67 fotogramas de escala 1:5.000 correspondientes al año 1996, de un sector más limitado de las Sierras, ambas corridas abarcando el área donde hoy se emplaza el Dique La Quebrada.

Los resultados obtenidos corresponden a nubes de puntos, mallas triangulares 3D, ortomosaicos y DSM. En los dos casos, los valores de error medio cuadrático (RMS) rondan el orden de los 10 metros, una desviación acorde al método de georreferenciación empleado, y alcanzan resoluciones de 13,85 m/píxel (DSM 1970) y 2,55 m/píxel (DSM 1996).

La utilización de aerofotos e imágenes satelitales, organizadas como una línea de tiempo de más de 40 años en el Dique La Quebrada, permitió realizar observaciones directas de la configuración del paisaje y comparaciones a lo largo de la historia. En la secuencia temporal presentada (Figura 1), la ortofoto del año 1970 muestra la configuración del paisaje anterior a la construcción del dique; la no existencia del mismo permite apreciar el relieve de lo que hoy es el fondo del lago. La correspondiente al año 1996 refleja el mayor volumen del lago, reconociéndose una mejora en las condiciones de la vegetación, además de modificaciones civiles tales como caminos, y un aumento de la población circundante. Finalmente, la imagen satelital del año 2013 (Bing, SAS Planet), muestra la sequía generalizada y, por ende, la baja del nivel que se produjo ese año. En cuanto a la vegetación, ésta se distingue densa y más uniforme.

Se destaca así la importancia de tener una herramienta que permita generar ortofotos digitales a partir de aerofotos antiguas, ya que puede proporcionar imágenes anteriores al registro satelital (1972). La técnica *SfM* puede ser aplicada a un amplio rango de escalas temporales y espaciales, entregando resultados con resoluciones de hasta un nivel de detalle sin precedentes, permitiendo nuevos conocimientos de los procesos en la superficie terrestre, es decir, permite realizar reconstrucciones 4D de ambientes dinámicos. Esto impulsaría el reciclado de la información contenida en fotogramas aéreos antiguos, permitiendo la obtención de una variedad de productos. La georreferenciación puede ser la causa de importantes errores, y debe investigarse para evitar interpretaciones equivocadas. Como con cualquier técnica, la experiencia adquirida a través de la



aplicación es necesaria para asegurar que las expectativas sean realistas, y para desarrollar criterio en cuanto a los resultados.

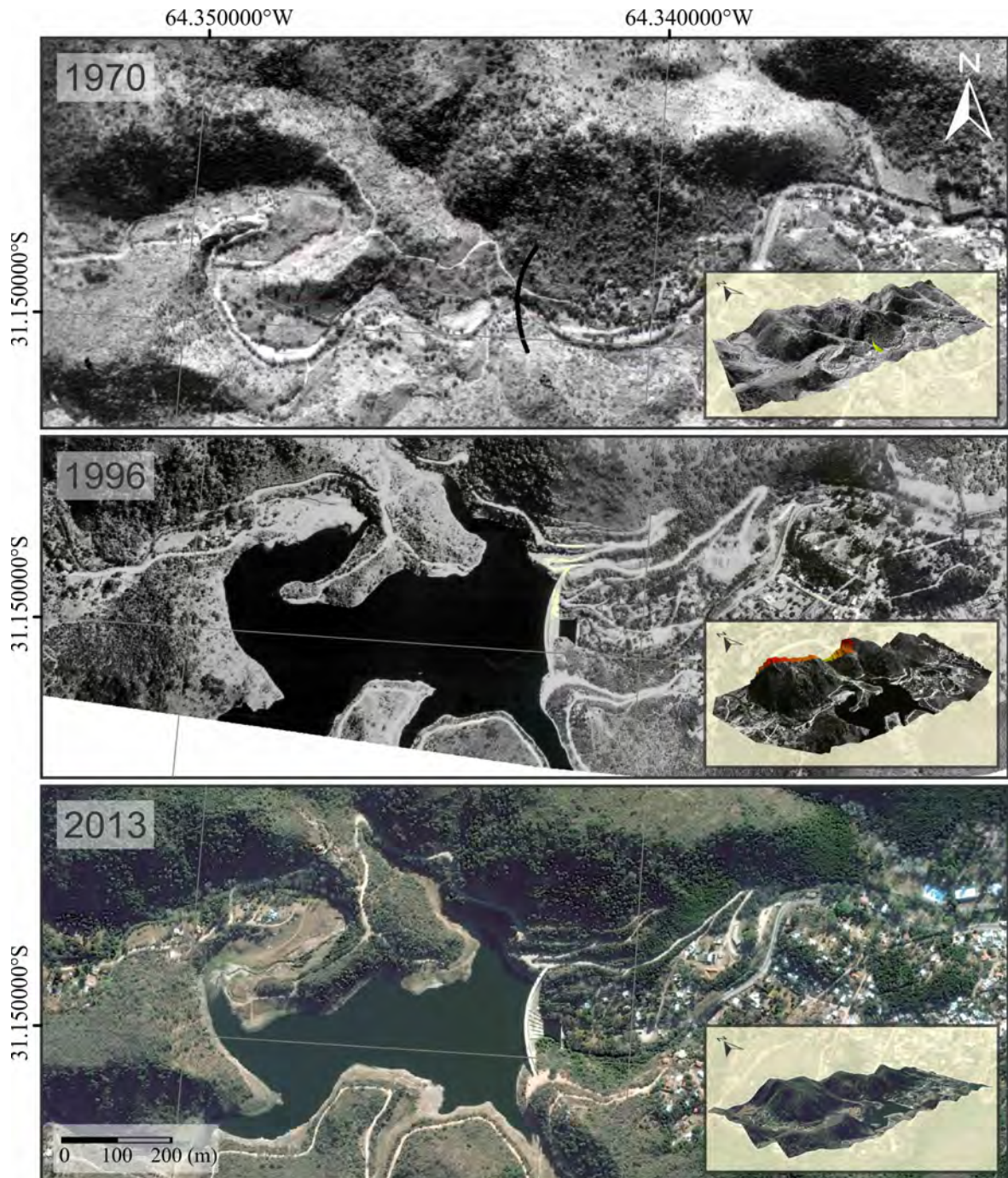


Figura 1. Línea de tiempo conformada por el ortomosaico restituido correspondiente al año 1970, el correspondiente al año 1996, y la imagen satelital 2013 (Bing, SAS Planet), todos con sus respectivos DSM.



DINÁMICA INTERANUAL Y ESTACIONAL DE LA LAGUNA CHAUIJARA (PUNA NORTE, JUJUY) Y SU RELACIÓN CON LAS PRECIPITACIONES

Carla Daniela SANTAMANS^{1@}, Maria Gabriela FRANCO^{1,2}, Liliana C. LUPO¹ y Francisco E. CÓRDOBA^{1,2}

⁽¹⁾Instituto de Ecorregiones Andinas (CONICET-Unju)

⁽²⁾Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy

[@]carla.santamans@gmail.com

Palabras clave: morfometría lacustre, variabilidad hidroclimática, Andes Centrales

Los parámetros morfométricos de una laguna (por ejemplo: área, profundidad, volumen) y su relación con las variables hidroclimáticas, guardan estrecha relación con su funcionamiento y dinámica temporal. Las respuestas de un sistema lacustre a este tipo de variables, pueden quedar preservadas en el registro sedimentario, por lo que el estudio de la morfometría constituye un excelente punto de partida para una posterior reconstrucción paleolimnológica. En este trabajo se caracterizan parámetros morfométricos de la laguna Chaupijara (Andes Centrales de Jujuy; 22°39'S, 66°49'O; 4550 m s.n.m) con el objetivo de analizar la respuesta de este sistema frente a la variabilidad hidroclimática reciente. La región se halla en la Diagonal Árida Sudamericana, en una zona de transición climática entre la circulación atmosférica asociada al Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS), que aporta humedad desde la cuenca Amazónica en los meses de verano, y la influencia más septentrional de los Vientos del Oeste. Así, la región de estudio conforma un área clave para detectar los cambios en las condiciones de humedad efectiva. En el presente trabajo se analizan los cambios en el volumen de agua que experimentó la laguna Chaupijara en las últimas décadas a escala estacional e interanual, vinculados a la variabilidad regional de las precipitaciones, en este sector de los Andes Centrales.

Para determinar los volúmenes de agua de la laguna se empleó un conjunto de geo-algoritmos disponibles en los sistemas de información geográfica (libres y de código abierto) QGis y SAGA-Gis. Se partió de la base de imágenes satelitales LANDSAT a las cuales se aplicaron diversos índices, que permitieron discriminar los cuerpos de agua de otros tipos de cobertura terrestre. Los índices empleados fueron: NDWI (Normalized Difference Water Index), MNDWI (Modified Normalized Difference Water Index) y AWEI (Automated Water Extraction Index). Una vez aislada la laguna, se calculó su superficie a lo largo del periodo 1975-2017. Por otro lado, se realizó un relevamiento *in situ* de la batimetría total, con la cual se construyó una red de triángulos irregulares (TIN). Finalmente, se combinó el TIN con las superficies de la laguna para los distintos años, y se calcularon los respectivos volúmenes. Asimismo, se tomó como referencia hidroclimática, la estación climática Linzor (Chile; 22°13'S, 68°01'O; 4100 m s.n.m) por ser aquella con el registro pluviométrico más completo, que se encuentra próxima y a una altitud similar con respecto a la región de estudio. Dichos datos de lluvia se estandarizaron y se calcularon los promedios por estación (otoño, invierno, primavera, verano) y para cada año hidrológico en el periodo citado. Los volúmenes de la laguna se trabajaron de idéntica manera.

En este marco, se observó que la influencia de la precipitación sobre la dinámica interanual de la laguna no es directa, sino que por el contrario, existe una respuesta tardía de los volúmenes en el periodo 1975-2017. Esto se evidencia en una alta variabilidad interanual, asociada en gran parte al fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur, mediante un aumento (disminución) de la precipitación durante eventos de La Niña (El Niño), que a su vez se ve reflejado en un ascenso (descenso) del volumen de agua del sistema. Con respecto a la variabilidad intra-anual, se observa que los volúmenes reflejan el aumento de las precipitaciones asociadas a la dinámica del SAMS durante los meses de primavera-verano-otoño. Por el contrario, durante los meses de invierno, cuando la precipitación disminuye notablemente el volumen de agua se incrementa. Esta respuesta interanual y estacional de la laguna podría estar asociada a diferentes factores y variables, tanto climáticas locales (precipitación, temperatura, intensidad de vientos), así como físicas de la cuenca de aporte.

Sobre la base de lo expuesto se pudo inferir que la morfometría de la laguna Chaupijara guarda una estrecha relación con las precipitaciones de la región; es una gran herramienta para comprender el funcionamiento del sistema actual y constituye un marco de referencia para las reconstrucciones paleoclimáticas.



GEOMORFOMETRÍA APLICADA A LA PROSPECCIÓN DE AGUA SUBTERRÁNEA EN ROCAS GRANÍTICAS: CUENCA ARROYO TANTI (CORDOBA)

Eduardo GARCÍA ARÁOZ^{1@}, Rodrigo LAVARDA RAMALLO² y Marcela CIOCCALE³

⁽¹⁾CONICET - Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba

⁽²⁾Geólogo Consultor

⁽³⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba

^(@)garciaaraoze@hotmail.com

Palabras clave: agua subterránea, potencial hidrogeológico, macizo granítico fracturado

En las localidades serranas de la provincia de Córdoba se ha observado con los años una tendencia creciente en la demanda de los recursos hídricos. En este sentido, la prospección de nuevas fuentes de agua está adquiriendo una relevancia cada vez más importante. El Índice de Potencial Hidrogeológico para Macizos Fracturados (IPHMF) es un instrumento diseñado para este propósito y está orientado a las primeras etapas de exploración del recurso, especialmente en regiones carentes de información.

La metodología propuesta ha sido diseñada y calibrada en la cuenca del arroyo Tanti, ubicada en la localidad homónima de la Provincia de Córdoba. Esta cuenca se desarrolla completamente sobre litología granítica, y presenta un perfil hidrogeológico compuesto de la siguiente manera (Figura 1A): (1) Macizo rocoso intacto: Es roca Impermeable de la cual no se puede extraer agua. (2) Macizo rocoso fisurado: Es roca fracturada donde el agua circula sólo por fisuras; aquí los acuíferos están condicionados por la densidad del fracturamiento y el grado de apertura de las fisuras, así como por los materiales que puedan rellenar las grietas. (3) Macizo rocoso fisurado y meteorizado: Constituye la porción superior del macizo rocoso; aquí el agua circula por fisuras, microfisuras y poros. Los acuíferos que se pueden encontrar en ellas suelen ser de significativa importancia y buena calidad. (4) Coluvio y aluvio: El agua circula por los poros, es una buena roca acuífera. Mediante observaciones de campo, se ha podido establecer que, en general, el relleno coluvial y el manto de roca alterada, en conjunto, tienen un espesor y extensión que resultan insuficientes para albergar acuíferos de buen caudal y que sean sustentables en el tiempo. Estos acuíferos están restringidos a pequeños valles que tienen escaso volumen como reservorio y carecen de áreas de aporte de relevancia; por ello son muy dependientes de los aportes pluviales directos y son muy vulnerables a los períodos secos. No obstante, su distribución espacial, y posición en el paisaje son de vital importancia actuando como zonas de recargas para acuíferos más profundos desarrollados dentro del macizo fracturado. De esta manera, el acuífero que tiene mayor interés, desde el punto de vista de posibilidades de captación de agua permanente en el tiempo, se halla dentro del macizo rocoso fisurado y, en especial, en la intersección de dos o más juegos de fracturas. Así, el IPHMF ha sido diseñado para evaluar el potencial que presentan las discontinuidades del macizo rocoso para el almacenamiento y circulación del agua subterránea (Figura 1.B). Se basa en la combinación de 5 parámetros geomorfométricos, calculados a partir de un modelo digital de elevación, e interpretados de manera individual en referencia al potencial hidrogeológico que cada uno de ellos indica. En su expresión matemática se calcula como una sumatoria ponderada de estos índices en los puntos de interés.

En base a los resultados obtenidos, es posible afirmar que los puntos de potencial hidrogeológico más favorable coinciden con los sitios donde se ha corroborado, de manera directa (por perforaciones) o indirecta (por vertientes), la existencia del recurso. Además, la distribución de los posibles acuíferos, responde a la división estructural y geomorfológica de la cuenca (Figura 1.C). De esta manera, el IPHMF ha demostrado ser una medida eficiente, sencilla de aplicar e interpretar y de bajo costo. Se concluye así, que la metodología propuesta es de gran aplicación para estudios de prospección preliminares o de factibilidad en cuencas donde no existan o sean escasos los antecedentes y estudios hidrogeológicos previos.

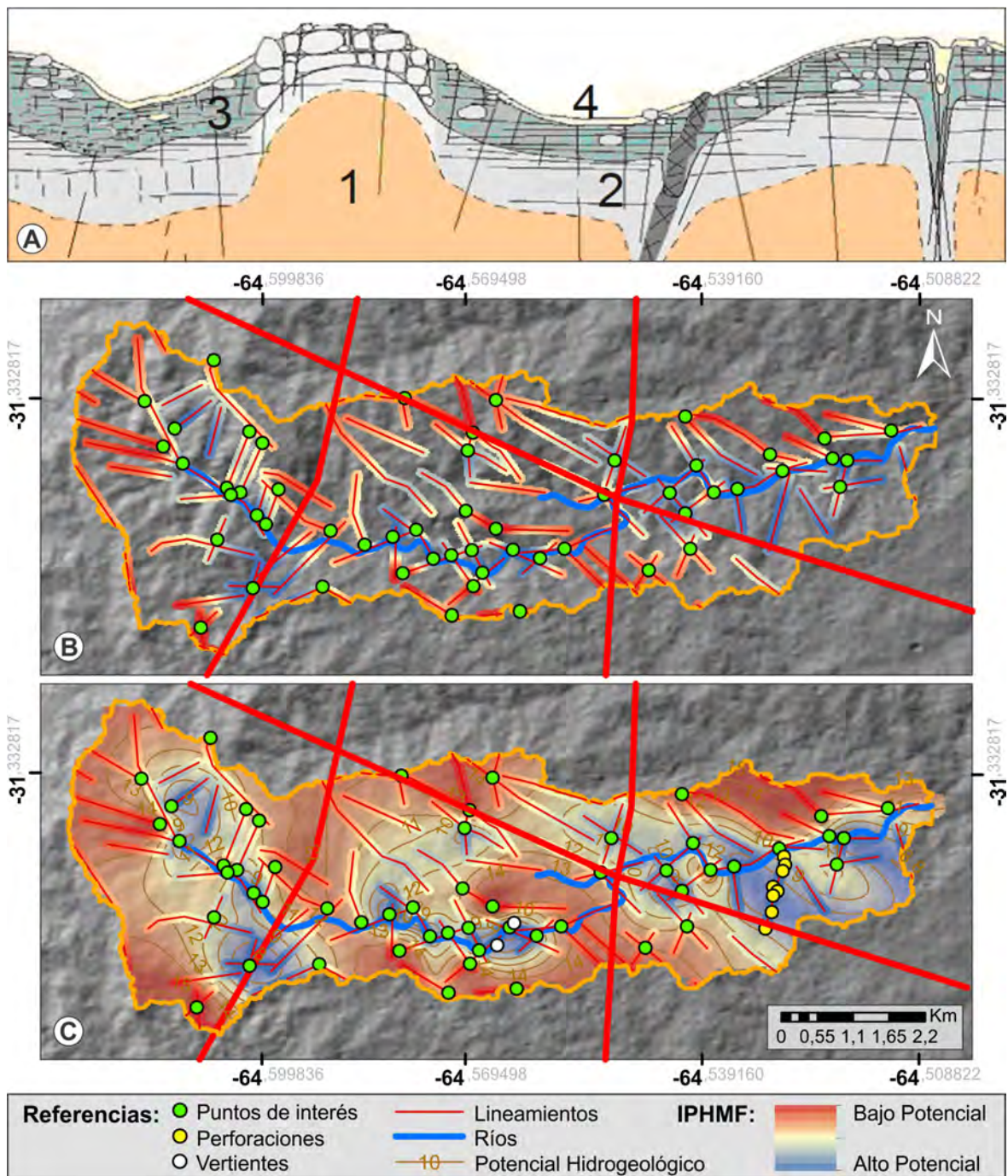


Figura 1. A) Perfil hidrogeológico de la cuenca (Modificado de Dewandel et al. 2006). (1) Macizo Rocoso Intacto: roca impermeable de la cual no se puede extraer agua. (2) Macizo Rocoso Fisurado: roca fracturada donde el agua circula sólo por fisuras. (3) Macizo Rocoso Fisurado y Meteorizado: porción superior del macizo rocoso; aquí el agua circula por fisuras, microfisuras y poros. (4) Coluvio y Aluvio: relleno sedimentario, el agua circula por los poros, es una buena roca acuífera. B) IPMHF: Evaluación del potencial hidrogeológico en las discontinuidades del macizo. C) IPMHF: Distribución de los acuíferos potenciales en la cuenca. Los lineamientos de primer controlan la distribución del recurso, permitiendo definir tres sistemas de acuíferos que aparentemente no estarían conectados entre sí. Además, las vertientes y perforaciones relevadas coinciden con las zonas de mayor potencial hidrogeológico.

Bibliografía:

Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C. y Krishnamurthy, N. S. 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1-2): 260-284.



GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF WATERSHED HIGH COURSE OF RIVER MUNDAÚ- PERNAMBUCO/ALAGOAS, BRAZIL

Fernando Da Silva ALEXANDRE^{1@}, Samuel Othon de Souza COSTA¹, Lyvia Ramos SOUZA¹, Gabriella Falcão de OLIVEIRA¹,
José de Barros Silva NETO¹, Renilson Pinto da Silva RAMOS¹ y Daniel Dantas Moreira GOMES¹

⁽¹⁾Universidade de Pernambuco - UPE

^(@)fnando257@gmail.com

Palabras clave: geomorphological mapping , River Mundaú, high course

The catchment area of the high course has an area of 895.03 km² and a perimeter of 205.31 km, covering 6 municipalities of the State of Pernambuco (Brejão, Correntes, Garanhuns, Lagoa do Ouro, Palmeirina and São João) and 3 municipalities of Alagoas (Chã Preta, Santana do Mundaú and União dos Palmares). The climate of the basin is of the type Köppen, Aw (Tropical, where winter is the dry season), the average precipitation of the basin is 1300 mm annually. Watersheds can be considered as ideal physical units for territorial management, order management, planning and economic and social development. The methodology of classification of the forms of the relief followed the methodology that classifies the relief in taxonomic units, in this work was used up to the fourth order of magnitude.

The catchment area of the High Course is located with coordinates 9 ° 13 'and 8 ° 53' of latitude South and 36 ° 06 'and 36 ° 34' of longitude West in the Datum SIRGAS 2000, Projection UTM , Zone 24S (Figure A). The data used is from the scenes of the satellite constellation RapidEye, scenes: 2435026_2011-03-17T133820, 2434926_2011-03-17T133823, 2434927_2012-03-17T133735, 2434928_2011-12-11T133952, 2434826_2011-03-17T133826, 2434827_2012-03-17T133738, 2434828_2012-04-28T133629. The scenes were captured, respectively on the dates, 17/03/2011, 17/03/2011, 17/03/2012, 11/12/2011, 03/2011, 03/17/2012 and 04/28/2012. If the data of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) which are quoted raster data, the scenes are used: S10W037, S10W036, and S09W037 S09W036, all scenes were resampled by kriging. With the best was in the spatial resolution of the data, it was possible to develop a model triangular irregular network (TIN), as well as slope and altitude models, all models were measured using calculations in ArcGIS® 10.5 software. For the accomplishment of this study the following order was followed: 1) cartographic elaboration of the data; 2) Realization of the geomorphological mapping; 3) Field visits to gauge the results obtained in the GIS environment. In order to organize and to have a standardization of cartographic data, the scale of 1: 100,000 was adopted, which will allow mapping the pattern units of similar shapes with great quality. The geology and pedology data were obtained from the IBGE website. The geomorphological mapping was defined as: Morphostructural units (1° taxon) are defined as the macrostructures, groupings between lithology and structural arrangements, with evidence of climatic interventions. This unit may contain one or more morphostructural units. The Morphostructural units (2° taxon) correspond to the relief compartments developed behind the previous climatic actions, with influence of the tectogenetic processes. The morphological units (3° taxon) are characterized by groupings of shapes referring to the models, they are differentiated through the topographic roughness of the relief. The Pattern units of similar shapes (4 ° Taxon) are divided into: a) agradation (accumulation) such as river plains and terraces, b) degradation (dissection), such as hills and mountains c) areas planing, as pediplanos.

A morphostructural unit (1° taxon) was identified in the catchment area of the Mundaú River High Course; 2 units Morphosultural (2° taxon); 4 units Morphological (3° taxon) and 14 units of similar shapes (4° taxon), the information described above are exposed in Figures B, C and D.



Figure A

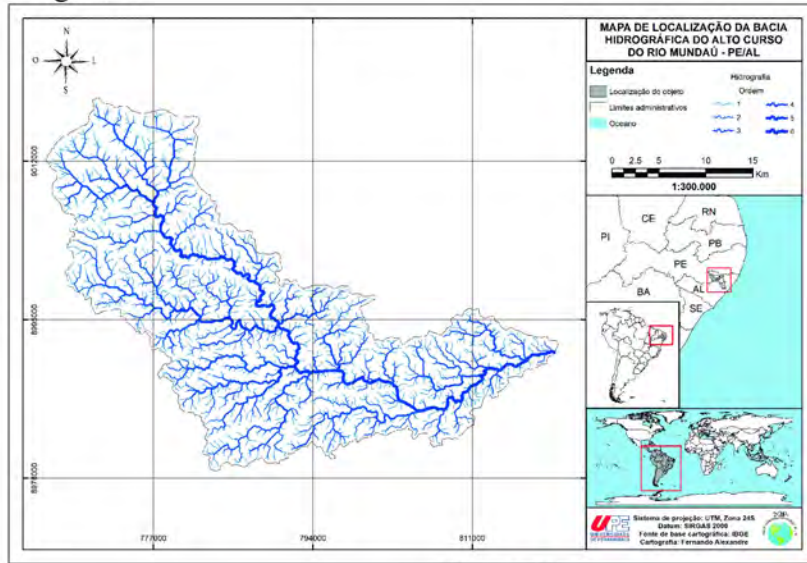


Figure B

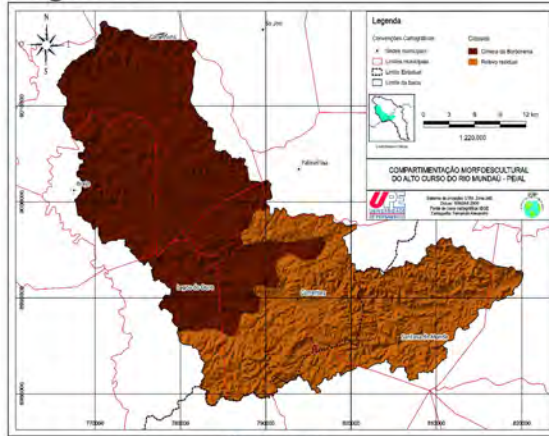


Figure C

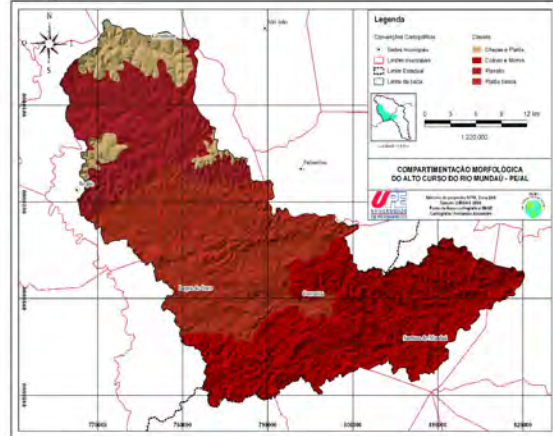


Figure D

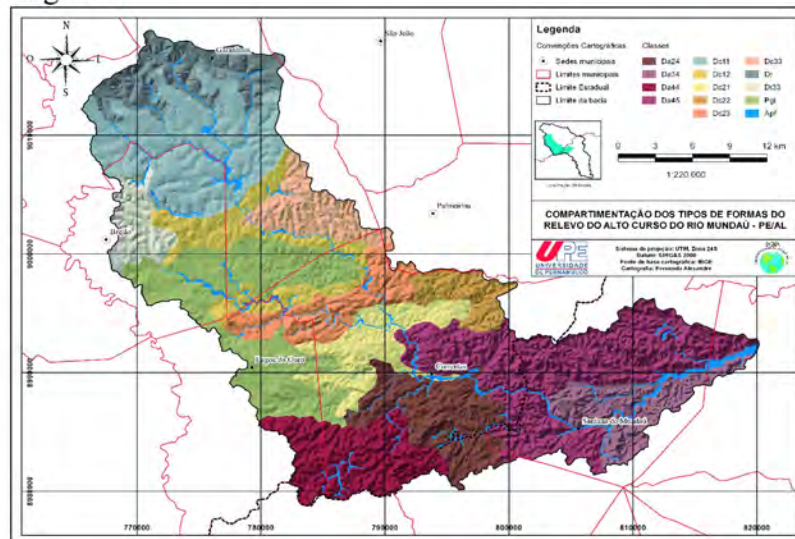


Figura 1. A) Location map of the study area. B) Morphosculptural unit C) Morphological unit D) Units of similar shapes.

Bibliografía:

- Diniz, M. T. M., de Oliveira, G. P, Maia, R. P, & Ferreira, B. (2017). Mapeamento geomorfológico do estado do Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 18(4).
- Nunes, B. D. A. (1995). Manual técnico de geomorfologia. IBGE.
- Tricart, J. (1965). Principes et méthodes de la géomorphologie. *Soil Science*, 100(4), 300.



LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA APLICADOS A DINÁMICAS COSTERAS

Georgina GHETTI^{1@}, Gabriela D'AMICO² y Claudia CARUT¹

⁽¹⁾Instituto de Investigaciones en Humanidades y Ciencias Sociales (IdIHCS)

⁽²⁾Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena (CEIDE)

^(@)gabrieladamico@live.com.ar

Palabras clave: sistemas de información geográfica, líneas de costa, análisis multitemporal

El presente trabajo busca indagar la utilidad y los alcances de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) en el análisis de la modificación de las líneas de costa aplicado en el proyecto interdisciplinario I + D "Análisis de las transformaciones generadas a partir de la década de los 90 en el área sur del estuario del Río de la Plata. El caso de la ampliación del puerto La Plata y su incidencia en la isla Paulino", que se desarrolla en el Instituto de Investigación en Humanidades y Ciencias Sociales, de la Universidad Nacional de La Plata. Dentro del proyecto de investigación, se puede dividir la utilización de herramientas SIG en tres planos de análisis: como soporte técnico en el trabajo de campo; para el análisis de las líneas de costa en pos de comprender su variación histórica a través de la multitemporalidad; y por último, el trabajo con las distintas variables del proyecto para el entrecruzamiento de las mismas, y la fundamentación mediante mapas temáticos.

Este trabajo se centra en la aplicación del SIG al análisis costero, ya que creemos importante su uso para dar cuenta de la variación histórica de la línea costa, modificada por la infraestructura portuaria. Para tal fin, se trabajó con cuatro recortes temporales: 1957, 1966, 2003 y 2015, considerando tanto la disponibilidad de imágenes como acontecimientos históricos relevantes. En cuanto a las fuentes cartográficas utilizadas, estas fueron variadas. Las líneas de costa de 1957 y 1966 fueron mapeadas a partir de fotografías aéreas aportadas por el Departamento de Fotogrametría del Ministerio de Infraestructura y Servicios Públicos de la Provincia de Buenos Aires, mientras que para los años 2003 y 2015 se utilizaron imágenes satelitales Landsat 5 y 8. Todas las fuentes cartográficas fueron trabajadas en el Sistema de Referencia Posgar 2007 faja 5. Previo al análisis, las fotos aéreas debieron ser georreferenciadas, tomando como puntos de control las construcciones existentes - Escuela Naval Isla Santiago, puntas de muelle, baliza en Isla Paulino, entre otros-, constatadas en el mapa base satelital de ArcGis. Con referencia a las imágenes satelitales multiespectrales, obtenidas del Satélite Landsat 5 y 8, con resolución espacial de 30m, se combinaron las bandas 4,3,2 (color natural), pudiendo diferenciar tanto la masa de vegetación como el cuerpo de agua. Posteriormente, se analizó cada imagen y se digitalizaron las distintas líneas de costa, tomando como referencia la última línea de vegetación visible (Boak y Turner, 2005), generando un shape por año. Se trabajó en dos sectores: en la costa del Río de La Plata, donde se superpusieron las capas y se construyó, tomando como referencia la línea de escollera, una línea perpendicular a las diversas líneas de costa, para medir la variación histórica de la misma en metros lineales. Un segundo sector, en la costa de la Zona de Giro Cuatro Bocas, en la intersección del canal de ingreso portuario y el Río Santiago, donde el procedimiento aplicado fue distinto, debido a que la información que se precisaba consistía en analizar la consecuencia de la ampliación de la zona de giro para adaptarse a buques de mayor porte. Se construyó entonces un polígono auxiliar entre las líneas de mayor variación costera, calculando luego los metros cuadrados que fueron removidos por los trabajos de dragado.

Los resultados alcanzados indican una pérdida de 0,12 km² de superficie emergida en el área dragada, y una acreción de la costa de 940 metros hacia el estuario (Figura 1). Respecto al segundo resultado es importante mencionar la superación en la metodología utilizada, ya que al constatar la primera medición con el trabajo de campo, se detectó un error que pudo ser resuelto luego de indagar el software y utilizar herramientas más precisas. La utilización de herramientas SIG en el proyecto de investigación ha resultado de gran importancia, ya que permitió visibilizar procesos costeros que si bien eran inferidos por el análisis bibliográfico y el trabajo de campo, no lograban ser constatados debido a su amplio desarrollo histórico. Así también ha sido de gran utilidad para el análisis de los procesos sociales y ambientales en su conjunto, al poder contar con diversas variables en un mismo plano, pudiendo dar cuenta tanto de sus relaciones, como de los cambios socio-históricos que se fueron dando en el transcurrir del tiempo. En una segunda etapa, se prevee ampliar el análisis histórico a partir de la georreferenciación de más fotografías aéreas y nuevos puntos de control que permitan mejorar la precisión. Asimismo, se pretende realizar la comparación con otras metodologías de trabajo para llegar a un análisis más preciso del tema trabajado.

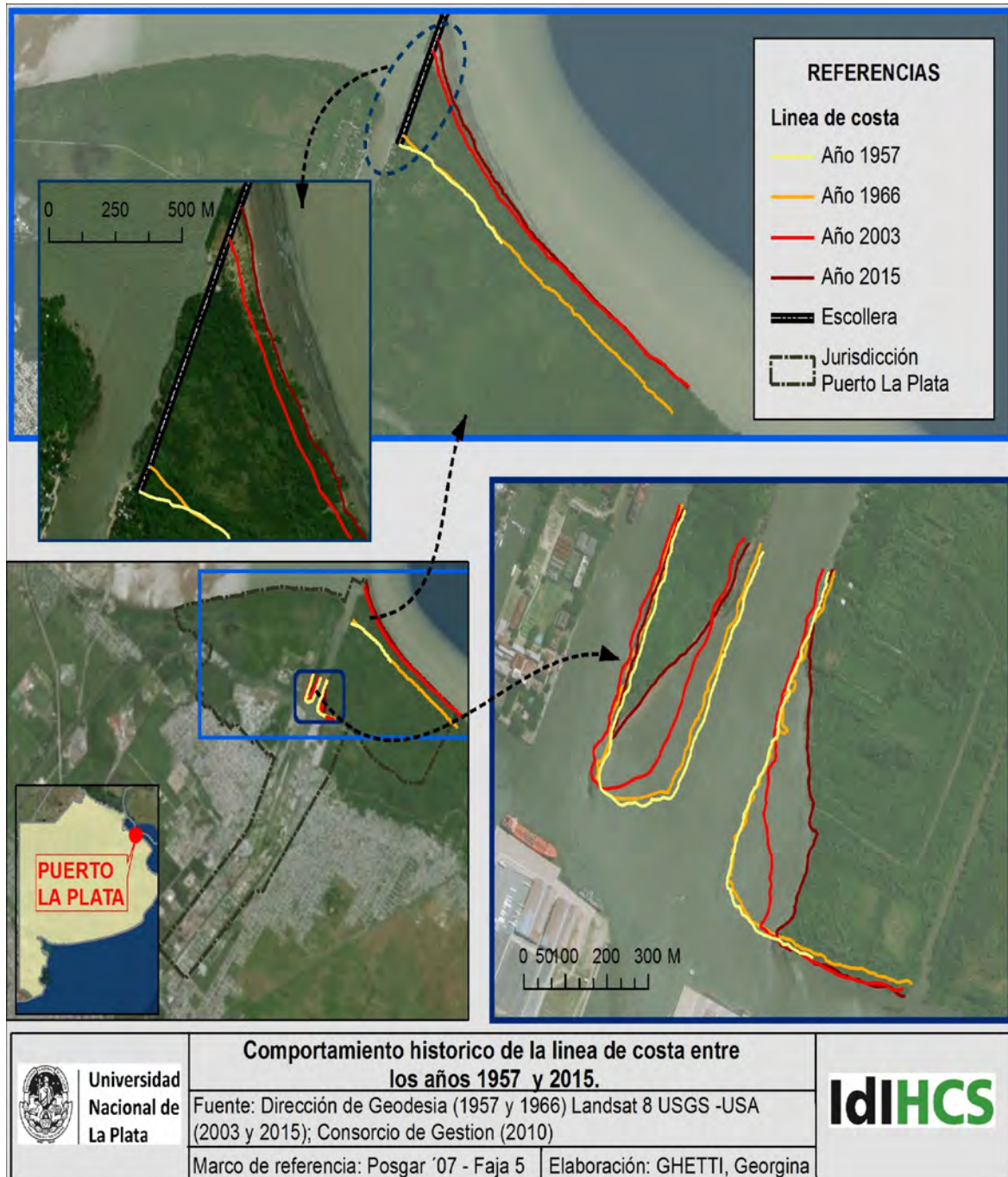


Figura 1. Comportamiento histórico de la línea de costa en la Isla Paulino entre los años 1957 y 2015.

Bibliografía:

Boak, E.H. y Turner, I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. Journal of Coastal Research, 21(4): 688-703.



MAPEO GEOMORFOLÓGICO DE UN SECTOR DEL NORESTE DE LA PAMPA ASISTIDO POR HERRAMIENTAS DE TELEDETECCIÓN Y SIG

José Antonio SBROCCO^{1@}

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Univ. Nac. de La Pampa

^(@)psbrocco@gmail.com

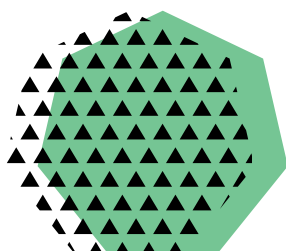
Palabras clave: geomorfología, cartografía digital, teledetección

Los avances registrados en los últimos años en el campo de las tecnologías geoespaciales y sistemas de información geográfica (SIG) han contribuido significativamente con la forma de elaborar cartografía geomorfológica, la cual constituye un instrumento básico para la comprensión de los procesos responsables de la evolución del paisaje, entre otros. El territorio en estudio se ubica en la porción nororiental de la provincia de La Pampa, abarcando parte de los departamentos Conheló, Trenel, Maracó y Quemú Quemú, limitado por los paralelos 35,6064°S y 36,1782°S y los meridianos 63,3862°O y 64,3574°O, totalizando un área de 5.600 km². El propósito de esta contribución es la identificación, caracterización y mapeo -en escala de detalle- de geoformas que exhiben una escasa expresión topográfica. Los mapas geomorfológicos obtenidos podrían resultar de interés para estudios de diversa índole, entre ellos, los hidrogeológicos que se desarrollan en la región.

El área de trabajo presenta dos unidades geomorfológicas de planicies modeladas esencialmente por procesos morfogenéticos eólicos acacidos durante el Cuaternario: a) la occidental, caracterizada por la presencia de dunas longitudinales de escasa altura relativa orientadas hacia el NE, interrumpidas por lomadas dispersas que rematan en afloramientos de tosca y cubetas de deflación que, frecuentemente, alojan cuerpos de agua permanentes y efímeros relacionados con las fluctuaciones del nivel freático y las lluvias; y b) la oriental, diferenciada de la anterior por no exponer tosca, presenta dunas y lagunas que se alinean en dirección N-S, siendo habituales los mantos de arena asociados a depósitos loésicos que albergan acuíferos aprovechados para el abastecimiento de algunas localidades. Las lagunas, a menudo, se sitúan en bajos interdunales y facilitan la identificación de formas eólicas de escasa altura relativa dedicadas a la agricultura. En el presente trabajo, la tarea quedó supeditada a la disponibilidad de imágenes ópticas y de radar provenientes de sensores con resoluciones espaciales y radiométricas adecuadas para el mapeo de geoformas como las citadas. Se han utilizado fundamentalmente imágenes ópticas de Landsat 7 ETM+, aunque también se ensayó el uso de imágenes de radar de apertura sintética (SAR) de Sentinel 1A-B, habiendo sido obtenidas de los repositorios EarthExplorer (USGS), EarthDATA (NASA) y SciHub Copernicus (ESA). Fueron analizadas y procesadas digitalmente con sistemas de información geográfica de uso libre como QGIS, SNAP y SAGA GIS, que permiten la parametrización de geoformas mediante diversas combinaciones. Metodológicamente se llevaron a cabo las siguientes etapas: I) Delimitación del área de trabajo en Google Earth Pro; II) Recopilación de antecedentes y cartografía en distintas escalas; III) Descarga de modelos digitales de elevación SRTM-30m, de imágenes multiespectrales y SAR; IV) Georreferenciación del material analógico; V) Generación de diagramas en bloque; VI) Análisis individual de bandas y de distintas combinaciones para discriminación litológica, geomorfológica y de humedales; VII) Clasificación no supervisada que permitió una primera diferenciación de médanos, cubetas de deflación, afloramientos de tosca y humedales permanentes y efímeros presentes en las unidades geomorfológicas citadas; VIII) Clasificación supervisada con el conocimiento de campo. Finalmente, se generaron mapas geomorfológicos en escala 1:50.000 asociados a tablas de atributos cuyos campos incluyen, entre otros, el nombre de la geoforma, litología, morfometría, coordenadas y topónimos. Las imágenes multiespectrales y las SRTM proporcionaron información de gran utilidad para el mapeo digital.

Sesión 13

El Antropoceno



Coordinadores:

Marcelo Zárate (INCITAP)
Alfonsina Tripaldi (IGEBA, UBA)



RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y EVOLUCION DEL RÍO NUEVO. SAN LUIS, ARGENTINA.

Leonardo Daniel RIOS^{1@}, Guillermo OJEDA¹ y Jorge Orlando CHIESA¹

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis.

^(@) sleonardodaniel@gmail.com

Palabras clave: río nuevo, dinámica fluvial, antropoceno

El área de estudio (340 km²) se localiza en la porción centro este de la provincia de San Luis y corresponde a la zona conocida como “cuenca de El Morro”, que forma del sistema del Río Quinto. Desde el punto de vista geomorfológico comprende un relieve con ondulaciones suaves y planicies, compuesto mayormente por sedimentos eólicos (Fig. 1A?).

La zona presenta en los últimos 18 años el desarrollo de nuevos cursos de agua, de carácter permanente y en forma acelerada (Jobbágy et al. 2015). Durante las crecidas importantes cantidades de sedimentos son erosionados y depositados en la cuenca baja, generando graves daños a la infraestructura y a las actividades humanas. El objetivo del presente estudio es caracterizar geomorfológicamente la cuenca, en particular su evolución temporal.

Para desarrollar el trabajo se utilizaron series de imágenes satelitales obtenidas de Google Earth © y las plataformas www.digitalglobe.com y www.landsatlook.usgs.gov, entre los años 1991 y 2017 (Fig. 1B). Además se realizaron controles de campo y levantamiento de perfiles estratigráficos y el análisis textural de los sedimentos. En base a esto se elaboró un mapa geomorfológico a escala 1:20.000 y se analizó la evolución de algunos tramos del río, mediante un análisis multitemporal y el uso del software QGIS.

Los resultados obtenidos permitieron identificar cuatro unidades geomorfológicas principales en la cuenca del río Nuevo (Fig. 1C): 1) áreas de Lomadas, 2) áreas de Bajos interlomadas, 3) valle del río Nuevo y 4) depósitos de desborde. La primera se caracterizada por presentar crestas subredondeadas a planas y flancos suaves de baja pendiente; la segunda por depresiones longitudinales que se encuentran ubicadas en el espacio entre dos o más lomadas con presencia de elevada salinidad y desarrollo de lagunas según los sectores.

El valle del río Nuevo se destaca como un cauce aluvial plano de 30 metros de ancho promedio en la sección media de la cuenca, encajado 16 metros, entre laderas mayormente empinadas y verticales. También se destaca la presencia en algunos tramos de un sistema de terrazas fluviales conformadas por 4 niveles, que se asocia a la dinámica meandriforme del curso, denominadas nivel de terraza 0, 1, 2 y 3 (Fig. 1C). En general en una distancia de 53 km desde el tramo más alto del área de estudio y el Río Quinto existe un desnivel de 500 metros.

Finalmente, los depósitos de desborde por crecidas se caracterizan por ser de forma lobulada con suaves ondulaciones y gran extensión en la zona baja de la subcuenca.

El origen de las dos primeras unidades está vinculado en la sección media a baja de la cuenca del río Nuevo a la actividad eólica desarrollada durante el Cuaternario. En la cuenca alta, algunos rasgos de orientación determinan además que pueden estar asociados a control de bloques subaflorantes. En las mismas, se reconocieron numerosas cárcavas, actualmente con fuerte crecimiento que estarían retomando antiguos paleovalles y desarrollan un patrón subdentrítico a subparalelo.

El perfil estratigráfico de las laderas del valle muestra desde la base hacia el techo, la dominancia de arenas medias a gruesas, masivas, a las que suprayacen arenas-limosas con niveles laminados y finalmente arenas-limosas masivas, que culminan con el desarrollo de un paleosuelo de 0,9 metros de espesor. Este paleosuelo se encuentra cubierto por sedimentos actuales constituidos por arenas fluviales y sedimentos loessoides. Los depósitos son mayormente friables a sueltos, esto los hace altamente erodables tanto a la acción fluvial como eólica.

A partir del uso de las imágenes satelitales se pudo observar que a partir del año 2002 se establece un cauce incipiente en la zona alta de la cuenca y luego dos episodios de crecidas con erosión y desborde importantes, desarrollados en los años 2002, 2008, 2015 y 2016 en diferentes partes del área de estudio. También se pudo determinar que el sistema de terrazas con 4 niveles se desarrolla en un periodo de 9 años entre el 2007 y 2015. Actualmente, la erosión vertical parece estar relativamente detenida por haber alcanzado un sustrato rocoso más duro (basamento cristalino o sedimentitas cenozoicas) cubierto por concreciones silíceas y calcáreas (Fig. 1).

El valle del río Nuevo se asocian a la ruptura de un umbral geomorfológico cuyo rápido desarrollo responde al alto grado de erodabilidad en el que se ha excavado y a los caudales permanentes que entre 2016 y 2017 promediaron 0,529 m³/s. Se comparte con los estudios previos



que el incremento de las precipitaciones (Contreras et al. 2013) en la últimas décadas acompañadas por un uso inadecuado del suelo ha influido en la génesis del río Nuevo.

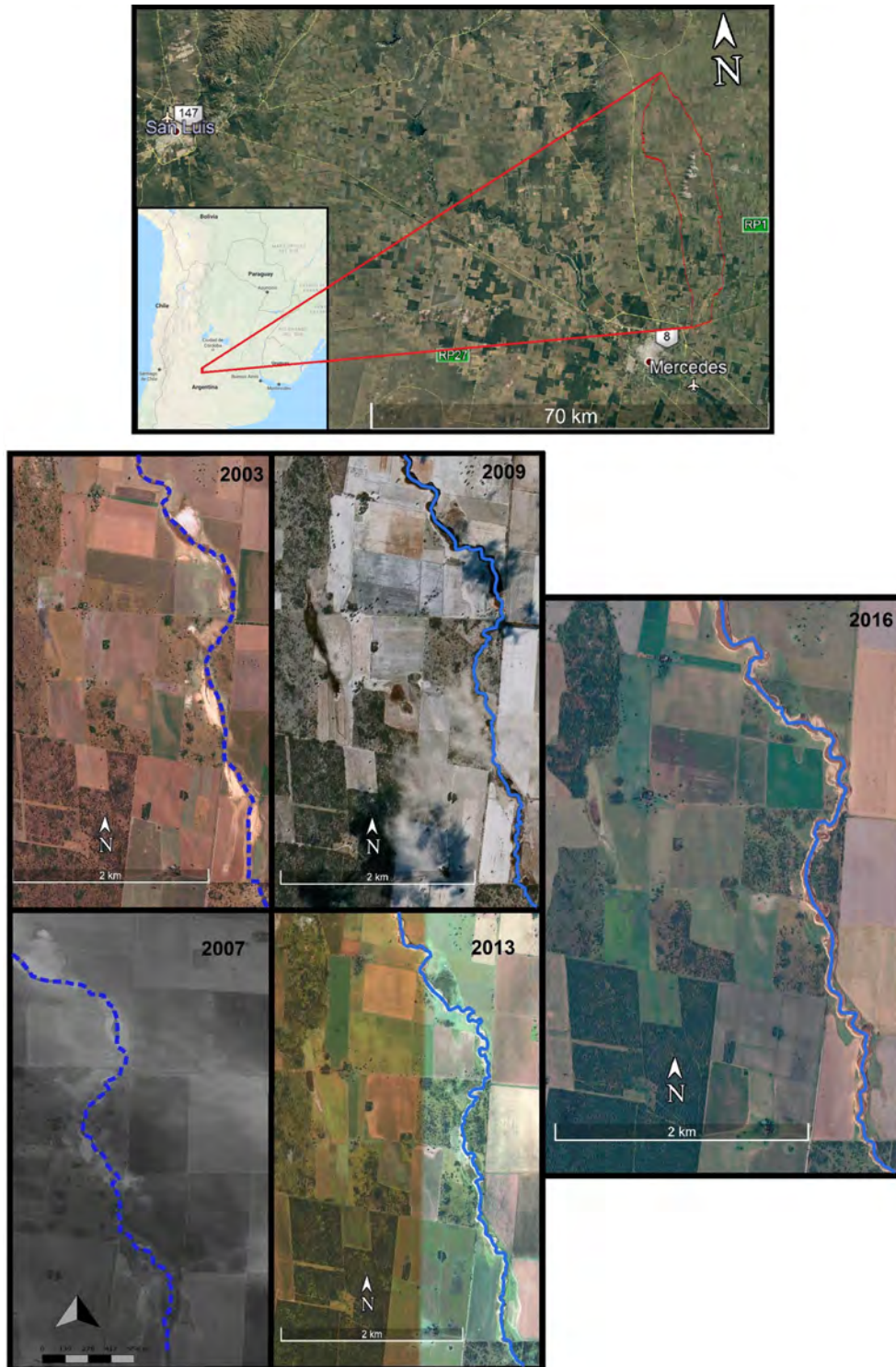


Figura 1. A) Ubicación de la zona de estudio e imágenes satelitales que muestran la evolución temporal de la sección media del río Nuevo



Bibliografía:

- Contreras, S., Santoni C. y Jobbágy E. 2013. Abrupt watercourse formation in a semiarid sedimentary landscape of central Argentina: The roles of forest clearing, rainfall variability and seismic activity. *Ecohydrology* 6:794-805. San Luis.
- Jobbágy, E., Noretto M., Bernasconi H., Colazo J., Galvan m., Mercau J., Saenz C., Colazo E., Larrusse C., Marchi A., Barbosa O., Giaccardi A., Hellmers M. y Martínez Álvarez D. 2015. Los nuevos cursos de agua en la cuenca de El Morro: Descripción del proceso y pautas para su gestión. INTA, San Luis.



ISOTOPIC COMPOSITION OF LEAD IN BIVALVES SHELLS USING LA-ICP-MS

Igor PESSOA^{1@} y Mauro GERALDES¹

⁽¹⁾Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ)

^(@)peessoa.igor@gmail.com

Palabras clave: bivalve shell, lead (Pb) signatures, LA-ICP-MS

Bivalve mollusks are exclusively aquatic animals, filterers, and feeders of suspended particles present in the water. They occur in all types of aquatic ecosystems (from shallow to deep marine waters, estuaries, rivers, lakes and lagoons), with worldwide spatial distribution occurring from the tropics to the poles. Furthermore, bivalves are able to accumulate pollutants present in the water inside their soft tissues and shells. Once stored through metabolic processes, trace metals can remain stored inside the crystalline structure even after the animals death, if shells stayed preserved without deformation or alteration processes. Due these characteristics, bivalves are extensively used as indicators of water quality and environmental changes.

There is no study addressing Pb isotopic composition in bivalve shells using Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) in order to identify the Pb sources. In this sense, our research is a pioneer study in the field of biogenic carbonates analyses using high resolution techniques. Herein, we present a new approach of lead isotopes analysis using LA-ICP-MS in bivalve shells as a proxy of lead pollution to address the source of lead pollution in marine ecosystems. Our goal is to perform micro punctual analysis in shells of bivalves (Fig. A) from Ilha Grande Bay (Rio de Janeiro/RJ, Brazil - Fig. B) in order to characterize Pb isotopic signatures using LA-ICP-MS and to determine Pb accumulation in shell layers (Fig. C).

Results concerning the Pb accumulation in shell layers show high variability (Fig. D), which is associated with the complex interplay of Pb flow between the environmental compartments and biological aspects. Results of Pb signatures in shells are less radiogenic than those found in marine sediments from the same geographical area, this suggest that shells have been exposed to sources less radiogenic (Fig E). Sample shells show the highest incorporation of lead in the calcitic layer (Fig. F). Results concerning Pb isotopic composition in bivalve shells from Ilha Grande Bay reflect signatures of natural and anthropogenic inputs (Fig. G). Analysis of lead concentration in combination with isotopic data help address the source of lead pollution and acute releases of anthropogenic Pb sources in marine ecosystems.

Our study provides new evidence that it is possible to conduct analysis of Pb isotopes in bivalve shells using LA-ICP-MS. Herein, determinations of Pb isotopic ratios in the standard NIST 612 are stable and coherent with the certified reference values. The calibration protocols, constantly repeated during the entire experiment, confirm the accuracy of results due the reproducibility of the certified values. Allowing to check the intensity, sensitivity and stability of the signals to obtain reliable results.

Undoubtedly, bivalve shells are potential environmental recorder changes, providing considerable information about events of pollution. However, to use bivalves as a proxy of lead pollution it appears that further investigations need to improve the interpretation of data, in order to link Pb concentration in the environmental with their habits. In fact, there is much more to learn about Pb accumulation in bivalve shells, as it is extremely complicated to correlate with the real levels of contamination in marine ecosystems.



Figure A: Sample shells.

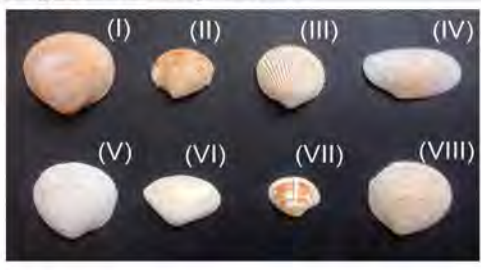


Figure B: Location of sampling sites.



Figure C: Illustrative scheme of bivalve shell growth.

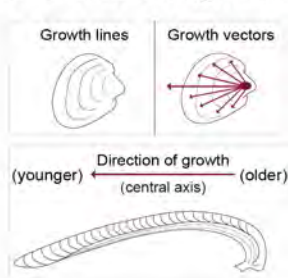


Figure D: Results of Pb concentration.

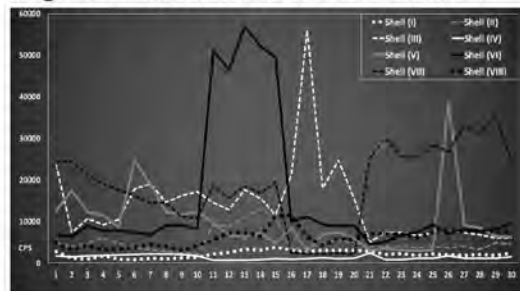


Figure E: 208/206 vs. 206/207.

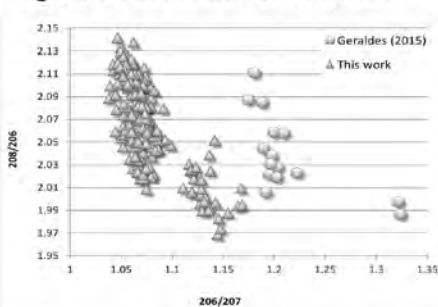


Figure F: Pb incorporation in shell layers - shell (V).

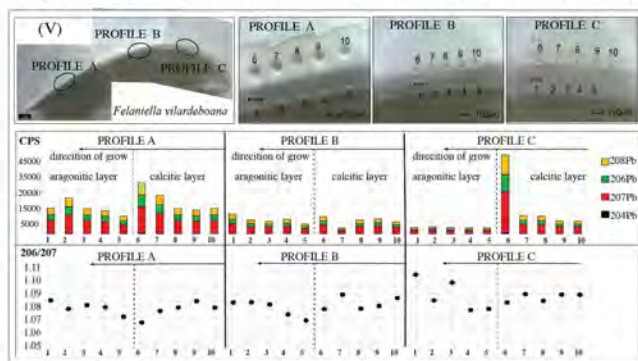


Figure G: Pb signatures

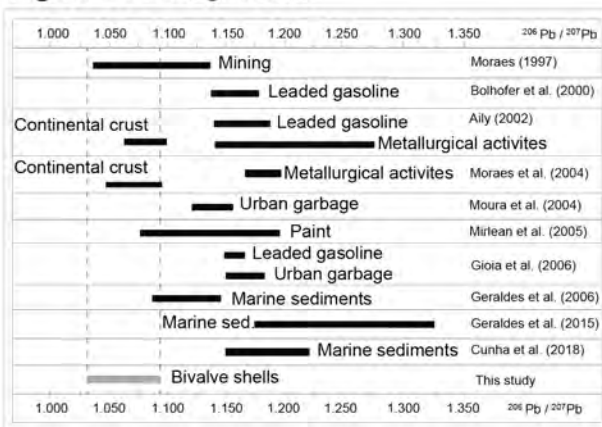


Figura 1. Figure 1. A) Sample shells. B) Location of sampling sites. C) Illustrative scheme of bivalve shell growth. D) Results of Pb concentration. E) 208/206 vs. 206/207 diagram. F) Pb incorporation in shell layers - shell (V). G) Pb signatures.

Bibliografía:



- Cunha B., Machado W., Marra A., Araújo D., Garnier J., Martins A., Saliba B. y Geraldés M. 2018. Lead source assessment by isotopic and elementary composition in the transition from pristine to polluted condition of coastal sediments. *Journal of Sedimentary Environments* 3 (1): 46-53.
- Geraldés M.C., Paula A.H., Godoy J.M. y Valeriano C.M. 2006. Pb isotope signatures of sediments from Guanabara Bay, SE Brazil: Evidence for multiple anthropogenic sources. *Journal of Geochemical Exploration* 88: 384-388.
- Geraldés M.C., Pereira S.D., Villena H.H. y Herms F. W. 2015. Pb Isotopes Study in Recent Sediments from Paraty Bay (Rio de Janeiro, Brazil): Anthropogenic Versus Oceanic Signatures. *International Journal of Geosciences* 6: 645-655.
- Moraes, P.M., Figueiredo, B.R. y Lafon, J.M. 2004. Pb-isotopic tracing of metal-pollution sources in the Ribeira Valley, Southeastern Brazil. *Terra* 1(1): 26-33.
- Moura, C.A.V., Gaudette, H.E., Carvalho, M.C. y Morales, G.P. 2004. The use of lead isotope composition as a tool to investigate the anthropogenic impacts of the environment in the metropolitan region of Belém (PA). *Terra* 1(1): 16-25.



ANÁLISIS DE FACTIBILIDAD DE OBRA HIDRÁULICA Y RIESGO HÍDRICO EN LA ZONA COSTERA DEL ARROYO VILLAGUAY, CIUDAD DE VILLAGUAY, ENTRE RÍOS

Javier SOFFIANTINI^{1@}, Ricardo GOÑI² y Ernesto BRUNETTO¹

⁽¹⁾CICyTTP-CONICET-Diamante. Laboratorio de Geología del Neógeno y Cuaternario

⁽²⁾Facultad de Ciencia y Técnica - UADER

^(@)jsoffiantini@hotmail.com

Palabras clave: sistema fluvial, riesgo hídrico, movimiento de suelo

El arroyo Villaguay constituye uno de los principales tributarios de arroyo Gualaguay, principal sistema de escurrimiento de la provincia de Entre Ríos. Sus depósitos se asientan directamente sobre la Formación Hernandarias, encontrándose confinados dentro de un típico valle fluvial de llanura. Desde el punto de vista estratigráfico el sistema fluvial se inicia en el Pleistoceno Superior, definiendo una entidad regional denominada Formación Arroyo Feliciano (Iriando, 1980, 2010). El diseño de escurrimiento es de tipo meandriforme con dominancia de migración por avulsión por sobre la migración lateral, proceso condicionado por la relativa estabilidad de los depósitos de planicie. El régimen hidráulico actual está fuertemente controlado por las descargas pluviométricas en la zona de cabera, el nivel de base en su desembocadura y las intervenciones antrópicas que obstaculizan el drenaje. La ciudad de Villaguay ubicada a pocos kilómetros de la desembocadura constituye un punto crítico desde el punto de vista del riesgo hídrico. El objetivo del trabajo fue evaluar la factibilidad de un proyecto ingenieril a desarrollarse en la zona costera de la ciudad de Villaguay, cuya finalidad es mitigar los efectos producidos por los desbordamientos del arroyo. El proyecto contempla la limpieza y modificación de la sección del canal principal y generación de canales aliviadores auxiliares con terraplenes laterales de contención sobre la planicie mediante la remoción y movimiento de suelo.

Para llevar adelante el trabajo se evaluó primeramente la estratigrafía de la zona y la dinámica actual de sistema fluvial, identificando la disposición de los elementos activos del sistema fluvial, utilizando fotos aéreas, modelo digital del terreno (DEM) y recorrida de campo.

El análisis de la zona de estudio corroboró la presencia de un sistema activo formado por un canal principal con diseño meandriforme divagante en una planicie de inundación. El canal principal se encuentra recostado sobre la margen noroeste, dejando sobre la margen opuesta el desarrollo de una extensa planicie de inundación. El tramo del arroyo analizado se ajusta a la categoría de río meandriforme de sedimentos finos "Group 7 - Fine-grained meandering" (Maill, 2006) caracterizado por tener alta sinuosidad, bajo índice de *braiding* (baja pendiente), transporte de sedimentos finos (arcillas, limos y arenas finas) y por propiciar el desarrollo de un canal principal con planicie de inundación. Los elementos identificados fueron un canal principal de moderada sinuosidad, pero de relativa estabilidad, con barras de acreción lateral por migración lateral y una planicie de inundación formada por depósitos de relleno de canales abandonado por avulsión, barras de acreción lateral, canales de desbordamientos, lóbulos de desbordamientos, canales de corte y albardones. También se identificó una zona deprimida alimentada por un sistema tributario de un orden menor, de régimen transitoria, anegada durante periodos de alto régimen pluviométrico y seca durante periodos de déficit hídrico con formación de salitres.

A partir del análisis sobre el funcionamiento del tramo del arroyo en la zona de estudio se recomendó; 1) intervenir respetando los sistemas de escurrimiento desarrollados naturalmente, produciendo la menor remoción de suelo, 2) utilizar los canales de desbordamientos como canales aliviadores y la planicie deprimida como reservorio transitorio, con el objetivo de desviar y almacenar agua durante la fase de desbordamiento, reduciendo de esta manera el caudal en el canal principal y sus desbordamientos causante del anegamiento en la zona urbana y 3) Evitar la construcción de tajamares y vertederos de hormigón sobre el canal principal asentados sobre la planicie de inundación, ya obstaculizan el normal escurrimiento y aumentando el poder de erosión del canal por inducción de turbulencia, con el consiguiente descalce y colapso de la estructura.

Bibliografía:

- Iriando, M. 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 11: 125-141.
- Iriando, M. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino (ed.): 437 p., Santa Fe.
- Maill, A. D. 2006. The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer (ed.): 575 p., London.



ANÁLISIS DE RIESGO HÍDRICO EN LA COSTA DE LA CIUDAD DE VICTORIA, ENTRE RÍOS

Javier SOFFIANTINI^{1@} y Ernesto BRUNETTO¹

⁽¹⁾CICyTTP-CONICET-Diamante. Laboratorio de Geología del Neógeno y Cuaternario

^(@)jsoffiantini@hotmail.com

Palabras clave: Holoceno, terrazas fluviales , riesgo hídrico

El riesgo hídrico o situación de peligro es una construcción cultural propia de la actividad del hombre, referido a una situación de vulnerabilidad humana frente a un agente hídrico (Rees, 2002). El desarrollo socio-cultural del siglo XXI nos enfrenta a la necesidad de utilizar espacios con mayor probabilidad de riesgo. Si a esto se le suma escenarios climatológicos cambiantes producto de la misma actividad, la potencialidad e incertidumbre se acrecienta aún más. Los registros geomorfológicos y estratigráficos del cuaternario y/o holoceno, pueden ser utilizados como escenarios alcanzables durante una fase avanzada del cambio climático. El objetivo del trabajo fue evaluar la cota de mínimo riesgo hídrico por desbordamiento del riacho Victoria en la población costera del Barrio Quinto Cuartel de la ciudad de Victoria pronosticando en base al registro geológico condiciones de riesgo presente y futuro.

La metodología de trabajo consistió en identificar el sustrato donde se asienta la población mediante modelos digitales de terreno (DEM) y vista de campo, superponiendo sobre el mismo los distintos pulsos de desbordamiento de río. Para esto se utilizaron datos históricos de altura del río y fotos aéreas de la zona afectada.

El análisis de gabinete y de campo corrobora que el sustrato sobre el que está asentada la población costera de barrio es una terraza de depósitos fluviales cuaternarios-holocenos que inciden sobre depósitos marinos de la formación Paraná (Mioceno Medio-Superior). La unidad muestra una clara disposición aterrazada con una suave inclinación hacia el humedad. Internamente está formada de limos arcillosos de color castaño pardos sin estructuras primarias visibles. Los materiales provienen de la erosión y remoción de las formaciones Puerto General Alvear y Tezanos Pintos expuestas en las cabeceras de las cuencas hídricas. Los sedimentos fueron transportados por corrientes fluidas de alta energía que descargaban la carga al entrar en contacto con la planicie de marea. Por su parte, el análisis de altura de río muestra que la fase de desbordamiento afectó la terraza hasta la cota 11 msnm, valor alcanzado durante la crecida de 1983 cuando la altura del río en el puerto de Victoria alcanzó la marca de 7.35 m. Las fases extremas de desbordamiento son ocasionadas por intensos Niños (ENSO), que llevan al régimen del río a superar 4 veces su condición media. Este evento crítico concatena un sinnúmero de procesos secundarios que aumenta al menos 1 m la cota de riesgo y vulnerabilidad.

El mejoramiento climático ocurrido en el Holoceno Inferior condujo a un aumento paulatino del nivel del mar (MIS1) y que se estima elevó el nivel del mar al menos 6 m con respecto al nivel actual (IPCC, 2014). Estas condiciones posibilitaron la ingresión marina a través del estuario del Río de la Plata sobrepasando la actual traza del puente Rosario-Victoria (Milana y Krohling, 2015). Las terrazas circundantes a la ciudad de Victoria se formaron en equilibrio con las condiciones hidrométricas holocenas. El calentamiento global desencadenado por el modelo socio-cultural dominante iniciado con la revolución industrial y acelerado exponencialmente en los últimos 50 años, condiciona un futuro hacia un escenario similar al del Holoceno (IPCC, 2014). El mismo se justifica por un aumento significativo de emisiones de gases de efecto invernadero, el retroceso de los casquetes glaciales polares y una aceleración en la tasa ascenso del nivel de mar (Church y White, 2011). Durante el periodo mencionado, el sistema hidráulico del río Paraná experimentó un aumento de un 25% del régimen medio y un aumento de la recurrencia de los eventos extremos (Paoli, 2004). Los pronósticos globales sobre ascenso del nivel del mar e incremento del caudal medio del río aumenta el riesgo hídrico de la zona costera de Victoria, vulnerabilizando las actividades desarrolladas sobre esta.

Bibliografía:

- Church J. A. y White N. J. 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Survey Geophysics* 32: 585-602.
- IPCC. 2014. Fourth Assessment Report. In. Masson-Delmotte V. and Schulz M. (Ed.) *Information from paleoclimate archives*: 382-464, Ginebra.
- Milana J.P. y Krohling D. 2015. Climate changes and solar cycles recorded at the Holocene Paraná Delta, and their impact on human population. *Scientific Reports* 5, 12851: 1-8.
- Paoli C.U. 2004. Inundaciones ribereñas en el tramo del Paraná Medio. En, Bertoni J. C (Ed.)



Inundaciones Urbanas en Argentina: 75-113, Córdoba.
Rees J. A. 2002. Risk and Integrated Water Management. In Global Water Partnership Tec Background Papers 6: 54 p, Sweden.



LAS VARIACIONES DEL NIVEL DE AGUA DE LA LAGUNA DE LOBOS, SUS FACTORES Y EFECTOS

Belena Lucia DIAZ APPELLA^{1@} y Silvia MARCOMINI²

⁽¹⁾CONICET – Universidad de Buenos Aires. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA) Argentina.

⁽²⁾Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales – Departamento de Geología-
^(@)diazbelena@hotmail.com

Palabras clave: Laguna de Lobos, nivel del agua, precipitaciones

La laguna de Lobos se localiza al noreste de la provincia de Buenos Aires (35° 16,97'S y 59° 07,15'O) en la Cuenca del río Salado. Es un cuerpo de agua permanente de forma subelíptica, que ocupa una superficie de 7,3 km² y es alimentado por un colector principal, el arroyo Las Garzas, por las precipitaciones y el escurrimiento superficial desde los campos vecinos. Asimismo el agua subterránea incide en ciertas ocasiones, ya que la relación está definida como efluente-influente (Dangavs y Blasi 1992). A través del arroyo Las Garzas llegan los mayores caudales, el mismo comunica la laguna de Navarro con la de Lobos, recorriendo una distancia de 42 km. El promedio de las precipitaciones acumuladas anuales en el partido de Lobos es de 1088,9 mm en los últimos 30 años (INTA, Lobos), dentro de las cuales hubo varios períodos donde las mismas fueron elevadas y otros donde fueron muy escasas. Las reiteradas inundaciones y sequías que se desarrollan en la región Pampeana son descriptas desde hace mucho tiempo como en los relatos de Ameghino en siglo IX. El objetivo del trabajo es evaluar las variaciones del nivel de agua de la laguna de Lobos durante los ciclos húmedos y secos, y vincularlos a factores naturales y antrópicos relacionados principalmente con el manejo de las compuertas de la laguna de Navarro y Lobos, así como también caracterizar la dinámica de la laguna y su relación con las variaciones en las condiciones físicas-químicas del agua. Se busca además poder determinar los impactos que genera la fluctuación del nivel del agua, entre ellos: cambios en la biota, erosión en los márgenes e inundaciones principalmente, que a su vez repercuten sobre el turismo y la sociedad.

La metodología empleada consistió en el relevamiento de tres transectas en la laguna a partir de las cuales se elaboraron perfiles topográficos y batimétricos empleando una estación total, ecosonda y GPS. El perfil NO-SE se usó como perfil de referencia para analizar el comportamiento de la laguna en los períodos de sequía e inundación, para ello se midieron las profundidades de la laguna en las distintas épocas del año, desde septiembre de 2017 a mayo de 2018. Se acompañaron estas mediciones con la de los parámetros físicos-químicos medidos insitu, como oxígeno disuelto en agua, pH, conductividad, temperatura y turbidez. Por otro lado, se analizaron los datos de precipitaciones anuales de Lobos y los de los partidos de alrededores brindados por el INTA. Las distintas profundidades medidas han sido correlacionadas con estos datos de precipitaciones de Lobos y de los partidos que aportan agua al arroyo Las Garzas, mostrando las relaciones entre ambas, así como también la influencia en las variaciones de las profundidades dadas por el manejo de las compuertas. Así mismo, los datos tomados en las transectas y otras profundidades medidas en la cubeta han sido de utilidad para determinar la morfología de la cubeta de agua.

En los perfiles realizados se observó que la parte central del cuerpo de agua presenta forma plana, mientras que en las zonas costeras se pudo reconocer que la costa del sector noroeste del perfil de referencia presenta una mayor pendiente que la del sector sureste. Durante el periodo monitoreado se han registrado los niveles máximos de la cota de agua en el mes de septiembre, como resultado de varios meses de altas precipitaciones y en el mes de mayo tras producirse un pico importante en las precipitaciones, mientras que los niveles mínimos se han registrado en marzo y principios de abril, como resultado de meses sucesivos de escasas precipitaciones, con algunas pequeñas variaciones en los meses de verano de las precipitaciones que no produjeron grandes modificaciones en la cota de agua, la cual fue bajando paulatinamente desde septiembre de 2017 hasta abril de 2018. Los datos obtenidos muestran como ha sido la variación desde una época de elevadas precipitaciones a una de escasas precipitaciones, pasando en pocos meses de una profundidad de 1,95 m en septiembre a 70 cm en abril del siguiente año. Estas fluctuaciones en el nivel de la laguna poseen una estrecha relación con los parámetros físicos-químicos obtenidos, detectándose una disminución del oxígeno disuelto en agua y un aumento en los valores de conductividad y temperatura, durante los niveles inferiores de la cota de agua. A su vez, se registró una muerte masiva de peces en febrero de 2018, lo que podría estar asociado a los bajos valores en los niveles de agua y de oxígeno disuelto.



Bibliografía:

Dangavs, N. y Blasi A.1992. Presencia de yeso en Lobos, Provincia de Buenos Aires. Revista Museo de La Plata, Nueva Serie, Tomo XI Geología, 100: 17-32, La Plata.
INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria), sede Lobos.



BAÑADOS DEL ATUEL (PROVINCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA): DE HUMEDAL A DESIERTO, ¿UN CAMINO SIN RETORNO?

Marcelo ZARATE^{1@}, Pablo DORNES², Adriana MEHL¹, Alfonsina TRIPALDI³ y Florencia LORENZO²

⁽¹⁾INCITAP (CONICET-UNLPam)

⁽²⁾Facultad de Ciencias Exactas y Naturales UNLPam

⁽³⁾IGEB-UBA-CONICET

^(@)marcelozarate55@yahoo.com.ar

Palabras clave: geomorfología, hidrología, humedal Atuel

El aprovechamiento humano del recurso hídrico en el piedemonte andino de las provincias de San Juan y Mendoza se inició hace varias centurias, incluso con antecedentes previos a la colonización española del siglo XVI. Esto produjo profundas modificaciones en los regímenes hidrológicos de los ríos y en los ambientes sedimentarios de los sistemas fluviales que integran la cuenca del Bermejo-Desaguadero-Salado-Curacó. Un caso paradigmático lo constituyen los Bañados del Atuel, un extenso humedal hasta mediados del siglo XX, ubicado en un área semiárida en la zona de confluencia con el río Salado en la prov. de La Pampa. En 1806, ocurrió la primera modificación de su régimen hidrológico a partir del desvío de las aguas de su principal afluente, el río Diamante hacia el este (Ruiz Huidobro et al. 1984). En 1947, la inauguración de la presa del Nihuil en el río Atuel generó un cambio drástico en la dinámica fluvial de su cuenca inferior que condujo al progresivo desecamiento y posterior desaparición del ambiente de humedal. Este hecho tuvo amplias repercusiones sociales (emigración de los pobladores) y políticas (demandas aún vigentes por el uso del agua y de carácter ambiental de La Pampa a Mendoza). En el área de los bañados se han realizado análisis sedimentológicos, geomorfológicos e hidrológicos, que aún continúan, con el propósito de dar respuestas, entre otras, a las siguientes preguntas ¿Cuáles son las condiciones ambientales imperantes en la actualidad? ¿Es posible restablecer el ambiente de humedal? ¿Con qué finalidad? Esta contribución presenta los resultados preliminares obtenidos para responder tales interrogantes. El régimen hidrológico natural del sistema es nival con una marcada estacionalidad, de manera que históricamente los Bañados estuvieron sujetos a cambios en su extensión areal debido a la variabilidad anual de los caudales, con reducción y expansión de las zonas anegables (e.g. lagunas, canales planicie de inundación) (Mehl et al. este congreso). En la actualidad, el sistema del humedal ha sido funcional sólo durante episodios extremos. Tal es el caso del año 1983, como respuesta a un evento El Niño que generó nevadas excepcionales en Cordillera Principal (cabeceras del sistema fluvial y área generatriz del caudal). Posteriormente, hubo reactivaciones parciales del sistema que lograron la conexión con el río Salado en los años 1998, 2001 y 2006; en este contexto sólo uno de los cauces del Atuel (Arroyo de la Barda) es activo. Las aguas son sulfatadas cálcicas, con calidad deteriorada debido a los usos para riego aguas arriba. El cese de los escurrimientos resulta en el predominio de procesos evaporativos en la parte más distal del humedal. Esto determina que las áreas potencialmente inundables sean ambientes sedimentarios con acumulación superficial de sales; allí, el agua subterránea es típicamente clorurada sódica/cálcica y con una calidad no apta para ningún uso debido a sus excesivos tenores salinos (Dornes et al. 2016). En algunas zonas de planicie de inundación, se desarrollan sistemas activos de cárcavas y canalículos, las depresiones secas de los cuerpos lagunares, están sujetas a deflación. En respuesta a la intermitencia de los escurrimientos, existe una drástica invasión de especies exóticas arbustivas (*Tamarix* sp.) que, además de reemplazar a la flora nativa, compromete severamente la capacidad de conducción de cauces y posee un efecto aún no determinado en el balance hídrico y energético del humedal. Por otro lado, la población del área que basa su economía doméstica de subsistencia en la cría de caprinos y de reducidos rodeos ganaderos, es seriamente afectada durante los episodios de inundación o por la inadecuada calidad del agua durante los periodos sin agua. En consecuencia, la dinámica del área de los Bañados del Atuel está sujeta a una variabilidad hidrológica extrema con intervalos decadales de desecamiento completo interrumpidos por lapsos cortos de reactivación parcial y/ o total del sistema en episodios excepcionales. Ello ha generado también una modificación sustancial de la calidad del agua (salinización) no apta para el consumo humano o animal; incremento de la erosión hídrica y eólica. Con el propósito de restablecer el ambiente de humedal a fin de contribuir al mantenimiento de la biodiversidad, de la calidad del agua y a la activación del río Salado y en consecuencia al sistema del río Colorado, se ha estimado un caudal ambiental (UNLPam 2005), objeto aún de negociaciones interprovinciales. El restablecimiento aunque sea parcial del ambiente de humedal, plantea un dilema social a partir del aislamiento y repercusiones en la economía



de los pobladores del área, adaptados a las condiciones actuales.

Bibliografía:

- Dornes, P.F., Antonena, S.V., Minig, A., Comas, R.N., Schulz, C.J. y Mariño E.E. 2016. Relación entre regímenes de escurrimiento superficiales y subterráneos en los humedales de los ríos Atuel y Salado, La Pampa. En: *Rel. Agua Subt.-Sup.* García, R., Rocha, V. y Dornes, P. (Eds):221-228. IX Cong. Arg. Hidrogeología. Catamarca. Arg. ISBN: 978-987-661-225-8.
- Mehl A., Zárate M., Lorenzo, F. y Tripaldi, A. 2018. Geomorfología de los Bañados del Atuel, cuenca inferior del río Atuel, Argentina. VII Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Puerto Madryn, Chubut, Argentina.
- Ruiz Huidobro, O., Sala, J. Y Zakalik, B. 1984. Pericia geológica e hidrogeológica. Autos L-195. Pericia. Corte Suprema de Justicia.
- Universidad Nacional de La Pampa, Facultad Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN-UNLPam). 2005. Estudio para la Determinación del Caudal Mínimo Necesario para el Restablecimiento del Sistema Ecológico Fluvial en el Curso Inferior del río Atuel. UNLPam.



CAMBIOS MORFOHIDROLÓGICOS EN LOS SISTEMAS LAGUNARES DE LOS BAÑADOS DEL SALADILLO (CBA) ASOCIADOS A LAS CANALIZACIONES PRODUCTO DE LA AGRICULTURIZACIÓN DE LA REGIÓN PAMPEANA

María SANTINELLI^{1@}, Susana Beatriz DEGIOVANNI¹, Nelso DOFFO¹ María Pía FERNANDEZ², Karina Vanesa ECHEVARRIA³ y María Jimena ANDREAZZINI¹

(1) *Departamento de Geología y Geomorfología, Universidad Nacional del Litoral*

(2) *Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral*

(3) *CONICET - Universidad Nacional de Río Cuarto*

(@) *mariasantinelli87@gmail.com*

Palabras clave: canalizaciones, agriculturización, colmatación de lagunas

Los sistemas lénticos son indicadores sensibles frente a cambios ambientales, los cuales provocan modificaciones en su grado de naturalidad y funciones (fuente de recursos, soporte de infraestructura y servicio y sumidero de residuos). Las lagunas de origen eólico (subordinadamente fluviales y tectónicas) son el componente central del humedal pampeano (profundidad 1-2 m) y se habrían originado en períodos áridos del Cuaternario (Cantú y Degiovanni, 1987). La agriculturización intensiva de la planicie pampeana está conduciendo a que los ecosistemas terrestres estén cada vez más fragmentados mientras los acuáticos están siendo constantemente drenados, colmatados o convertidos en sistemas hipertróficos altamente turbios (Carreño y Viglizzo, 2010). En el Sur de Córdoba, Blarasin et al., (1994), Degiovanni et al., (2005), entre otros, señalan modificaciones en el funcionamiento hidrológico regional, en respuesta a variaciones climáticas y a intervenciones en cuencas de drenaje para expandir la frontera agrícola. Así, en los últimos 60 años, se integraron las cuencas comprendidas entre los ríos Tercero y Quinto con el sistema Saladillo-Carcarañá-Paraná a través de una extensa red de canales (Río Cuarto, La Brava, sistema Chazón, etc.). Con el propósito de contribuir a la planificación y gestión de estos ambientes, en este trabajo se describen y analizan alteraciones morfohidrológicas en lagunas de la cuenca baja del río Cuarto-Bañados del Saladillo, a partir del análisis secuencial de fotografías aéreas, imágenes satelitales y cartas topográficas (Fig.1), relevamiento de campo e información de laboratorio (carga en suspensión (Cs), salinidad).

El área estudiada integra el paleoabanico distal del río Cuarto y la depresión tectónica Curapaligüe-Saladillo (Degiovanni et al. 2005), y constituye una zona de descarga hidrológica regional caracterizada por un relieve plano-cóncavo conformado por paleocanales, abanicos de derrames y antiguas formas deltaicas asociadas al río Cuarto, ambientes palustres y lacustres, dunas y cubetas de deflación (Doffo et al., 2016). Según su tamaño se reconocen: a) *lagunas menores*: área $\leq 0,3 \text{ km}^2$, someras, morfología elongada/subredondeada, asociadas a paleocanales y b) *lagunas mayores*: área $\geq 0,5 \text{ km}^2$, forma redondeada/subredondeada, poco profundas ($\leq 2,5 \text{ m}$), que ocupan cubetas de deflación aisladas o vinculadas a dunas parabólicas, con fondo compuesto por materiales cohesivos (Fig. 1.A). Originalmente ambos sistemas estaban desconectados entre sí, tenían régimen hidrológico permanente, sostenido por el acuífero libre y poseían valores de salinidad entre 1,5 - 24 g/L con una media de 7 g/L. En general, las lagunas más dulces, se asociaban a la zona de descarga del río y a formas medanosas. Estos sistemas recibían excedentes hídricos con baja carga de sedimentos provenientes de desbordes del río Cuarto durante crecidas importantes.

A partir de 1950 comenzaron las intervenciones, con la extensión del cauce del río Cuarto (8 km) hacia el extremo meridional de los bañados, pero a principios de este siglo la interconexión de los dos sistemas lagunares se potenció por el redimensionamiento del canal Río Cuarto (Fig. 1.C). Este curso, en su tramo inferior conduce caudales del orden de 4 - 400 m³/s y sólidos en suspensión entre 0,5 y 6-9 g/L en estiaje y crecidas extraordinarias, respectivamente y sus aguas son dulces (0,2 - 0,6 g/L). Esta canalización desencadenó una incesante sedimentación en las lagunas (con Cs entre 1 - 2 g/L), a la vez que modificó la calidad del agua, haciéndola en general más dulce (≥ 7 a 5 g/L). Al presente las lagunas menores, La Dulce y Lavar están totalmente colmatadas (aprox. 2,5 km²), en tanto La Olla, El Gobernador y La Barrera muestran entre 25 - 70% de colmatación (aprox. 1,4 km²) (Fig. 1.D y 1.E). Los principales procesos que condujeron a la pérdida de estos ambientes son: 1-progradación de frentes deltaicos, 2-formación de abanicos de desbordes laterales, 3-decantación y 4-drenado por depresión del nivel freático. En el 2015 el canal Río Cuarto avulsionó hacia el canal La Brava (Fig. 1.E), provocando la desconexión del sistema La Dulce-La Barrera. En este evento, en la laguna La Helvecia (de alimentación



freática y canal La Brava) se produjo un importante ingreso de sedimentos y agua dulce alterando temporariamente su salinidad (5-6 g/L a 1-3 g/L) y turbidez.

En síntesis, la traza del canal Río Cuarto a través de los sistemas lagunares, provocó una disminución de aproximadamente el 65% de estos ecosistemas y alteraciones en la geometría, dinámica y calidad del agua de los restantes, modificando profundamente los recursos y funciones de los Bañados del Saladillo.

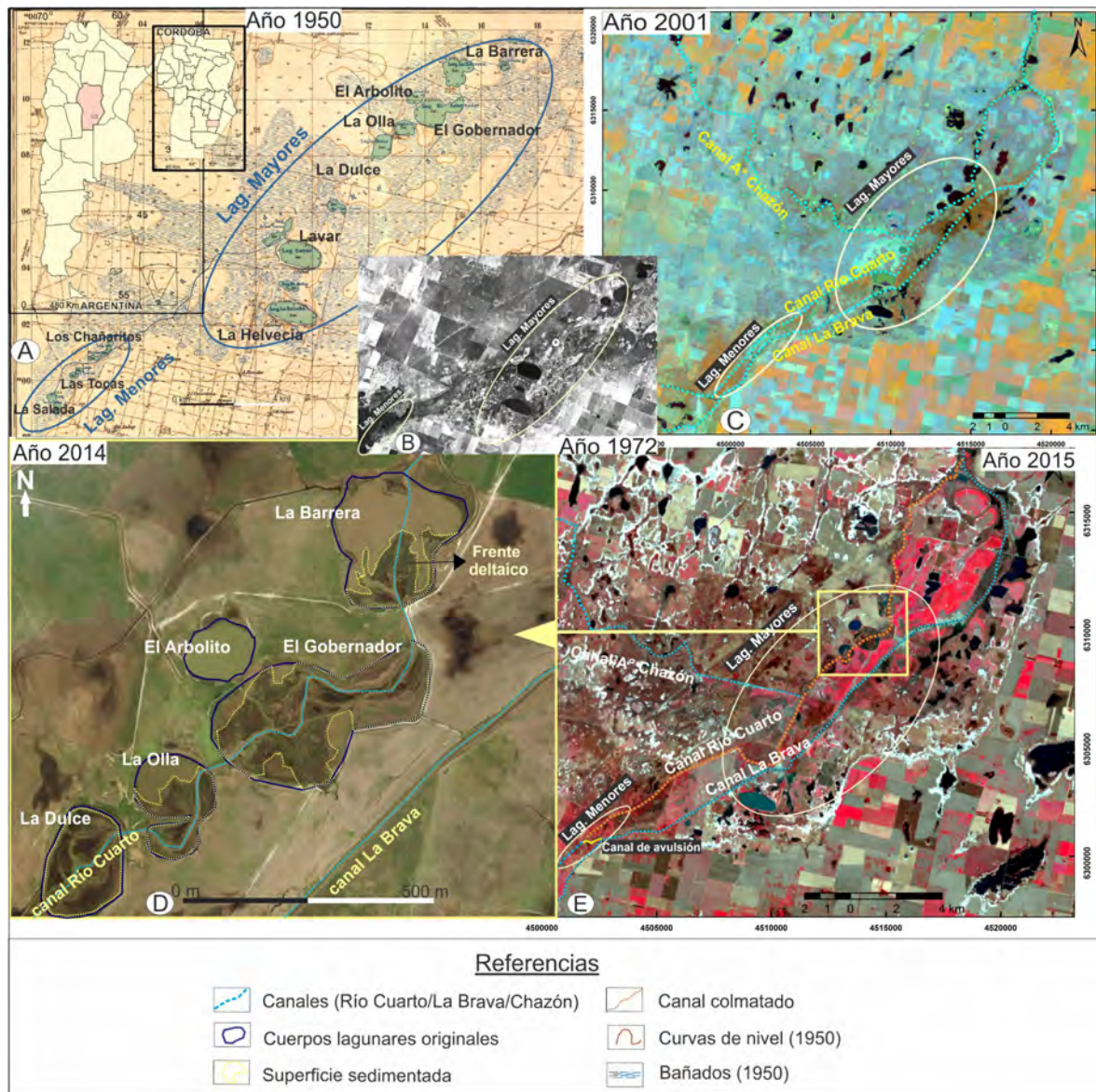


Figura 1. Secuencia de intervenciones humanas y alteraciones morfohidrológicas en lagunas de los Bañados del Saladillo. 1 A) Estadio previo a las intervenciones (Hoja del IGN: Estancia San José 3363-28-1). 1 B) Comienzo de canalizaciones sin cambios relevantes en el humedal (imagen Corona KH-4B). 1 C) Se observa a los dos sistemas lagunares interconectados por canal Río Cuarto, y a los cuerpos menores colmatados (imagen Landsat 8). 1 D) Se percibe la progradación de frentes deltaicos y recanalización (drenado) del sistema de lagunas mayores (imagen satelital Bing). 1 E) La mayoría de los cuerpos lagunares muestran un avanzado grado de sedimentación, en el sector septentrional se señala la avulsión (2015) del canal Río Cuarto hacia el canal La Brava. (imagen Landsat 8).

Bibliografía:

Blaras, M., Degiovanni, S., Cantú, M., Eric, C., Cabrera, A., Villegas, M., Doffo, N., Becker, A., Cisneros, J., Gonzalez, J. y Cholaky, C. 1994. Diagnóstico global del funcionamiento hídrico de las cuencas



que afectan las trazas de la ruta Nac. 7, entre Laboulaye y Villa Mercedes, y la ruta Nac. No 8, entre Canals y Villa Mercedes. Convenio U.N.R.C. y Empresa Caminos del Oeste S.A (Inédito), 98p., Río Cuarto.

- Cantú, M. y Degiovanni, S. 1987. Génesis de los sistemas lagunares del Centro Sur de la Provincia de Córdoba. 10° Congreso Geológico Argentino, Acta (III): 289-293, San Miguel de Tucumán.
- Carreño, L. y Viglizzo, E. 2010. Efecto de la agricultura sobre la provisión de servicios ecosistémicos. En: Viglizzo, E. y Jobbágy E. (Eds). Expansión de la frontera agropecuaria en Argentina y su impacto ecológico-ambiental, 47-52, Ediciones INTA, Buenos Aires.
- Degiovanni, S., Villegas, M., Blarasin, M. y Sagripanti, G. 2005. Hoja Geológica de Río Cuarto-3263-III Secretaria de Minera de la Nación-SEGEMAR, 90 p.
- Doffo, N., Degiovanni, S., Echevarria, K. y Andreazzini, J. 2016. Caracterización morfohidrológica del tramo inferior del río Cuarto y los Bañados del Saladillo y determinación de la peligrosidad de inundación de la localidad de La Carlota. Informe técnico, UNRC (Inédito), 136 p., Río Cuarto.



ANÁLISIS DE LA CONTRIBUCIÓN RELATIVA DE LOS IMPULSORES NATURALES Y HUMANOS, EN LA PROGRADACIÓN DEL DELTA DEL RÍO PARANÁ

José Luis CAVALLOTTO^{1@}, José Ezequiel GOMEZ-AROZAMENA², Luis María FORTE³, Jaime BONACHEA², Federico GONZÁLEZ SOTO³, María BRUSCHI VIOLA², Martín Adolfo HURTADO³, Mario MORELLÓN², Patricia KANDUS⁴, Juan REMONDO², Natalia MORANDEIRA⁴, Victoria RIVAS², Roberto VIOLANTE¹ y Antonio CENDRERO²

(1) Servicio de Hidrografía Naval

(2) DCITIMAC, Universidad de Cantabria

(3) Instituto de Geomorfología y Suelos, Universidad Nacional de La Plata

(4) Instituto de Investigación e Ingeniería Ambiental (3ia), Universidad Nacional de San Martín

(@) jlcavallotto@gmail.com

Palabras clave: Antropoceno, cambio geomorfológico global, delta del río Paraná

La existencia de un cambio geomorfológico global no relacionado con el cambio climático, fue señalada desde hace más de una década. Las evidencias presentadas por distintos autores, sugieren una aceleración de los procesos geológicos superficiales a partir de la segunda mitad del pasado siglo coincidente con la “Gran Aceleración” sugerida por Steffen *et al.* (2015) como inicio del Antropoceno, que implicaría la existencia de un nuevo modelo de evolución geomorfológica.

Algunas manifestaciones de este cambio, son las variaciones de las tasas de progradación en diferentes deltas del mundo. Datos relativos a esta importante contribución humana a la alteración de los procesos de erosión-sedimentación, han sido descritos por diferentes autores, quienes informaron una reducción de la carga sedimentaria que transportan los ríos en factores de entre 2-200, siendo el más frecuente de entre 10-20. Por su parte las tasas de acreción vertical en ambientes deltaicos de diferentes regiones del planeta, parecieran haberse acelerado a partir de 1950 (Forte, 2017).

En el caso del ambiente subáqueo del delta del río Paraná, la tasa de acreción vertical pasó de 2 a 8 mm.año⁻¹ para los períodos entre 1900-1950 y 1950-2010, respectivamente (Bonachea *et al.* 2010), mientras que en el ambiente subaéreo no existen datos sobre tasas de sedimentación recientes. En el ambiente subaéreo, el avance de su frente fue de 15-30 y 30-100 cm. año⁻¹ entre 1778-2000, para los sectores norte y sur, respectivamente, lo que equivale a una tasa de aumento de su superficie de 0,85 km². año⁻¹.

Algunos objetivos de este proyecto son: (i) estudiar las tasas de acreción vertical de los ambientes subaéreo y subáqueo del delta desde el sustrato transgresivo, y su relación con los cambios climáticos ocurridos desde su instalación y el posterior desarrollo e intensificación de las actividades humanas, para intentar establecer el punto de partida del “Antropoceno”; (ii) analizar la presencia de posibles marcadores estratigráficos del Antropoceno en los sedimentos del prodelta, en función de la variabilidad de la concentración de distintos contaminantes de origen antrópico; y (iii) caracterizar con suficiente precisión espacial y temporal la evolución reciente del delta subaéreo, para predecir su desarrollo futuro y posibles impactos en el área de influencia.

El delta del Paraná constituye un ambiente fluvio-estuarino en formación, con una plataforma sumergida más extensa que la emergida que progresa hacia la plataforma continental. Comprende el delta subaéreo, sujeto a procesos fluviales de gradación y a eventos de inundaciones, y el delta subáqueo, forma de agradación en constante crecimiento que en su porción más oriental desarrolla un prodelta, producido por la decantación de sedimentos que floculan en la zona de máxima turbidez y resumen el funcionamiento de la cuenca del Plata (Cavallotto 2002, Bonachea *et al.* 2010).

El ambiente subaéreo se encuentra sujeto a modificaciones de carácter irreversible para adaptar las islas al uso humano, que alteran los procesos de erosión-sedimentación y reducen la biodiversidad, con impactos negativos frente a pulsos extremos de inundaciones y sequías (Kandus *et al.* 2006). En el prodelta en tanto, los sedimentos que se acumulan transportan diversos contaminantes, en especial metales pesados, que resuspendidos por corrientes de marea, olas, viento y actividades antrópicas - dragado, pesca de arrastre, paso de buques- se incorporan a las cadenas tróficas afectando la ictiofauna de especies estuario dependientes.

En el delta subaéreo, y en islas formadas en distintos períodos, se extraerán testigos para su datación por ²¹⁰Pb—²²⁶Ra. En otros sectores, se realizarán perforaciones en ubicaciones determinadas



por la geología ya conocida del área, para conseguir registros continuos desde el sustrato transgresivo hasta el presente. La tasa de sedimentación se determinará por análisis granulométricos, métodos radiométricos (^{14}C), proxies ambientales a través de microfósiles y ^{210}Pb - ^{226}Ra . En el ámbito del tapón fangoso, se determinará la morfología de la superficie del fondo con sonar lateral y se extraerán testigos a gravedad para determinar las tasas de sedimentación por ^{210}Pb - ^{226}Ra .

Los resultados, proveerán información de los sucesivos eventos ambientales/climáticos ocurridos desde el cambio ambiental de estuárico a fluvial que produjo la instalación del delta, así como de los posteriores eventos climáticos, tales como: Cálido Medieval, Pequeña Edad del Hielo, períodos más recientes y dentro de estos últimos, la ocurrencia de eventos Niño y la determinación en la zona de estudio, del punto de partida del Antropoceno.

Bibliografía:

- Bonachea, J., Bruschi, V.M, Hurtado, M., Forte, L.M., da Silva, M., Etcheverry, R., Cavallotto, J.L., Dantas, M., Pejon, O., Zuquette, L., Bezerra, M.A., Remondo, J., Rivas, V., Gómez-Arozamena, J., Fernández, G., Cendrero, A. 2010. Natural and human forcing in recent geomorphic change; case studies in the Rio de la Plata basin. *Science of the Total Environment*; 408: 2674–2695.
- Cavallotto, J.L., 2002. Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 57(4): 376-388.
- Forte, LM. 2017. Análisis de las variaciones espacio-temporales de los procesos geomorfológicos y riesgos asociados. Tesis Doctoral. Univ. Cantabria, España.
- Kandus P, R.D. Quintana y R.F. Bó. 2006. Patrones de paisaje y biodiversidad del Bajo Delta del río Paraná. Mapa de Ambientes. 1era Ed. Grupo de Investigaciones en Ecología de Humedales, Dpto. de Ecología, Genética y Evolución, FCEyN, UBA, Buenos Aires. 48 pp.
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., Ludwig, C. 2015. The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review*, 2(1): 81–98.



IMPULSORES ANTRÓPICOS Y CLIMÁTICOS EN LA EVOLUCIÓN GEOAMBIENTAL DE LA REGIÓN CANTÁBRICA (NORTE DE ESPAÑA) DURANTE EL ANTROPOCENO: INTEGRANDO EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS Y REGISTROS SEDIMENTARIOS COSTEROS Y LACUSTRES

Mario MORELLÓN^{1@}, José Luis CAVALLOTTO², Juan REMONDO¹, Luis María FORTE³, Jaime BONACHEA¹, Federico GONZÁLEZ-SOTO³, María BRUSCHI VIOLA¹, Enrique Javier FERNÁNDEZ-LOZANO⁵, Jose Ezequiel GÓMEZ-AROZAMENA⁵, Alberto GONZÁLEZ-DÍEZ⁵, Iván HERNÁNDEZ-ALMEIDA⁴, Manuel LEIRA⁵, César MORALES DEL MOLINO⁹, Victoria RIVAS⁵, César SIERRA-FERNÁNDEZ⁶ y Antonio CENDRERO¹

⁽¹⁾DCITIMAC, Universidad de Cantabria, España

⁽²⁾Servicio de Hidrografía Naval

⁽³⁾Instituto de Geomorfología y Suelos (IGS), Universidad Nacional de La Plata

⁽⁴⁾Department of Earth Sciences

⁽⁵⁾Department of Geology, Universidade de Lisboa

⁽⁶⁾Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux, Université de Bordeaux

^(@)mario.morellon@unican.es

Palabras clave: Antropoceno, impacto antrópico, cambio climático

Comprender los cambios ambientales del pasado e identificar los principales impulsores de estas transformaciones es esencial para predecir la respuesta de las cuencas hidrográficas al cambio climático en el contexto de una creciente presión humana. Para adquirir un conocimiento adecuado sobre las dinámicas de estas cuencas, necesitamos extender la escala temporal de nuestros registros y así poder reconstruir la variabilidad natural (previa al impacto humano) de los principales procesos involucrados.

El objetivo del proyecto GECANT (CGL2017-82703-R) es comprender cómo la interacción del calentamiento global y el aumento de las actividades antrópicas han alterado las dinámicas geomorfológicas y geoquímicas de las cuencas de la región cantábrica (norte de España), sometidas a una presión humana comparativamente mayor a la de otras zonas de la península ibérica, en el contexto del Antropoceno. Para alcanzar este objetivo, se plantea una estrategia multi-archivo, que integra registros sedimentarios de alta resolución en lagos (Arbás, Somiedo, Ausente, Enol, Fuentes Carrionas, Antuzanos y Pozo Tremeo) y estuarios (Tina Menor, San Vicente, La Rabia, Suances, La Maruca, Santander, Santoña, Muskiz y Urdaibai), a lo largo de un transecto geográfico longitudinal (oeste - este) y altitudinal (2200-0 m.s.n.m.) y caracterizados por un rango variable de condiciones climáticas y socioeconómicas dentro de la región cantábrica (Figura 1A). Para separar adecuadamente el efecto de los impulsores antrópicos de los climáticos llevamos a cabo un estudio multidisciplinar, que incluye análisis geomorfológicos y paleolimnológicos para comprender los procesos actuales, y así poder reconstruir de forma detallada las dinámicas en el pasado a escala de cuenca y/o de lago/estuario. La estrategia a desarrollar implicar el uso de diversos indicadores, como series climáticas instrumentales y bases de datos socioeconómicos, y diversos análisis limnológicos y análisis multi-proxy de sondeos (sedimentología, geoquímica y paleoecología). GECANT se centra en tres componentes de la dinámica de las cuencas: i) producción de sedimentos y dinámica deposicional, ii) concentraciones de metales pesados y iii) flujos de carbono (Figura 1B). Las evidencias geomorfológicas y sedimentarias analizadas hasta el momento demuestran un aumento significativo (de 3 a 7 veces mayor) en las tasas de sedimentación de los estuarios de la zona central y oriental del Cantábrico a partir de la segunda mitad del siglo XX (Irabien et al., 2008; Bruschi et al., 2013; Remondo et al., 2015). Estas tendencias muestran similitudes con la evolución de indicadores socioeconómicos, como el producto interior bruto de España durante este periodo, pero no tanto con otros indicadores naturales, como los registros de precipitaciones, nivel del mar o los caudales de los ríos de la vertiente cantábrica. Se han obtenido resultados similares en la cuenca del Río de la Plata (Argentina), una zona fuertemente antropizada durante este periodo (Forte, 2017). Esto indicaría que el "impacto humano" ha sido fundamental en los cambios registrados. Por otro lado, las tasas de sedimentación en los todavía escasos registros lacustres disponibles hasta el momento muestran tendencias similares, con descensos significativos desde la década de los años 90 del siglo XX, probablemente debido a un progresivo y reciente descenso de la presión humana en zonas más altas de la cordillera cantábrica. La ampliación de este estudio a cuencas lacustres situadas en contextos de impacto humano y condiciones climáticas diferentes a los ya analizados, junto con la aplicación de otros indicadores, permitirán mejorar el análisis de la



variabilidad espacio-temporal en las tasas de erosión y sedimentación, contaminación por metales pesados, flujos de carbono y cambios ecológicos en la región cantábrica, el contexto de una intensa influencia humana sobre el medio. Por último, la correlación con otros registros similares situados en diferentes regiones del planeta permitirá conocer el alcance regional o global de los cambios registrados (Forte, 2017).

Los resultados preliminares de este proyecto contribuyen a mejorar la comprensión de la naturaleza, variabilidad espacio-temporal y consecuencias de los efectos sinérgicos de actividades humanas y cambio climático a escala de cuenca (o microcuenca) y proporcionarán criterios para el diseño de políticas de mitigación y adaptación al calentamiento global.

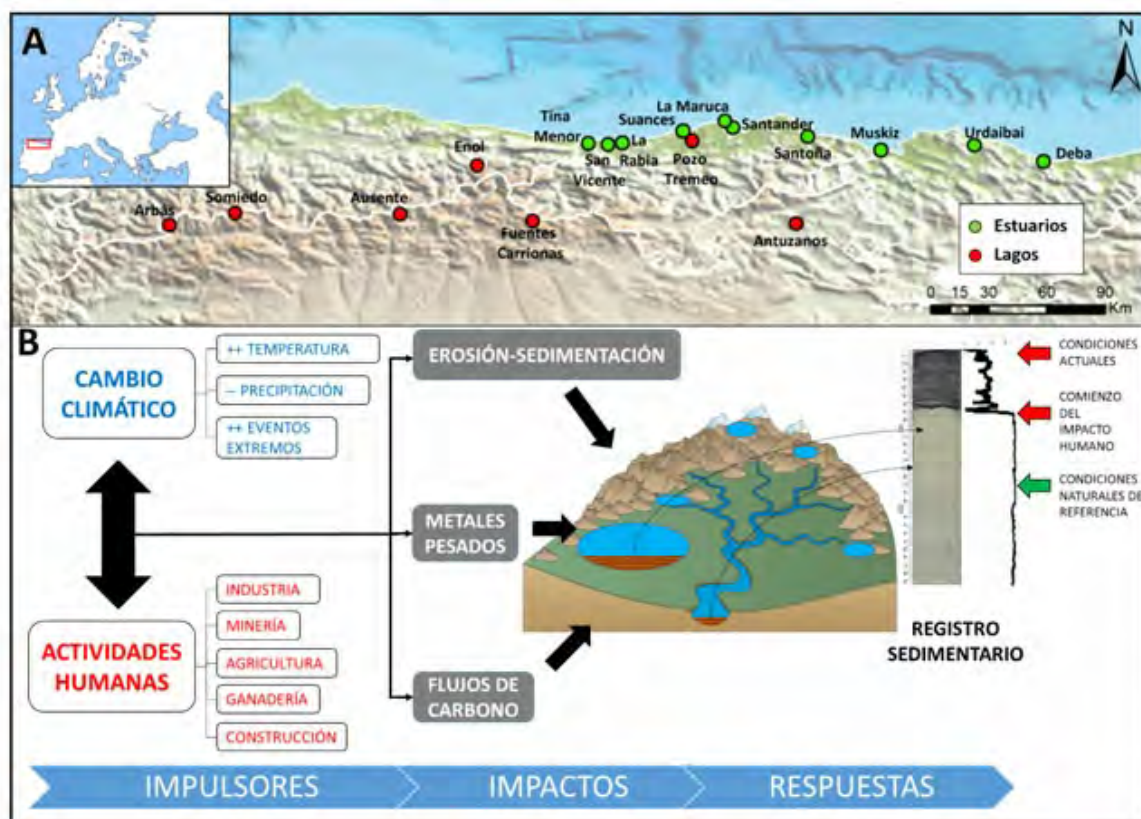


Figura 1. A. Mapa físico del área de estudio con los registros sedimentarios antropocenos disponibles y a analizar en el marco de la propuesta GECANT. B. Esquema conceptual con los principales impulsores de cambio geoambiental, impactos y respuestas en las cuencas, registradas en los archivos sedimentarios naturales.

Bibliografía:

- Bruschi, V.M., Bonachea, J., Remondo, J., Gómez-Arozamena, J., Rivas, V., Méndez, G., Naredo, J.M., y Cendrero, A. 2013. Analysis of geomorphic systems' response to natural and human drivers in northern Spain: Implications for global geomorphic change. *Geomorphology* 196: 267-279.
- Forte, L.M. 2017. Análisis de las variaciones espacio-temporales de los procesos geomorfológicos y los riesgos naturales asociados. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria.
- Irabien, M.J., Cearreta, A., Leorri, E., Gómez, J. y Viguri, J. 2008. A 130 year record of pollution in the Suances estuary (southern Bay of Biscay): Implications for environmental management. *Marine Pollution Bulletin* 56: 1719-1727.
- Remondo, J., Bonachea, J., Rivas, V., Bruschi, V., Gómez-Arozamena, J., González-Díez, A., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. 2015. Evidencias del Antropoceno en el Cantábrico Oriental, en: Galve, J.P., Azañón, J.M., Pérez Peña, J.V., Ruano, P. (Eds.), *Una visión global del Cuaternario: El hombre como condicionante de procesos geológicos*, Actas del XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada 2015 IGME, Granada, pp. 263-266.



IDENTIFICACIÓN DE FORZANTES NATURALES Y ANTRÓPICOS EN LA DINÁMICA AMBIENTAL RECIENTE DE LA LAGUNA DEL PLATA (SISTEMA DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA, CÓRDOBA) MEDIANTE INDICADORES PALEOLIMNOLÓGICOS

Ingrid COSTAMAGNA¹, Silvana HALAC² y Eduardo L PIOVANO^{2@}

⁽¹⁾Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC.

⁽²⁾Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (UNC) - CICTERRA (UNC-CONICET) - INA/CIRSA

^(@)eduardopiovano@unc.edu.ar

Palabras clave: eutrofización cultural, paleolimnología, variabilidad hidroclimática

El estudio paleolimnológico de sistemas lacustres permite reconstruir la naturaleza de su variabilidad ambiental, la cual puede ser regulada por forzantes naturales y antrópicos. La evaluación del impacto antrópico sobre estos sistemas adquiere relevancia debido a la importancia como ecosistemas y por su valor estético, cultural, económico, recreativo y científico. En este sentido, la paleolimnología resulta una herramienta útil para evaluar la degradación temporal de las condiciones ambientales, entre las cuales, la eutrofización cultural, provocada por actividades antrópicas que incrementan el aporte de Nitrógeno (N) y Fósforo (P), es un problema creciente.

Se analiza aquí la variabilidad ambiental preservada en el registro paleolimnológico de los últimos ca. 70 años de la Laguna del Plata (LdP) (30°55'S- 62°51'O) perteneciente al sistema de la Laguna Mar Chiquita (LMC; Córdoba) con el objetivo de identificar la incidencia de factores naturales antrópicos y naturales sobre el ambiente. En LdP se encuentra la desembocadura del río Suquía, en cuya cuenca se desarrollan diversas actividades, destacándose la presencia de la ciudad de Córdoba y la agricultura intensiva. Es importante remarcar que el sistema de LMC integrado por la laguna y los Bañados del Río Dulce, constituye el lago salino más grande de Sudamérica, siendo una reserva con importante riqueza en biodiversidad.

Se efectuó el análisis de multi-indicadores en un testigo sedimentario de LdP de 116 cm de longitud, incluyendo indicadores físicos (facies, susceptibilidad magnética -SM-), químicos (Carbono Orgánico Total -COT-, Nitrógeno Total -NT- y Fósforo Total -PT-) y biológicos (paleopigmentos derivados de la clorofila -DC-). Se midió SM, se determinó COT a través del método de pérdida por ignición, NT por método Kjeldahl, PT por método del ácido ascórbico y DC a través de método espectrofotométrico. A su vez, se utilizó información instrumental hidroclimática (precipitaciones medias regionales, niveles y salinidad de la LMC) y datos estadísticos de las actividades agrícolas de la región.

El análisis de multi-indicadores del registro paleolimnológico permitió identificar 4 escenarios distintivos durante los últimos 70 años y realizar un modelo hidrobiogeoquímico (Figura 1). El escenario I (AD 1948-1971) está caracterizado para el desarrollo de una extrema sequía, niveles bajos y salinidades muy altas de LMC. Los valores bajos de los indicadores PT, NT, COT y DC permiten considerar que el impacto antrópico asociado a actividad agrícola ha sido muy bajo o despreciable. El escenario II (AD 1972-1983), se caracteriza por un aumento en las precipitaciones y niveles de LMC, y por lo tanto descenso de la salinidad. Si bien se observa un aumento en las concentraciones de los indicadores de eutrofización, estos no son significativamente mayores al escenario anterior, considerándose también un bajo impacto antrópico. En el caso del escenario III (AD 1984-2003), se mantiene la misma situación hidroclimática aunque las altas concentraciones de los indicadores de eutrofización revelarían por primera vez la existencia de un impacto antrópico alto. Si bien la información estadística indica un incremento continuo de las actividades agrícolas, el escenario IV (AD 2004-2011) está caracterizado por una disminución de los indicadores medidos, lo cual podría estar asociada a una fase de menores precipitaciones y en consecuencia menor aporte superficial dentro del contexto húmedo general. A partir de AD 2012-2017 se repiten las características registradas en el escenario III. De esta manera se concluyó que el incremento en las concentraciones de NT y PT en el registro sedimentario de LdP a partir del año 1984 coincide con el avance de la frontera agrícola en la región, la cual tuvo su expansión en la década de 1980. Se considera que la variabilidad hidroclimática controla el ingreso de nutrientes de origen antrópico a la LdP. Asimismo, se estableció que, cuando se registra impacto antrópico, la mayor disponibilidad de nutrientes es el factor que predomina en el control de la producción primaria de LdP. La importancia de este trabajo radica que es el primero realizado donde se estudia en simultáneo el efecto de la variabilidad hidroclimática sobre el sistema y el impacto de él en el desmonte y agricultura practicados en la región. Se destaca además que el entendimiento de la dinámica ambiental a lo largo del tiempo, donde intervienen procesos naturales y antrópicos, provee herramientas útiles para el planeamiento de las actividades de la región y para



modelar escenarios futuros.

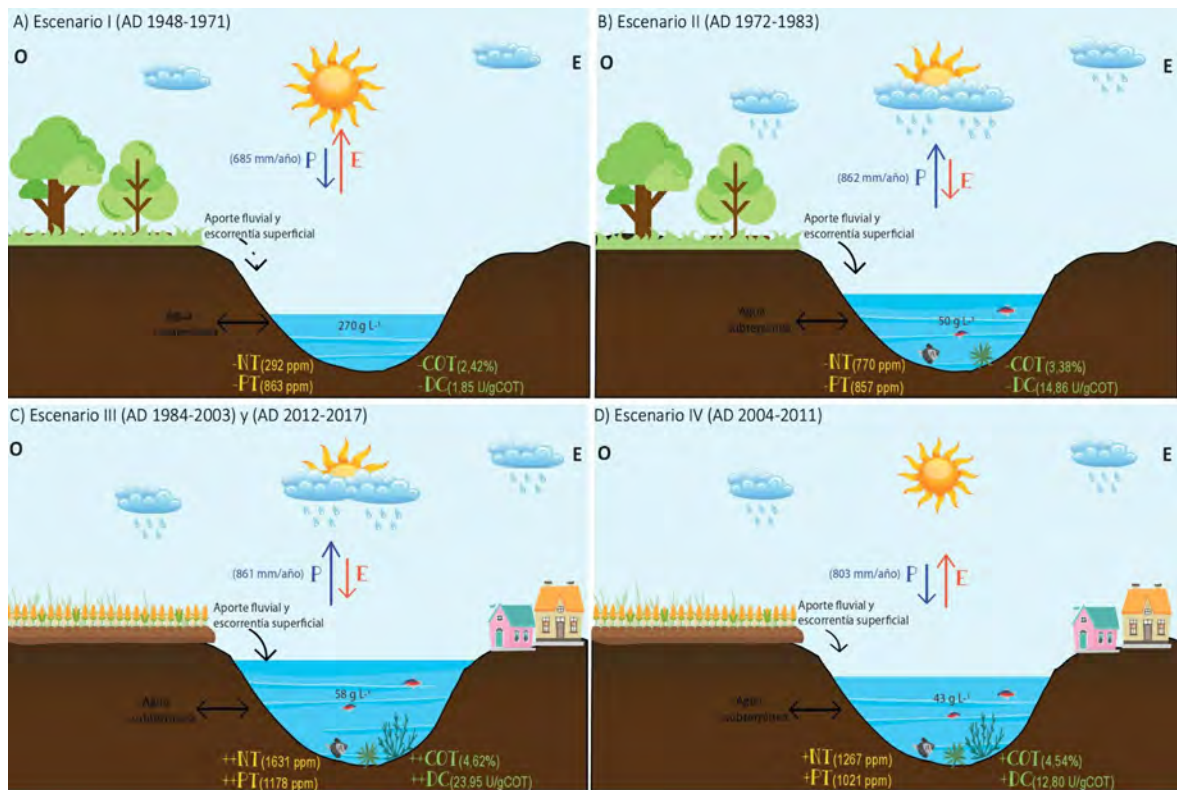


Figura 1. Modelo hidrobiogeoquímico de evolución ambiental propuesto para LdP A) Escenario I (1948-1971), B) Escenario II (1972-1983), C) Escenario III (1984-2003) y (2012-2017), D) Escenario (2004-2011). La precipitación (P) y la evaporación (E) se representan con flechas, cuya longitud relativa es proporcional a su magnitud. Los indicadores NT y FT se muestran con signos positivos (+) y negativos (-) al igual que los indicadores de producción primaria (DC y COT). Los signos + y ++ indican aumentos de la concentración mientras que el signo - indica disminución. El aporte por escorrentía fluvial y superficial están representados por una flecha y línea entrecortada antes de la década de 1970 (debido al escaso aporte durante la extrema sequía antes de esta década), mientras que después de ésta, es indicada por una flecha sólida.



GEOMORFOLOGÍA ANTROPOGÉNICA EN LA PLANICIE FLUVIAL DEL RÍO CUARTO. ÁREA URBANA Y PERIURBANA DE LA CIUDAD DE RÍO CUARTO, CÓRDOBA

Karina Vanesa ECHEVARRIA^{1@}, Susana Beatriz DEGIOVANNI², Nelso César DOFFO² y María Jimena ANDREAZZINI¹

⁽¹⁾CONICET - Universidad Nacional de Río Cuarto

⁽²⁾Dpto. Geología - FCEFQyN - Universidad Nacional de Río Cuarto

^(@)karyechevarria@yahoo.com.ar

Palabras clave: antropoceno, cartografía antropogénica, morfología-morfodinámica

La geomorfología antropogénica apareció con el advenimiento de la humanidad, cuya actividad ha generado una creciente influencia en el relieve terrestre, convirtiéndose en el tercer agente geomorfológico además de las fuerzas internas y externas consideradas en la geomorfología tradicional (József et al., 2010; Li et al., 2017). Actualmente son escasos los ambientes a nivel mundial que no han sido modificados por el hombre. En este trabajo se analizan los cambios morfológicos y morfodinámicos en la cuenca media del río Cuarto vinculados a la expansión urbana de la ciudad homónima y se incorporan unidades antropogénicas a la cartografía geomorfológica tradicional. A partir de documentos cartográficos, fotografías aéreas e imágenes satelitales de diferentes escalas espacio-temporales y relevamiento de campo, se analizaron cambios en el canal (diseño en planta, relación ancho-profundidad (a/p), gradiente), terrazas y llanura de inundación. En el sector estudiado el río Cuarto (Fig. 1A) atraviesa una morfoestructura regional (prolongación sur Sa Chicas, Cba) que condiciona el desarrollo de su planicie aluvial: es ancha (hasta 6 km) y agradacional en el bloque hundido, y angosta (hasta 1 km) y profunda en el elevado (Fig. 1B). El canal es sinuoso-entrelazado (s: 1,1-1,2; a/p ≥ 120) en el primer caso y meándrico muy activo (s: 1,3-1,4; a/p: 50-70) en el segundo, mostrando tendencia a la incisión en las últimas décadas (Degiovanni et al., 2005). Se reconocen 3 terrazas (T1, T2 y T3) con distinta extensión según el sector. Esta diversidad de morfologías presenta diferencias sedimentológicas, edáficas, hidrogeológicas, morfodinámicas, etc., que definieron el uso del territorio y su transformación. Los sectores urbanizados de T1 y T2, presentan leves cambios de relieve (<pendientes), pero importantes alteraciones en procesos: < infiltración, > escurrimiento superficial y erosión hídrica en calles de tierra periféricas, reconfiguración de red de drenaje, etc. En la zona periurbana T1 y T2 tienen uso agrícola-hortícola y localmente minero, siendo esta última actividad la que genera cambios geomorfológicos mayores. En T1, las ladrilleras eliminan los horizontes superiores del suelo, generando áreas deprimidas que localmente modifican escurrimientos superficiales. En T2 la extracción de áridos en canteras crea depresiones rectangulares de hasta 400 x 250 m de área y 5 m de profundidad que originan lagunas cuando se alcanza el nivel freático, mientras que el acopio de materiales, montículos de hasta 8 m altura (Fig. 1C). Otras geoformas antropogénicas son terrazas acrecionadas y las creadas por relleno. Las primeras se generaron en la década del 70', por disposición de residuos sólidos urbanos (basural) sobre T3 (Fig. 1B). Esta terraza, actualmente urbanizada, presenta numerosos problemas ambientales (impacto visual, contaminación, dispersión de desechos aguas abajo por erosión fluvial, etc.). Las segundas, se construyeron a principios de los 80', en el sector del puente Carretero donde se rectificó el río por relleno en la margen erosiva. Luego de la construcción del 1° azud (2003) este nivel es inundable. La morfología y dinámica del cauce actual está influenciada por diversas intervenciones en el tramo estudiado y por la extracción de áridos realizada aguas arriba y abajo del mismo (Degiovanni et al., 2005). Si la extracción > reposición se erosiona el aluvión de fondo con pérdida temporaria de barras. Se diferenciaron 4 segmentos de cauce (Fig 1B.): **1**) sinuoso/entrelazado, ancho: 100-120 m, alta a/p, grad. 0,33 %, erosión lateral mod., incisión leve; **2**) recto, ancho: 50-70 m, a/p mod./baja, grad. 0,33 %, márgenes estables (sedimentos cohesivos), incisión alta (3-4m/50 años); **3**) sinuoso (s: 1,1) rectificado (por relleno, dragado), ancho: 120-150 m, grad. 0,28 %, márgenes estabilizadas (gaviones, vegetación), acreción por construcción de 2 azudes (hasta 1,50 m), > peligro desbordes en terrazas bajas y cuenca urbana del A° El Bañado que confluye canalizado en este tramo; **4**) meándrico incidido (s: 1,35; barrancas 6-8 m), localmente rectificado (Fig. 1D) y márgenes protegidas, ancho: 80-100 m, a/p alto/mod., grad. 0,33 %, erosión lateral alta y relocalizada por obras, incisión (hasta 4,5 m) aguas abajo 2° azud lo que ha provocado erosión retrocedente en desagües pluviales que desembocan en el sector (Fig. 1E). La magnitud de los cambios ocasionados por actividades humanas en la planicie aluvial del río Cuarto es alta, principalmente en el cauce activo. El uso de unidades cartográficas antropogénicas es indispensable para el ordenamiento y gestión territorial, especialmente para evaluar riesgos naturales e inducidos.

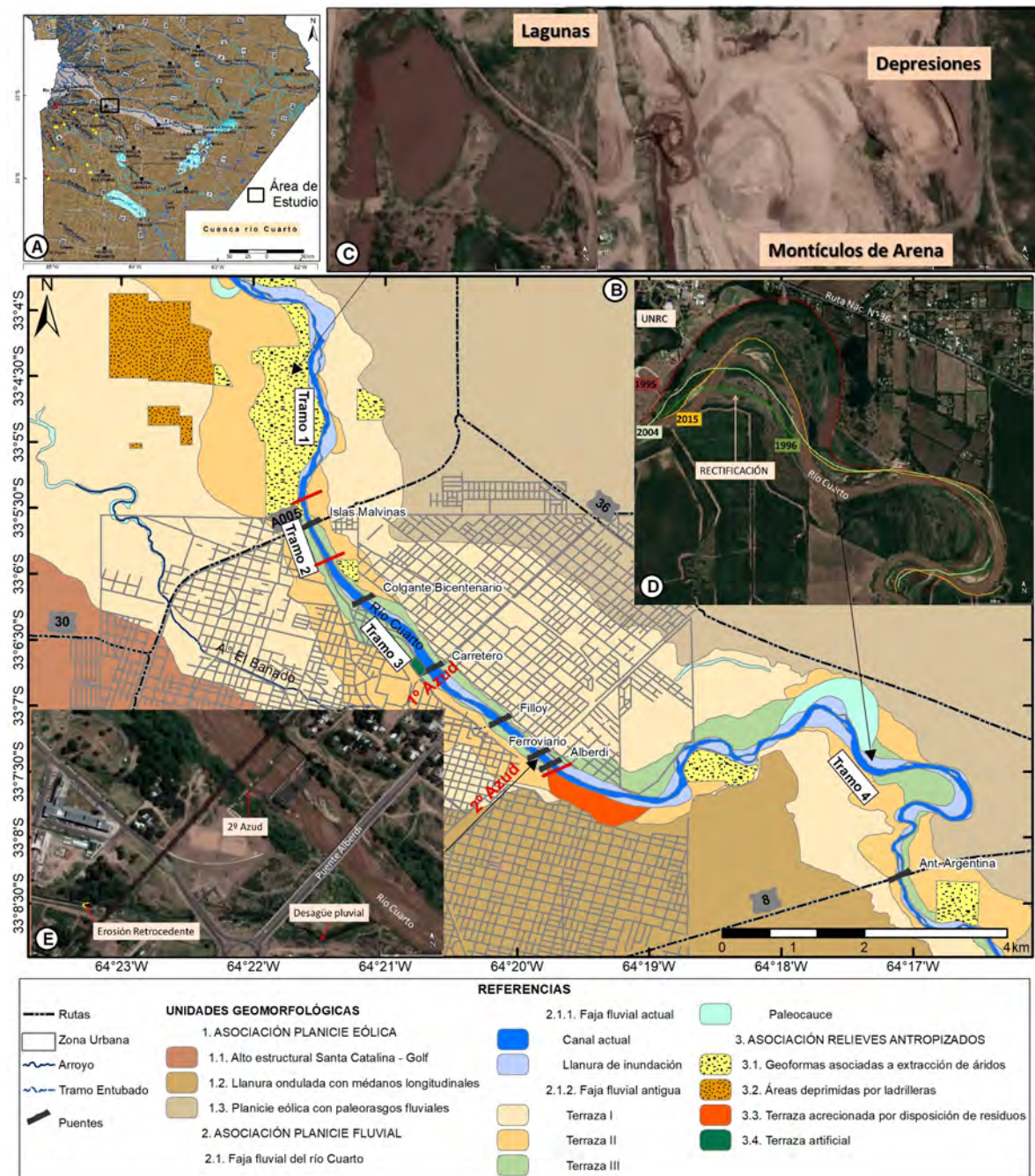


Figura 1. A) Ubicación área de estudio. B) Mapa de la geomorfología antropogénica de la zona estudiada. C) Geoformas (depresiones y montículos) asociadas a la extracción de áridos. D) Evolución espacial y temporal de un meandro representativo de la zona. Rectificación año 1996. E) Erosión retrocedente en desagües pluviales por incisión del canal del río Cuarto

Bibliografía:

Degiovanni, S., Villegas M. y Doffo N. 2005. Monitoreo del comportamiento del río Cuarto en un tramo del curso medio sometido a fuerte presión antrópica. En Blarasin, M., Degiovanni, S., Cabrera, A. y Villegas, M. (Compiladoras) aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba. Una perspectiva geoambiental: 105-116, Río Cuarto, Córdoba.

József, S., Lóránt, D. y Lóczy, D. 2010. Anthropogenic Geomorphology: A Guide to Man-made Landforms. Springer, 291 p., Dordrecht - Heidelberg - London - New York.

Li, J., Yang, L., Pu, R. y Liu, Y. 2017. A review on anthropogenic geomorphology. Journal of Geographical Sciences, 27 (1): 109- 128.



IS THERE AN ANTHROPOCENE “GLOBAL GEOMORPHIC CHANGE”?

Luis María FORTE^{1@}, Antonio CENDRERO², Juan REMONDO² y Juan CUESTA³

⁽¹⁾Instituto de Geomorfología y Suelos, Universidad Nacional de la Plata

⁽²⁾DCITIMAC, Universidad de Cantabria, España

⁽³⁾Depto. Matemáticas, Estadística y Computación, Universidad de Cantabria, España

^(@)lmforte@igs.edu.ar

Palabras clave: Anthropocene , global geomorphic change , geomorphic acceleration

The discussion about recognition of the Anthropocene as a new geological epoch (Waters et al. 2016) deals mainly with climate, atmosphere and hydrosphere chemistry, biodiversity, or presence of new sedimentary materials and ‘technofossils’ in the geological record, but changes affecting geomorphic processes and landforms have received limited attention. The aim of this contribution is to explore the possible existence of a *global geomorphic change*, expressed through increased rates of some geomorphic processes and related natural disasters, that could characterize the Anthropocene.

The assessment presented is based on a conceptual model proposed some time ago (Cendrero et al. 2006), which considers that there is a relationship between the intensity of human activities, for which total (not *per capita*) Gross Domestic Product (GDP) could be a useful indicator, and the intensity of geomorphic processes. The rationale is that more human activity in general implies greater modification of land surface, by activities such as urban and infrastructure expansion, mining, agriculture, etc. This, in turn, implies greater erosion/sedimentation and higher frequency of geomorphic disasters. A hypothesis was formulated on the basis of the conceptual model, from which some predictions were made. If the model were correct, GDP growth (driver) should show a relationship with erosion/sedimentation rates as well as with the frequency of disasters due to water-land surface interaction, such as floods and landslides (response of geomorphic systems). The intensification of geomorphic processes should be independent of climate change and show a stronger growth in recent times (Anthropocene?). In other words, could a socio-economic, in-material variable such as GDP density be related to some physical effects on the surface of the planet? A well-known such relationship is intensity of night illumination. Perhaps also intensity of geomorphic processes?

To test the model, data were gathered on sedimentation rates (through extraction and dating of sediment cores, as well as data compilation from the literature) and frequency of natural disasters (obtained from international databases). These data were compared and correlated with potential natural (rainfall) and human (GDP) drivers.

Sedimentation rates obtained in different environments show, in the vast majority of cases, an increasing trend, particularly clear after mid-20th century. This trend is very similar to those of different indicators of human activity (population, GDP, energy or cement consumption), but quite different from that of rainfall.

The compilation of sedimentation rates (data on over one thousand locations in China, India, USA, Europe, Australia) yielded very similar results. General increase since the end of the 19th century and an intensification after mid-20th century. Again, no apparent relationship was observed with rainfall variations during the analysis period covered, whereas there is a parallelism with GDP values. And this happens, with almost no exceptions, in all sorts of sedimentary environments or regions within those zones (Forte 2017).

One prediction based on the hypothesis was that, among natural disasters, the frequency of geomorphic ones should grow most and show the closest correlation with GDP, climate disasters present a lower correlation and those due to volcanoes and earthquakes even less. Time series on disaster frequency at world, continents and regions levels show that this is indeed the case. Correlation coefficients (both linear and non-parametric) are greatest for geomorphic disasters and lowest for those due to earthquakes and volcanic eruptions (Forte 2017).

It thus appears that human land-surface modification is more important than climate change for the intensification of geomorphic processes and disasters (one order of magnitude in rates/frequencies during the last century?). Also, that the ‘Great Acceleration’ (Steffen et al. 2015) includes a *geomorphic acceleration* of global extent, perhaps one of the characteristics of the Anthropocene. Discussing a possible starting date for the Anthropocene is not the aim of this contribution, but the results obtained suggest that the Industrial Revolution represents the moment when humans acquired the potential to greatly transform nature, but general, intense change of natural systems, including geomorphic processes, actually occurred after WWII.

If further research (desirably by other groups and on the basis of different data and approaches)



confirms the model proposed here, it would help to better focus actions aimed at decoupling development and geomorphic disasters.

Bibliografía:

- Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Rivas, V. y Soto J. 2006. Sensitivity of landscape evolution and geomorphic processes to direct and indirect human influence. *Geogr. Fis. e Geodin. Quat.*29: 125-137.
- Forte L.M. 2017. Análisis de las variaciones espacio-temporales de los procesos geomorfológicos y riesgos asociados. PhD. Thesis. Univ. Cantabria, Spain (www.unican.es).
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., y Ludwig, C. 2015. The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. *The Anthropocene Review* 2(1): 81-98.
- Waters, C.N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A.D., Poirier, C., Gałuszka, A., Cearreta, A., Edgeworth, M., Ellis, E.C., Ellis, M., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J.R., Richter, D.B., Steffen, W., Syvitski, J., Vidas, D., Wagemann, M., Williams, M., Zhisheng, A., Grinevald, J., Odada, E., Oreskes, N., y Wolfe, A.P. 2016. The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science* 351 (6269): 137-147.

ÍNDICE DE AUTORES

A

ABARZÚA, Ana María	42
ACEVEDO, Rogelio Daniel	317
AGUILERA, Emilia Yolanda	45, 346
AGUILERA, David	87, 89
AGUIRRE, Marina Laura	62
ALBERDI, Ramiro	148
ALCACER SANCHEZ, Juan Manuel	194, 200
ALEXANDRE, Fernando Da Silva	360
ALIOTTA, Salvador	59, 266
ALLARD, José Oscar	172
ALONSO, Ricardo Narciso	311, 324, 327
ALONSO, Susana	342
ALPERIN, Marta	80
ALRIC, Viviana Inés	130
ALVAREZ, María Del Pilar	27, 254
ALVAREZ, María Fernanda	307
AMAT, Pablo	121, 154
ANDREAZZINI, María Jimena	145, 161, 379, 388
ANDREOLI, Agustina	266
ARAGÓN, Eugenio	346
ARANDA, Jael	174
ARAOS, José	227, 229
ARCE, María Elena	275
ARES, Mauricio	344
ARIZTEGUI, Daniel	7, 27, 84
AROZARENA, Isabel	248

B

BAPTISTA NETO, José Antonio	235
BARENDREGT, René William	38
BARION, Gerardo	116
BARRANTES, Gustavo	248
BÁRTOLI, María Valeria	98
BECKER, Analía	82, 304
BEIGT, Débora	121, 123, 125, 128
BEILINSON, Elisa	38
BENAVENTE, Cecilia	52
BENITEZ, Yanina Noé	152, 231
BENITO, María Eugenia	145
BENVENUTO, María Laura	284, 309
BERNADETTE, Tessier	11
BERTOTTO, Walter	339
BIANCHINOTTI, María Virginia	70
BIDEGAIN, Juan Carlos	18, 53, 282
BILMES, Andrés	27, 62, 141
BINNIE, Steven	210
BOFF, Laura	282
BOGARIN GALARZA, Yamila Raquel	101
BONACCI, María Celeste	161
BONACHEA, Jaime	382, 384
BORETTO, Gabriella Margherita	231, 270, 333
BORGATTA, Luciana	156, 277
BORRELLI, Natalia Lorena	284, 309
BORROMEI, Ana María	70
BOUZA, Pablo	141, 275, 304
BRUNETTO, Ernesto	372, 373
BRUSCHI VIOLA, María	382, 384
BUCHER, Joaquín	141
BUFARINI, Cibele	52
BUNGENSTAB ALVES, Grace	36
BUNICONTRO, María Paula	239, 244, 249
BURG, Jean-Pierre	189
BURGOS, Lucas	196, 293

C

CANDEL, María Soledad	70
CANDIA HAZLUPCK, David	93
CAPPELLOTTO, Luiggina	51
CAROL, Eleonora	13, 254, 256
CARRETERO, Silvina	237, 241
CARUT, Claudia	268, 362
CARVALHO DA SILVA, André Luiz	235, 246, 259
CASADO, Ana	166
CASELLI, Alberto Tomás	116
CASTALDI, Gimena Soledad	177, 183, 191, 192
CASTELLANO, Juan	295
CASTILLO, Maikol	248
CATIVA, Silvana	157
CAVALLOTTO, José Luis	382, 384
CAVAROZZI, Claudia Ernestina	45
CELLONE, Francisco	32
CENDRERO, Antonio	382, 384, 390
CHANAMPA, Eliana Graciela	324, 327
CHIESA, Jorge Orlando	72, 93, 366
CHRISTIANSEN, Rodolfo	196
CIANZIO, Matías	302
CIARLO, Esteban	284
CIOCCALE, Marcela	104, 109, 152, 231, 333 351, 353, 355, 358
CISTERNAS, Miriam	157
CLAGUE, John	38
COLAVITTO, Bruno	290
COLMAN, Christian Fernando	101, 104, 107, 233
COMERIO, Marcos	282
COMPAGNUCCI, Rosa	55
CONCI, Eliana	304
CORBAT, María Cecilia	22, 25, 203, 305 314, 320, 334
CORBELLA, Hugo	211, 225
CÓRDOBA, Francisco E.	66, 357
CORONATO, Andrea María Josefa	70, 98, 198, 199 211, 220, 225, 337
CORTÉS, José María	189
COSTA, Samuel Othon De Souza	360
COSTAMAGNA, Ingrid	386
COTTESCU, Alexander	38, 317
COTTET, Julieta	125, 127
COVIAGA, Corina	80
CUADRADO, Diana G.	262, 264
CUESTA, Juan	390
CUEVAS, Carolina	38
CUÑA RODRIGUEZ, Carolina Celeste	84
CURTONI, Rafael	72
CUSMINSKY, Gabriela Catalina	68, 80

D

D'ELÍA, Leandro	27, 62, 141
D'AMICO, Gabriela	187, 268, 280, 362
DE LA HOZ, Mauro	133, 327
DE OLIVEIRA FILHO, Silvio Roberto	246
DEGIOVANNI, Susana Beatriz	145, 177, 183, 192 379, 388
DELFINO, Daniel	76
DELGADO KASINSKY, Estefanía Jael	288
DELMÉNICO, Agustín	125
DIAZ, Andrea Alejandra	286
DIAZ APPELLA, Belena Lucía	239, 375
DÍAZ BALOCCHI, Luis	206, 208, 213, 220
DOFFO, Nelso César	161, 379, 388
DONNA, Roberto	47, 57
DORNES, Pablo	339, 377

E

ECHEVARRIA, Karina Vanesa	379, 388
ERCOLANO, Bettina	211, 225
EREMCHUK, Jorge	157
ESPER ANGLILLERI, María Yanina	180
EYMARD, Inés	27

F

FEO, Rodrigo	27
FERNÁNDEZ, María Pía	139, 379
FERNÁNDEZ, Gema	185
FERNÁNDEZ HONAINÉ, Mariana	284, 309
FERNÁNDEZ NAVARRO, Hans	228
FERNÁNDEZ SEVERINI, Melisa	284
FERNÁNDEZ-LOZANO, Enrique Javier	384
FERRAZ SCIGLIANO, Beatriz	36
FLORES, Daniel Germán	143, 297
FLORES, Patrocinio	341
FOIX, Nicolás	172
FOLGUERA, Andrés	290
FOLGUERA, Alicia	339
FORTE, Luis María	382
FRANCO, María Gabriela	66, 341, 357
FRANZESE, Juan Rafael	141
FRAYSSINET, Celia	284, 309
FRAYSSINET, Lucrecia	307
FUCKS, Enrique	22, 25, 68, 164, 187, 203, 268 280, 305, 314, 320, 331, 334
FUENTES, Tomás Gregorio	113, 136
FUNES, Daniela	141

G

GADEA VILLALBA, Moisés Alejandro	233
GALLI, Claudia Inés	311, 324, 327
GALLIARI, María Julieta	254
GALLO, Magdalena	168, 170
GALONE, Luciano	280
GARCÍA, Juan	210, 228
GARCÍA, Héctor	196, 293
GARCÍA, Juan Luis	42
GARCÍA, Micaela	141
GARCÍA ARÁOZ, Eduardo	104, 109, 351, 355, 358
GARCÍA GALLUZZI, Álvaro	241
GARCÍA-RODRÍGUEZ, Felipe	84
GHETTI, Georgina	362
GIACCARDI, Aldo	87, 89
GIL, Verónica	166
GILARDONI, Juan	44
GINSBERG, Silvia Susana	59, 266
GOGICHAISHVILI, Avto	93
GOMES, Daniel Dantas Moreira	360
GOMEZ, Gustavo	72
GÓMEZ, Eduardo A.	128, 262, 264
GÓMEZ, Javier	270
GÓMEZ, Lucía	237
GÓMEZ OTERO, Julieta	8
GOMEZ SAMUS, Mauro	18, 32, 53, 282
GÓMEZ SZMULEWICZ, Gabriel	42, 210, 228
GÓMEZ-ARZAMENA, José Ezequiel	382, 384
GONZÁLEZ, Marcelo	196
GONZÁLEZ GUILLOT, Mauricio	215, 293
GONZÁLEZ SOTO, Federico	382, 384
GONZÁLEZ-DÍEZ, Alberto	384

GONZÁLEZ-SOTO, Federico	384
GOÑI, Ricardo	372
GORDILLO, Sandra	270, 333
GORZA, Candela	220
GRANA, Lorena	76
GRECO, Catriel	93
GRILL, Silvia Cristina	322, 348
GRUMELLI, María	82, 304
GUERRA, Lucía	66

H

HAGHIPOUR, Negar	189
HALAC, Silvana	386
HALLER, Miguel Jorge	130
HARO, Federico Miguel	194, 200
HASSAN, Gabriela	47
HEIDER, Guillermo	72, 93
HEILAND, Patricio	284
HEIN, Andrew	210
HERNÁNDEZ-ALMEIDA, Iván	384
HURTADO, Martín Adolfo	382

I

ICAZATTI, Franco	72
IGOR, Pessoa	369

J

JEANNERET, Pilar	20
JIMÉNEZ, Juan	275
JONES, Marta	278
JUAREZ, Oscar	22, 203, 305, 314, 320, 334

K

KANDUS, Patricia	382
KAPLAN, Michael R.	41
KOHLER, María Constanza	187
KRUSE, Eduardo	237, 241

L

LA COLLA, Noelia	284
LADEIRA, Francisco	107
LALINDE, Verónica	72
LAPRIDA, Cecilia	44
LAVARDA RAMALLO, Rodrigo	358
LEBINSON, Fernando	322, 348
LEIRA, Manuel	384
LENZANO, María Gabriela	222
LENZANO, Luis Eduardo	222
LEONARD, Graham	125
LINCE KLINGER, Federico	196, 293
LIRA, María Paz	228
LONGO, Ana Clara	150
LÓPEZ, Manuel	141
LÓPEZ, Rubén	168, 170, 239
LÓPEZ, Ramiro	199
LORENZO, Florencia	74, 159, 377
LUENGO, Mariel	25
LUETHGENS, Christopher	210
LUPO, Liliana C.	357

M

MADELON, Nicolás	104, 109
MAGNERES, Ignacio	91, 199, 206, 208
MAISANO, Lucía	262, 264
MARCOMINI, Silvia Cristina	168, 170, 239, 244, 249, 375
MARCOVECCHIO, Jorge	284
MARCUZZI, Jorge Juan	272, 289
MARDERWALD, Guillermina	211, 225
MARI, Florencia	62
MARTINEZ, Oscar Alfredo	38, 101, 107, 215, 317, 346
MARTINEZ, Ana	262
MARTINEZ, Verónica Rocío	133, 311, 324, 327
MARTINEZ, Héctor	278
MARTINI, Mateo A.	41
MARTINS DA SILVA, María Augusta	235, 259
MASSAFERRO, Gabriela Isabel	130
MATEUS BARREIROS, André	36
MAURO, Gerald	369
MAY, Jan-Hendrick	74
MAZZONI, Elizabeth	217
MEDINA, Rubén Alberto	251
MEHL, Adriana	70, 74, 159, 339, 377
MERCADER, Roberto C.	282
MESSINEO, Pablo	342
MINOR SALVATIERRA, Marta E.	266
MIRANDA, Silvia	194
MISSERI, Lucas	106
MISSERI, Lucas Emmanuel	106
MONTERO ESTAÑA, Pau	213
MONTES, Alejandro	91, 98, 118, 172, 220
MONTES, M. Luciana	282
MONTILLA, Pablo	305
MORAGUES, Silvana	222
MORALES, Marcelo	76
MORALES DEL MOLINO, César	384
MORANDEIRA, Natalia	382
MOREIRAS, Stella Maris	20, 30, 52, 150, 222
MORELLÓN, Mario	382, 384
MORENO, Julián Eduardo	96
MORENO PASTORE, Carolina	183
MUÑIZ FREDES, Rocío	288
MUSOTTO, Lorena Laura	70

N

NEDER, Liliána Del Valle	103, 300
NETO, José De Barros Silva	360
NIETO, Romina Pamela	157

O

OCAMPO, Silvina Mariela	172, 275
OCAÑA, Raúl Emmanuel	143, 286, 297
OJEDA, Guillermo	72, 93, 174, 366
OLAZÁBAL, Sabrina Ximena	172
OLIVA, Lucas	253
OLIVEIRA, Gabriella Falcão De	360
OLIVERA, Daniel	76
OLIVO, Mariana	32
ONORATO, María Romina	185, 198, 199
ORGEIRA, María Julia	20, 51, 55, 64, 199, 317
ORÍA, Jimena	98
OSTERRIETH, Margarita	47, 57, 273, 284, 307, 309
OUTES, Valeria	118, 123, 125, 127, 128

P

PABLO, Pérez	189
PAREDES, José Matildo	172, 275
PELLEGRINO, Sergio	351
PENZO, Victoria	305
PERALTA GONZÁLEZ, Santiago	96
PEREYRA, Cristian	25
PEREYRA FERNÁNDEZ, Eliana A.	59
PEREZ, Daniel J.	51
PEREZ, Patricia	80
PÉREZ RUIZ, Hugo	96
PERI, Gisel	189
PERILLO, Gerardo M. E.	150
PERUCCA, Laura	10, 180, 194, 198, 200
PIEDRA, Lilliana	248
PIOVANO, Eduardo L.	66, 84, 341, 386
PIROLA, Malena	64
PISANI, Nerina	66
PISANO, María	164
PITTALUGA, María Alejandra	286
PLEITAVINO, Micaela	104, 109, 351, 355
POMMARÉS, Nicole	25, 164
PONCE, Juan Federico	70, 206, 208, 213, 215, 220
PREZZI, Claudia Beatriz	199, 317
PUCHULU, María Elena	300

Q

QUAGGIA, Bruno Ezequiel	78, 331
QUIJADA, I. Emma	262
QUIROGA, Diego Rubén Andrés	337
QUISPE, Carmen	272, 289, 301

R

RABASSA, Jorge Oscar	45, 101, 107, 317, 353
RAMONELL, Carlos Guillermo	148
RAMOS, Nicolás Andrés	78
RAMOS, Lorena	80, 331
RAMOS, Renilson Pinto Da Silva	360
RANILOLO, Ariel	262, 264
REATO, Agustina	38, 317, 346
REIS NAKASHIMA, Marcelo	36
REMONDO, Juan	382, 384, 390
REYNHOUT, Scott	41
RICHIANO, Sebastián	62
RICO, Yamile	18, 32, 53
RIOS, Sergio D.	233
RIOS, Rosana Del Valle	103, 300
RIOS, Leonardo Daniel	366
RIVAS, Victoria	382, 384
ROBERTO PINHEIRO, Marcos	36
RODES, Ángel	210
RODRIGUEZ, María Jimena	304
RODRÍGUEZ, Aixa Inés	196, 293
RODRÍGUEZ, Silvana Soledad	118
ROIG, Alejandro	256
ROJO, Leandro	74
ROTHIS, Martín	180
ROTHIS, Luis Martin	194, 200
ROUZAUT, Sabrina	231

S

SAGREDO, Esteban	41
SAGRIPANTI, Guillermo Luis	87, 89, 177, 183, 191, 192
SAÍN, Claudia	275
SALEMME, Mónica	91, 98
SALGADO, Pablo Agustín	123, 125
SALINAS, Néstor	101
SALVO BERNÁNDEZ, Salome	342
SAN MARTÍN, Cristina Natalia	220
SANABRIA, Jorge	344
SÁNCHEZ, Graciela Fátima	103
SANDOVAL, Luis	248
SANTAMANS, Carla Daniela	66, 341, 357
SANTI MALNIS, Paula	200
SANTIAGO, Fernando	91
SANTILLAN, María Lourdes	113, 136
SANTINELLI, María	379
SARUBBI JACKS, Yennifer	101, 233
SAYAVEDRA, Sebastián	130
SBROCCO, José Antonio	364
SCHAEFER, Jorge M.	41
SCHIAVO, Hugo F. G.	82
SIERRA-FERNÁNDEZ, César	384
SILVA PINTO, Valéria Cristina	246
SILVESTRE, Carolina Pereira	235, 259
SINITO, Ana María	55
SOFFIANTINI, Javier	372, 373
SOTERES, Rodrigo León	41
SOUBERLIC, Ricardo	101
SOUZA, Lyvia Ramos	360
STEWART, Carol	125
STOHR, Christopher	15
STRASSER, Edgardo	72
SUVIRES, Graciela	143
SVOBODA, Ariadna	96

T

TANJAL, Carolina	256
TASSO, Juan Cruz	295
TCHILINGUIRIAN, Pablo	76, 302
TEJADA RECABARREN, Flavia Emilce	185
TELLO, José María	152
TERRIZZANO, Carla	189
TIBERI, Pedro	211, 225
TOFALO, Ofelia Rita De Las Mercedes	51, 64
TOFFANI, Mauricio	257
TONDO, Matías	233
TOYOS, Guillermo	125, 128
TRIPALDI, Alfonsina	159, 168, 170, 206, 342, 377

U

UGALDE, Pablo I.	41
-----------------------	----

V

VALLE, Mauro Nicolás	172
VALVERDE, José	248
VARELA, Augusto	62
VARELA ITUARTE, Mayra Alexia	103, 300
VARGAS, Mariana	180
VARGAS, Horacio Nicolás	180
VARGAS, Nicolás	200
VASCONCELOS, Sérgio Cadena De	235
VASQUEZ HERRERA, Matías	288
VECCHI, Laura G.	266
VEDIA, José Luis	133
VEGA, Rodrigo	210
VERA, Derlis	101
VIDELA, Lina	275
VILLAGRAN, Diana	284
VILLAGRÁN, Carolina	42
VILLALBA, Diego	87, 89, 177, 183, 191, 192
VILLAROSA, Gustavo	118, 121, 123, 125, 127, 128
VILLELA, Fernando NADAL JUNQUEIRA	36
VIOLANTE, Roberto	49, 382
VIOLANTE, Roberto Antonio	44
VISICH, María Del Carmen	156, 272, 277, 289, 301

W

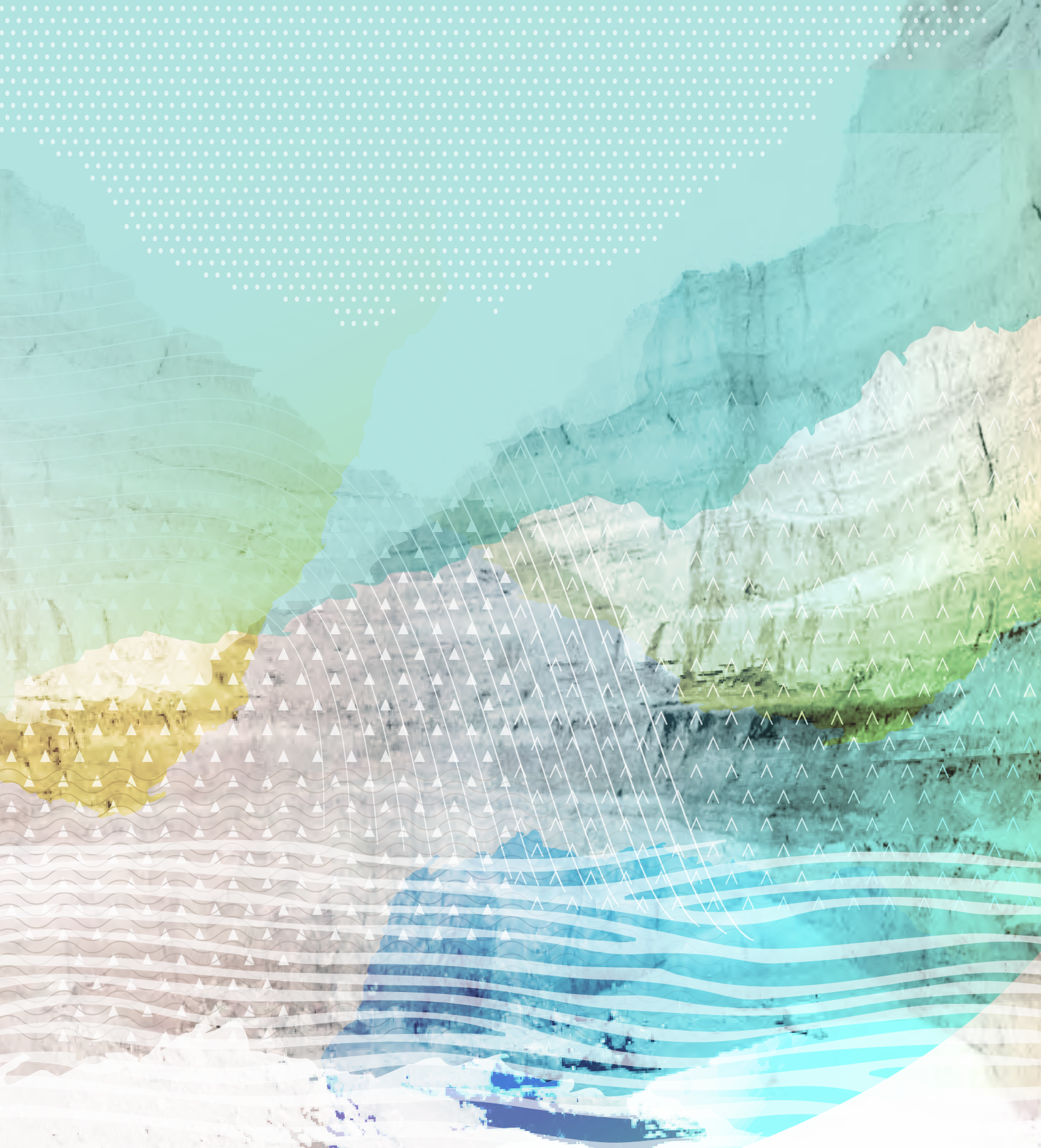
WILSON, Thomas	125
WINOCUR, Diego	290

Y

YAMIN, Marcela	189
----------------------	-----

Z

ZÁRATE, Marcelo	74, 159, 339, 377
ZULETA, Gustavo	302



CONICET



CENPAT



GEOCUAR'18



ASOCIACION ARGENTINA DE
CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGIA

@ cacg2018@cenpat-conicet.gob.ar



cacg2018.cenpat-conicet.gob.ar



geocuar