

10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos
Programa de Estudiantes

ESTUDIO DE LAS SECUENCIAS PIROCLÁSTICA NEÓGENAS TARDÍAS DEL ALTO DE SAN NICOLÁS, CAMPO DE TALAMPAYA, LA RIOJA

José Luis Lagos¹, Nicolás Bravo Cura¹, Ana María Combina¹, Carlos Martín Falcon², Luis Rubén Horta³

1: INGeReN, Universidad Nacional de La Rioja,

joseelgs24@gmail.com, nifebra@hotmail.com, ana.maria.combina@gmail.com

2: INGeReN, Universidad Nacional de La Rioja e Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO)

Universidad Nacional de Tucumán, camafa377@yahoo.com.ar

3: CONICET, INGeRen, Universidad Nacional de La Rioja, hluisth@hotmail.com

Palabras clave: Neógeno, Piroclastitas, Campo de Talampaya, La Rioja

ABSTRACT

In the present work it is proposed to study in detail the effusive system present in the neogene formations (Rio Mañero and Desencuentro) outcropping in the Alto de San Nicolás, Campo de Talampaya, La Rioja.

Previous works, contemplate the sedimentary evolution of this small basin, belonging to the fragmented foreland, including calculations of subsidence of this for the Mio-Pliocene. However, in none of these works is detailed reference made to the pyroclastic sequences, although the lava facies have been dated between 10 and 7 Ma.

The presence of these thick pyroclastic sequences implies a new point of study for the evolution of the system, given that the sedimentary load (practically immediate) causes it to evolve in a different way due to changes in transport dynamics.

Early Miocene volcanism (La Moradita Formation) implies that this has been a phenomenon associated with the generation of the foreland and its subsequent fragmentation and that it has remained active during the Miocene, as it happened in other regions of the country.

The lithostatic charge of these powerful neoclastic volcanic piles could have influenced in the burial the probable mother rocks of hydrocarbons belonging to the Ischichuca and Los Rastros Formations in the Ischigualasto basin and, in this way, have propitiated conditions for a probable generation of hydrocarbons. These materials are sometimes carriers of abundant organic matter.

The studies to be carried out include the description and interpretation of the different lithofacies present and, if possible, the architecture of the same, to determine the paleotopography existing during the effusive events, the geometry of the different pyroclastic deposits and their connection with the continental environments. contemporary clastics.

As a consequence of this detailed work, it is intended to perform a formal stratigraphic ordering for the study area and determine correlations at the regional level with the contemporary units present in Precordillera and Famatina, mainly.

INTRODUCCIÓN

El Campo de Talampaya se encuentra ubicado en la Provincia de La Rioja, cercano al límite con la Provincia de San Juan. Geológicamente queda incluido dentro de las Sierras Pampeanas Noroccidentales y está conformado por sedimentos de edad triásica (Gr. Agua de la Peña); de edad cretácica dudosa (F. Cerro Rajado) y las Formaciones La Moradita (Astini *et al.*, 2017), Quebrada del Médano, Río Mañero y Desencuentro, de edad cenozoica (figura 1 a y b).

Estas tres últimas unidades son agrupadas por Malizzia (1987) y Malizia *et al.* (1984 y 1995) en el Grupo Alto de San Nicolás y le asignan una génesis relacionada a depósitos distales dentro de la Cuenca de antepaís del Bermejo determinada por Jordan *et al.* (2001).

Malizzia (1987) data estas unidades, asignando las siguientes edades: F. Río Mañero 15,0 + 1,2 Ma; F. Quebrada del Médano 15, 0 + 2,6 Ma, y F. Desencuentro 7,54 + 1,65 Ma y 7, 4 + 1,65 Ma y para ubicando a este Grupo en el Mioceno.

El objeto de esta investigación, está centrado en las rocas de origen piroclástico dentro de las Formaciones Desencuentro, que han sido pobremente descriptas e interpretadas, dado que la carga litostática de estas potentes pilas volcanoclásticas neógenas podrían haber influenciado en el soterramiento de las probables rocas madres de hidrocarburos pertenecientes a las Formaciones Ischichuca y Los Rastros en la cuenca de Ischigualasto y de esta manera, haber propiciado condiciones para una probable generación de hidrocarburos, al ser estos materiales en ocasiones portadores de abundante materia orgánica. Así mismo, el estudio de estos depósitos piroclásticos podrían ser básicos para determinar si estas rocas, en otras áreas de la cuenca, podrían ser reservorios y/o rocas sello de hidrocarburos (Farooqui *et al.*, 2001).

METODOLOGÍA

Para este estudio, se utilizaron técnicas tradicionales de campo: relevamiento de perfiles Selley, descripción e interpretación de litofacies y asociaciones de facies, interpretación de fotomontaje de perfiles, etc. Para la clasificación e interpretación de los depósitos piroclásticos se utiliza el código de facies propuesto por Branney y Kokelaar (2002).

La Formación Desencuentro tiene contacto inferior transicional con la Formación Río Mañero y el superior es por falla inversa con rocas triásicas. Se relevaron perfiles en el perfil tipo de la Formación Desencuentro (figura 2) en el contacto entre los Mimbros D1 y D2 El contacto inferior entre ambas unidades D1 y los sedimentos estudiados no visible y el superior es transicional.

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN

La Formación Desencuentro, buza levemente hacia el E (10 a 18°), y tiene espesor total de 990

metros. Esta potente pila sedimentaria, es dividida informalmente en 5 miembros, denominados D1, D2, D3, D4 y D5 (Malizzia 1987), sobre la base de los cambios paleoambientales observados por el autor. Esta división informal, ha sido respetada en investigaciones posteriores (Malizzia *et al* 1995; Georgieff *et al.* 2004); y se mantiene en este trabajo.

Se denomina Miembro P a las piroclastitas objeto de este estudio (aproximadamente 100 m), se encuentran entre el techo del Miembro D1 y la base del Miembro D2, intercaladas dentro de las secuencias clásticas continentales. Malizzia (1987), Malizzia *et al.* (1995) y Georgieff *et al.* (2004) señalan que el límite entre D1 y D2 es netamente transicional y se evidencia por el cambio de color entre ellos. El miembro P, se intercala, probablemente acuñado, entre ambos, presentando colores pardos y pardos grisáceos. No se ha observado el contacto inferior entre D1 y P; el contacto entre Py D2 es transicional y se encuentra cubierto por derrubios (figura 2)

Miembro D1: Este miembro posee un espesor de 198 metros, en la sección inferior se pueden identificar cosets de estratos de areniscas finas y medias tabulares y estratificación entrecruzada planar y en artesas, con ondulitas. Los cosets, tienen un espesor promedio de 8 metros, aunque algunos alcanzan los 12 m.

Los cosets se encuentran limitados por cuerpos tabulares de limolitas rojizas masivas o con laminación planar muy fina, cuyos espesores varían entre 20 y 80 cm de espesor.

Los depósitos psamíticos fueron interpretados como dunas eólicas; probablemente los depósitos pelíticos correspondan a interdunas húmedas (cf. Jones *et al.*, 2016), Malizzia (1987) menciona la presencia de sistemas fluviales y cuerpos lacustres perennes, los cuales podrían desarrollarse en las interdunas.

Hacia el techo del miembro D1, se vuelven conspicuas las artesas de areniscas medias a finas, que intercalan con cuerpos tabulares que presentan laminación fina y ondulitas e intraclastos pelíticos. El rasgo característico de estos depósitos son las estructuras convolutas, que deforman los sedimentos. Se considera que los cuerpos lacustres perennes, se tornan más estables, mientras que los cuerpos arenosos con intraclastos se relacionarían con sistemas fluviales erosivos que llegan a estos cuerpos lacustres.

Miembro D2: el espesor de este miembro es de aproximadamente de 268 metros y la principal característica del mismo, son los cuerpos arenosos medios, con gradación normal, presencia de artesas y estratos cuneiformes a tabulares. Malizzia (1987) y Georgieff *et al* (2004), indican la presencia de bioturbación (rizoconcreciones, perforaciones verticales y horizontales, entre otras). Estos cuerpos arenosos pueden ser masivos o con laminación horizontal y entrecruzada planar de bajo ángulo. También se han observado cuerpos pelíticos macizos.

Hacia el techo de este miembro se observa el decrecimiento granulométrico característico de este miembro, Georgieff *et al.* (2004), citan la presencia de flora (*Caesalpinioxylon* sp.); notoungulados (*Pseudotypotherium subinsigne* Rovereto y otros *Toxodontidae*) y dasipódidos (*Vetelia* cf. *perforata*, Scillato Yané, 1982).

Litofacies	Descripción		Interpretación		Ambiente de sedimentación		
sT	Tobas lapillíticas finas a medianas pardos grisáceas y pardo rojizas, con laminación entrecruzada, ondulitas, ondulitas escalantes y otras estructuras tractivas	Presencia de lapilli acrecionales, concreciones pellets pipes y estructuras deformacionales (convoluta, pliegues syndimentarios, escapes de agua, etc)	Lateralmente estas facies pueden gradar continuamente entre ellas	Las estructuras tractivas de estas facies y su buena selección, indican flujos donde el transporte tractivo es dominante, en corrientes unidireccionales, donde las partículas más finas son transportadas y sostenidas dentro del flujo por la turbulencia y las de mayor granulometría son transportadas como carga de lecho.	Flujos piroclásticos de baja concentración o diluidos (oleadas piroclásticas o surges). La presencia de lapilli acrecional, motas y señales de metasomatismo (manchas de óxido, etc.) señalan que estos flujos son húmedos y "fríos" (<100°C)	OLEADAS PIROCLASTICAS HUMEDAS (WET)	
xsT							
sLT							
bLT bLT(i) bLT(i-n)	Tobas lapillítica media, con laminación paralela en pómez. Internamente, la laminación presenta inversa o inversa-normal en pómez. Clastos líticos muy escasos a nulos.				La segregación del pómez se produce durante el transporte y la sedimentación. La segregación del pómez puede darse por flotación de los mismos (gradación inversa), la presencia de gradación inversa- normal podría estar indicando la presencia de barras y/o dunas de pómez dentro de las corrientes	Flujos piroclásticos de baja concentración o diluidos (oleadas piroclásticas o surges). La presencia de laminación paralela, ondulas, ondulitas; set de estratos finos, entre otras estructuras señalan que estos flujos son secos y calientes (>100°C)	OLEADAS PIROCLASTICAS SECAS (DRY)
bdLT	Tobas lapillítica media, con laminación paralela en pómez muy difusa. Contiene concreciones masivas esféricas de cenizas cuyos núcleos son clastos de líticos (F)				Representan una decantación rápida con rápido apilamiento de sedimentos y amalgamamiento de las unidades		
mLTpip	Tobas lapillíticas finas, masivas con pipes. Presencia de manchas pardas y escaso lapilli acrecional,			Sedimentos depositados por agradación progresiva, en flujos piroclásticos de alta concentración de partículas). La presencia de lapilli acrecional, puede explicarse por aglomeramiento electroestático de partículas por humedad (<100°C) (cf Simons 1996; Schaafsma et al. 1998) que contraresta los efectos de elutriación por escapes de fluidos. Las pipes indican escapes de fluidos a través del material inconsolidado o consolidado (Branney & Kokelaar, 2002). El gas escapa en situación de uan rápida sedimentación 'por agradacion. Las pipes también son comunes en depósitos de baja temperatura, por donde escapan tanto qases v como agua		Parte del cuerpo del flujo piroclástico con alta concentración de piroclastos (Cas & Right, 1987	COLADAS PIROCLASTICAS (IGNIMBRITAS)

Tabla 1. Descripción e interpretación de los sedimentos piroclásticos del Miembro P de la Formación Desencuentro.

Litofacies	Descripción	Interpretación	Ambiente de sedimentación
F	Estratos tabulares y/o canalizados de pelitas clásticas rojizas oscuras, masivas o finamente laminadas	Depósitos de decantación. (clástico)	Ambientes de interduna húmeda y/o ambientes ácueos (lagunas o lagos pequeños perennes) (Miembro D1)
Gms	Cuerpos cuneiformes de 30 cm espesor ó estratos planares finos a muy finos de gravas y bloques (hasta 20 cm de diámetro), irregulares, angulosos a levemente redondeados de litofacies F. La matriz es toba lapilitica fina. Los clastos de mayor tamaño, se encuentran en los cuerpos cuneiformes; mientras que los más pequeños pueden estar alineados.	Intraclastos pelíticos en las bases de los depósitos piroclásticos (volcaniclastico)	Erosión del sustrato por la turbulencia de las oleadas piroclásticas suprayacentes.

Tabla 2. Descripción de litofacies clásticas y volcaniclasticas incluidas en el Miembro P de la Formación Desencuentro.

El registro sedimentario indica la presencia de sistemas fluviales entrelazados arenosos, con llanura de inundación y presencia de canales de desborde, con régimen estacional, hacia el techo de este miembro, el sistema fluvial pierde jerarquía (asociada a una pérdida de caudal). El registro paleontológico indica condiciones climáticas cálidas con régimen estacional con régimen de aridez, lo que corresponde a los depósitos de yeso primario presente en la sección superior de este miembro.

Miembro P (nombre nuevo): Con un espesor aproximado de 100m, se encuentran una secuencia continua de tobas lapillíticas finas a medias ($4 < \phi < 2$), (Fisher, 1966) o tobas extremadamente finas a medianas (White & Houghton, 2006) con escasa participación de pómez. (tabla 1 y 2)

Se presentan como cuerpos tabulares a cuneiformes, generalmente masivos y/o con estructuras deformacionales o estructuras tractivas, de colores pardos rojizos, pardos amarillentos y pardos grisáceos, muchas veces amalgamados. Cuando se puede observar los contactos entre estos cuerpos se advierte que los límites son netos erosivos, no erosivos o difusos. Generalmente, se puede determinar los límites entre los cuerpos por presencia de intraclastos pelíticos alineados; presencia de niveles con estructuras tractivas (ondulitas o laminación entrecruzada planar) o niveles de concentración de pómez.

Para la descripción de las litofacies piroclásticas de esta sección, se utiliza la metodología y códigos propuestos por Branney & Kokelaar (2002)

MODELO DE SEDIMENTACIÓN DEL MIEMBRO P:

El Miembro “P” de la Formación Desencuentro, representa un momento de volcanismo contemporáneo a la sedimentación de los miembros D1 y D2. El proceso volcánico ha sido datado por Malizzia (1987) en $7,54 \pm 1,65$ Ma y $7,4 \pm 1,65$ Ma, en una toba de caída en el techo del miembro D2.

Los depósitos piroclásticos descritos e interpretados como productos de oleadas piroclásticas (surges) húmedas y frías ($<100^{\circ}\text{C}$), y como coladas piroclásticas (ignimbritas), pueden ser producto de colapso/s de columna/s plineana/s a freatoplineana/s. Este/os proceso/s estaría/n relacionado/s a explosiones hidromagmáticas, donde la interrelación agua/magma la óptima (cf. Sheridan y Wohletz, 1983).

La presencia de *lapilli* acrecional y ausencia casi total de líticos, estructuras tractivas tales como ondulitas, laminación entrecruzada planar, ondulitas escalantes, dunas, entre otras asociadas a las SSD, señalan presencia de H_2O magmática, sin embargo, no debe descartarse que durante la sedimentación de estos depósitos piroclásticos exista incorporación de H_2O no magmática en el sistema.

La evidencia de este fenómeno, esta se encuentra en los niveles de sedimentación pelítica clástica (F) y de intraclastos pelíticos (Gms) en la base de algunos depósitos piroclásticos, dentro de la columna estudiada. Estos niveles de litofacies F y Gms, intercalados entre los depósitos piroclásticos, estaría evidenciando un periodo interruptivo donde se comenzaron a reestablecer las condiciones de sedimentación clásticas, que volvieron a ser erosionadas por nuevos eventos piroclásticos.

Los niveles de la litofacies F, (en la base de algunos depósitos) pueden ser interpretados como remanentes de sistemas fluviales y/o cuerpos lacustres perennes del miembro D1, los cuales fueron erosionados parcialmente (Gms) colmatados y colapsados por estos surges e ignimbritas.

Origen de las SSD: Las estructuras de escapes de fluidos (escapes de agua, pipes), son comunes en depósitos originados en erupciones freatomagmáticas (Nocita, 1988); o ser asociadas a momentos de alta tasa de sedimentación combinada con un posible estado de fluidez donde los gases quedan atrapados y escapan en generando pipes despojados de sedimentos finos de pocos centímetros de largo y de diámetro, que se generan pocos segundos después de la depositación (Komorowski *et al.* 2013) o estar indicando escapes de agua en sistemas fluviales colapsados por corrientes piroclásticas (McPherson *et al.* 1989). Se considera que, las estructuras de escapes de agua presentes en la base de la sección estudiada, tienen como origen la dinámica de la erupción freatomagmática y/o ser estructuras postsedimentarias, mientras que, las halladas en por encima de los depósitos F y Gms, están relacionadas a la evaporación brusca del agua no magmática de estos cuerpos ácueos.

Los *slumps*, pliegues sinsedimentarios y estructuras convolutas observadas en los primeros dos tercios de la columna estudiada, pueden ser interpretados como sismitas producidas por sismos volcánicos; efectos de gravedad e inercia de los flujos piroclásticos y/o presiones diferenciales de gases (Zhou *et al.*; 2017), mientras el sedimento está todavía en estado no consolidado (Owen *et al.* 2011 y Douillet *et al.*, 2015).

En el tercio superior de la sección estudiada, las condiciones de la/s erupción/es cambian, los depósitos muestran mayor participación de pómez y presencia de estructuras tractivas, menor

cantidad de SSD, lo que indican que fueron depositados por oleadas piroclásticas secas (*surges dry*) donde el vapor de H₂O está a temperatura mayor de 100°C. La alta temperatura del vapor de agua incide en la escasa generación de pipes, de elutriación de finos y de SDD symsedimentarias y ayuda a la rápida sedimentación de los piroclásticos y la generación de estructuras tractivas.

La presencia de láminas enriquecidas en pómez, señala que el pómez ha sido transportado por turbulencia dentro de la oleada piroclástica. La ausencia total de sedimentos piroclásticos relacionados a depósitos de caída se puede explicar por las siguientes razones: erosión de estos sedimentos finos por otros eventos piroclásticos o removilización y retrabajo por agentes sedimentarios no piroclásticos (lluvia, sistemas fluviales y/o viento).

Sin embargo existen niveles de tobas de caída en los depósitos lacustres del miembro D2, lo que indicaría que esta dinámica sedimentaria tuvo lugar durante la sedimentación del Miembro P, pero no se ha conservado el registro.

Las estructuras mecánicas presentes en los sedimentos estudiados, la presencia de SDD y de tobas de caída intercaladas en los sedimentos clásticos del miembro D2, estaría señalando que el área de sedimentación está alejada al centro eruptivo (Zhou et al.; 2017), mientras que Ünner (2017), indica que para la formación de SSD por licuefacción sísmica los epicentros se encuentran en un radio menor a los 100 km.

CONCLUSIONES

Se describe por primera vez depósitos relacionados a oleadas y coladas piroclásticas dentro de la Formación Desencuentro del Grupo Alto de San Nicolás, de edad miocena, al cual se lo identifica como un nuevo miembro dentro de esta unidad y se lo denomina “Miembro P” son:

Los principales mecanismos de depositación de los sedimentos presentes en el Miembro P

Oleadas piroclásticas húmedas o *surges wet* (evidenciados por la presencia de pipes, *lapilli* acrecional y SSD), cuyas temperaturas de depositación son menores a 100°C.

Oleadas piroclásticas secas o *surges dry* (estructuras tractivas, presencia de capas pumíceas, escasas pipes y SSD, intraclastos pelíticos (Gms), concreciones). Estos sedimentos se depositaron a temperaturas mayores a 100°C.

Coladas piroclásticas o ignimbritas: depósitos masivos con presencia de *pipes* y escasos *lapilli* acrecionales y SSD, estas coladas serían frías (<100°C) y húmedas.

También se describen capas de limolitas finamente laminadas, intercaladas entre los depósitos piroclásticos, las cuales han sido interpretadas como depósitos clásticos de llanura de inundación y/o lacustres perennes, que indicarían momentos de sedimentación clástica interuptiva.

La presencia de niveles de toba de caída intercalas en los sedimentos lacustres del miembro D2, indica la presencia de nubes piroclásticas durante y posterior a la sedimentación del Miembro P.

RECOMENDACIONES

La presencia de niveles importantes de sedimentación piroclástica dentro de la columna sedimentaria en una cuenca, deben ser interpretados y estudiados fehacientemente dado que la carga litoestática que implica estos procesos, cambian la dinámica del soterramiento de los depósitos de la cuenca estudiada y por ende, pueden cambiar la evolución del yacimiento de hidrocarburo. La presencia de estas secuencias, siempre relacionadas a centros volcánicos cercanos indican fuentes de calor que pueden influir en la maduración del recurso.

Actualmente se están realizando estudios petrográficos para estudiar características como alteración y/o disolución del vidrio volcánicos, presencia de otros minerales de fácil meteorización y si presentan porosidad primaria y/o secundaria. Las rocas piroclásticas, pueden tener porosidad secundaria por disolución del vidrio volcánico, planos de debilidad relacionados a la presencia de SSD, disolución parcial/total de lapilli acrecionales; límites entre los diferentes pulsos, cambios de porosidad por intercalación de ambientes clásticos, lo que son buenos parámetros para ser en rocas reservorios, pero también puede suceder que aquellos depósitos relacionados con eventos piroclásticos fríos y húmedos que sufren litificación y vitrificación syndiemntaria puedan convertirlos en rocas sello por su baja permeabilidad.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por SeCyT-UNLaR. Proyecto N°170/2016 “Estudio Estratigráfico del Grupo Alto de San Nicolás del Mioceno, Campo de Talampaya, La Rioja”

REFERENCIAS CITADAS

- Astini, R.; Colombi, C.E; Candiani, J.; Kent, D.; Swisher, C. y B. Turrin. 2017. Aglomerados volcánicos y conglomerados volcanogénicos estratificados del Mioceno temprano en la base de las series cenozoicas del Campo de Talampaya: interpretación estratigráfica y significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (4): 423-448
- Branney, M.J. & P. Kokelaar. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society Memoir* N° 27. Geological Society London. 143 pp. ISBN 1-86239-097-5
- Cas R. F. & J. V. Wright (eds) 1987. *Volcanic Successions. Modern and Ancient*, 528 pp. London, Boston, Sydney, Wellington: Allen & Unwin. ISBN 0 04 552022 4.
- Doulet, G.A; B. Taisne; E. Tsang-Hin-Sun; S. K. Müller; U. Kueppers & D.B. Dingwell. 2015. Syn- eruptive, soft-sofsediment deformation of deposits from dilute pyroclastic density current: triggers from granular shear, dynamic pore pressure, ballistic impacts and shock waves. *Solid Earth*, 6, 553- 572. www.solid-earth.net/6/553/2015/ doi:10.5194/se-6-553-2015
- Farooqui, M.Y; Hou, H.; Li, G.; Machin, N.; Neville, T.; Pal, A.; Shrivastva, Ch.; Wang, Y.; Yang, F.; Yin,

- Ch.; Zhao, J. & X. Yang. 2009. Evaluating Volcanic Reservoirs. *Oilfield Review*, Spring 21 (1): 36-47. https://www.slb.com/resources/oilfield_review/en/2009/or2009_spr.aspx
- Fisher, R. V. 1966: Rocks composed of volcanic fragments. – *Earth Science Review* 1, pp. 287– 298.
- Georgieff, S.; R. Herbst; G. Estaban y N. Nash. 2004. Análisis paleoambiental y registro paleontológico de la Formación Desencuentro (Mioceno Superior), Alto de San Nicolás, La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 41(1): 45-56. ISSN 0002-7014
- Jones, F.H.; dos Santos Scherer, C. M. & J. Kuchle. 2016. Facies architecture and stratigraphic evolution of Aeolian dune and interdune deposits, Permian Caldeirão Member (Santa Brígida Formation), Brazil. *Sedimentary Geology* 337: 133-150 ISSN 0037-0738. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.018>
- Jordan, S., Cas, R., & Hayman, P. 2013. The origin of a large (>3 km) maar volcano by coalescence of multiple shallow craters: Lake Purumbete maar, south-eastern Australia, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 254, 5–22
- Komorowski, J.-C., Jenkins, S., Baxter, P. J., Picquout, A., Lavigne, F., Charbonnier, S., Gertisser, R., Preece, K., Cholik, N., & A. Budi-Santoso 2013. Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 261, 260–294
- Malizia, D.C. y Limeres, M.H. 1984. Estudio de facies de la Formación Quebrada del Médano en el perfil de la quebrada epónima. Provincia de La Rioja. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 310-321, Bariloche.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. y Tabbutt, K.D. 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology* 96: 231-255.
- Malizzia, D. 1987. Contribución al conocimiento geológico y estratigráfico de las rocas terciarias del Campo de Talampaya, Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral UNT. Inédita
- Nocita, B. W. 1988: Soft-sediment deformation (fluid escape) features in a coarse-grained pyroclastic-surge deposit, north-central New Mexico, *Sedimentology*, 35, 275–285
- Owen, G. & Moretti, M.: Identifying triggers for liquefaction induced soft-sediment deformation in sands, *Sediment. Geol.*, 235, 141–147, 2011.
- Schaafsma, S.; P. Vonk; P. Segers & N. Kossen 1998. Description of agglomerate growth. . *Powder Technology*, 97: 183-190
- Sheridan, M.F. & K. H. Wohletz 1983. Hidrovolcanics: basic considerations and review. *J. of Volcanol. Geoth. Res.* 17:1-29 ISSN: 0377-0273
- Simons, S. 1996. Modelling of agglomerating system: from spheres to fractals. *Powder Technology*, 87: 29-41
- Üner, S; M.G. Ahriz; E. Örsayın; A. Sağlam Selçuk & M. Karabıyıkoglu 2017. Earthquake Induced Sedimentary Structures (Seismites): Geoconservation and Promotion as Geological Heritage (Lake Van-Turkey). *Geoheritage* (2017) 9:133–139. DOI 10.1007/s12371-016-0186-z
- White, J. & B. Houghton, 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34: 677-680.
- Zhou, Y-Q.; T-M Peng; T-F. Zhou; Z-K Zhang; H. Tian; W-D Liang; T. Yu & L-F Sun (2017). Soft- sediment deformation structures related to volcanic earthquakes of Lower Cretaceous Qingshan Group in Lingshan Island, Shandong Province, East China. *Journal of Palaeogeography*, 6(2): 162- 181. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jop.2017.02.002>