

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN (¿SISMITAS?) EN LA FORMACIÓN RÍO NEGRO, PROVINCIA DE RÍO NEGRO, ARGENTINA

Roberto SCHILLIZZI ¹, Liliana LUNA ² y Juan Ignacio FALCO ²

¹ IADO-CONICET, CC840, B8000FWB Bahía Blanca, Argentina. E-mail: chilli@criba.edu.ar

² Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

Resumen: A Las estructuras de deformación (ED) en sedimentos blandos comprenden las alteraciones que se producen casi simultáneamente con la sedimentación. Estos procesos se hallan en relación directa con las características internas de los materiales sedimentarios y de los factores externos que actúan sobre ellos. Sus resultados incluyen deformaciones como inyecciones, fracturas, volcanes y laminaciones convolutas que afectan total o parcialmente la estratificación. Los sedimentos blandos deformados por sismos se incluyen bajo la denominación general de sismitas (*seismites*). Como objetivo de esta investigación se plantea reconocer, por primera vez, estructuras de deformación ubicadas en la Formación Río Negro presentes en el sector norte del Golfo San Matías, en inmediaciones del Faro Río Negro. La metodología empleada consistió en el reconocimiento y descripción de las estructuras, para lo cual se extrajeron muestras para determinar granulometría, mineralogía y contenido de materia orgánica. Se fotografiaron los distintos sectores con deformaciones con el fin de establecer modelos comparativos. El sector estudiado, de 4 km de extensión, se ubica entre el faro de Río Negro y el inicio del Banco Verde y morfológicamente corresponde a un frente acantilado con orientación ENE-OSO. En él se determinaron las siguientes ED: a- de carga simple, pseudonódulos contiguos y aislados, y estructuras complejas; b- de escape de fluidos y c- estructuras de deslizamiento basal y por presión dirigida. El origen de las deformaciones se debe a las características de las sedimentitas y a los procesos que las afectan tales como los efectos por carga, escapes de fluidos y las presiones dirigidas. Como origen de estos procesos se señalan: la presión de la columna litológica, las olas de tormentas y los terremotos. Por los rasgos hallados las deformaciones del litoral rionegrino tendrían un origen sísmico, proceso ocurrido en un único evento durante el ciclo Andino cuyos inicios se fijan hace aproximadamente 45 Ma. Por otra parte sus techos y bases no se hallan asociados a otros procesos de deformación y sus espesores no exceden el metro de potencia. Además se hallan acotadas a la zona de transición entre los miembros medio y superior de la Formación Río Negro descansando en algunos casos sobre arcilitas y en otros sobre limolitas, originadas en un paleorelieve de interdunas.

Palabras clave: Deformación en sedimentitas blandas, Formación Río Negro, Mioceno-Plioceno, provincia de Río Negro.

EXTENDED ABSTRACT

Soft-sediment deformation structures (SSD) are alterations produced almost simultaneously with sedimentation. They are directly related to internal

characteristics of sedimentary materials as well as to external factors acting on them. Results derived from such alterations are evidenced as injections, fractures, volcanoes and convolute laminations, among other forms, affecting stratification either

totally or partially. Soft-sediment deformation structures resulting from seisms are known as seismites. The present study aims at determining for the first time the presence of SSD structures in the Río Negro Formation, located in the northern area of San Matías Gulf, near Río Negro Lighthouse, Argentina (Fig. 1). To this end, structures were firstly identified and further described. Samples were subsequently collected for the determination of grain-size, mineralogy and organic matter content. Photographs of the different sectors evidencing deformations were taken in order to determine further comparative models. Morphology in the study area is associated to cliffs with vertical, fractured fronts and with an average height of 70 m in whose base torn-down blocks are accumulated. The geological structure of the study area is related to the Cuenca del Colorado and the Comarca Nordpatagónica, whose basement is mainly composed of Paleozoic and Mesozoic crystalline rocks. The sedimentary tertiary cover from the Miocene-Pliocene is represented by light-blue sandstones of the Río Negro Formation (Andreis, 1965). This unit was formed in an aeolian environment with intercalations of clay-silt shallow lagoons and a marine episode located in the mid area of the Río Negro Formation.

At the top of the Río Negro Formation there are Pleistocene-Holocene sedimentites having a thickness of up to 5 m. Within the local structural framework of our study area there are fractures with a NE-SW and a NW-SE direction, which are related with fractures N55°, N90° and N350° azimuth located in the abrasion platform. According to Dzulinsky and Walton (1965), Lowe (1975), Brenckley and Newall (1977), Clauss (1993), van Loon (2002), Owen (2003), Neuwerth *et al.* (2006), Alfaro *et al.* (2006), Montenat *et al.* (2007), among others (Table 1), and, taking into account the geometry of deformations, laboratory reconstructions and field observations from our study area, it can be concluded that the classifications of SSD structures tend to establish morphologic and genetic systematizations.

The following characteristics were identified in our study area: limited deformations among stratigraphic horizons; a lateral continuity of SSD structures at considerable distances; and a confinement between non-deformed strata and its lithological association with psamitic-pelitic sediments.

The study area, which is 4 km long and is located between Río Negro Lighthouse and the beginning

of Banco Verde, is from the morphological point of view, a cliffed front with an ENE-WSW orientation. Different types of SSD structures were identified in this area. For example, from the morphological point of view and according to the loading mechanisms observed, simple-load structures (Fig. 2), attached and detached pseudonodules (Figs. 3, 4 and 5) and complex structures (Fig. 6) were identified. Furthermore, from the genetic point of view and according to the intrusion processes observed in soft sediments, water-scape structures (Fig. 7) and plate- or fountain-like deformations (Fig. 8) were found. From the genetic point of view, and based on the collapse and pressure mechanisms observed, basal slumping (Fig. 9) and directed-pressure structures (Fig. 11) were also found. The above-mentioned SSD structures were analyzed and interpreted following Strachan's model (2002) (Fig. 10) and Laird's model (1968) (Fig. 12).

The origin of SSD structures depends on the characteristics of sedimentites and on the mechanisms that produce them. In the study area, the materials susceptible to deformation come from an interdune environment that is characterized by granulometric variations derived from the fluctuating and restrictive climatic conditions (Cojan and Thiry, 1992) that typify the Río Negro Formation. Fine-grained materials having low cohesion and poor sorting such as the sediments of deformed strata (Fig. 13) produced SSD structures as a result of high pore pressure and liquefaction effects (Tsuchida and Hayashi, 1971; Obermeier, 1996). Grain packing with a porous value as that allows intercommunication among grains and saturated material, is also crucial to the formation of SSD structures.

The mineralogic content of deformed levels is composed of i) quartz, chalcedony, orthose, plagioclase, pyroxenes and biotite, opaques (magnetite and ilmenite, autigenic pyrite) in crystalline aggregates; ii) undetermined Fe oxides; and iii) colorless and light-brown unaltered volcanic glass shards, clays identified as smectite-illite interstratified and scarce kaolinite. Grains are mainly subangular and, to a lesser extent, sub-round and round. The surface of the majority of grains in the study area was found clean and with some marks. The percentage of CaCO₃ was found to vary from 0.5 to 3% and that of total organic carbon (TOC) was found to reach 1.5%.

Deformations may be produced as a result of load deformation mechanisms, fluid escape, basal

slumping or pressure-directed displacements. Due to load deformation mechanisms, structures are linked to gravity-related movements occurring during the initial stages of deposition. For these deformations to occur, grain-size at the overlaying levels should be thicker than at the underlying levels, for example, sandstones rather than siltstones or claystones. These deformations are related to water saturation at the deformed level (fluidization-liquefaction). Therefore, deformation mechanisms, which involve both expulsion and rotation of fragments as well as fluid escape, are characterized by the action of lithostatic pressure which produces movement (deformation) and by the action of the underlying sedimentary levels.

Deformations may also result from a fluid escape mechanism, i.e., from a mechanism associated to i) the spatial arrangement of grains (packing), ii) their shape, iii) their tendency to inequigranularity, and iv) the communication among macro- and micropores as well as the high or low sinuosity connection among themselves (Net and Limarino, 2000). Further requirements for deformations to occur include particular thixotropic conditions, especially the presence of colloids among grains. The rupture of unions of particles either by hitting or by shearing is, among others, a cause which produces an unbalance between hydrostatic pressure and lithostatic pressure. If the latter is altered, the energetic unbalance makes fine sediments flow among the weakly lithified sandstones whose extrusion will occur via both vertical and horizontal pore ducts (Lopez Gamundi, 1986; Clauss, 1993).

Basal slumping produces deformations that are associated not only to soft sediments deposited in natural slopes but also to interbedded sand- and mud-levels. Layers tend to have a prismatic-shaped geometry whose materials are under ductile-to-fragile conditions, in which antique layers support younger ones. Once horizontality is affected, movement, which is marked by a rupture of the original slope, begins. The lower levels are expected to transport the upper ones without affecting the original succession of layers. At the delay of movement derived from the compressive effect of the displacement front, fluids extrude forming cones or cut dikes (Fig. 10). Several deformations of this type initiate movement as result of differences in the hydrostatic gradient (Strachan, 2002).

Deformations may be also produced as a result

of pressure-directed displacements which are conditioned by the compaction level, thickness and ability of materials to deform. Thus, deformations occur because the original level is saturated in water as a result of the ductile behavior of materials (Bracco *et al.*, 2005). Laird (1968) claims that SSD structures should meet some of the following requirements to be considered of seismic origin: slightly curved strata walls and floors to follow the original stratification and interruption of continuity of the stratum that is marked by a scar in which the sedimentary fillings keep their characteristics both above and below stratification. There could be rotated sediment clasts below the discontinuity as a result of a thrust-induced drag of the upper sedimentary packing. These processes could be, in turn, triggered either by the charge or pressure of the lithologic column, storm waves and seismicity. Storm-wave impact may also produce deformation in soft sediments. Nonetheless, no high energy structures such as cross-beddings or tsunami-type chaotic sedimentation were observed in our study area. Noteworthily, for stormwave-derived liquefaction to occur, waves should reach magnitudes higher than 6 m (Alfaro *et al.*, 2002), this being a phenomenon that was not recorded in our study area.

Taken together, findings from the present study indicate that SSD structures in our study area are seismic alterations that occurred in an event during the Andean cycle whose beginnings are traced approximately 45 My ago. The fact that i) both the roofs and bottoms of these structures are not associated to other processes of deformation, ii) their thickness does not exceed one meter, and iii) they are confined to a transitional area between the middle and top members of the Río Negro Formation, lying in some cases on claystones and in some other cases, on siltstones, originated in an interdune paleorelief, confirms their seismic origin.

Keywords: Soft-sediment deformation structures, Río Negro Formation, Miocene-Pliocene, Río Negro province.

INTRODUCCIÓN

Las estructuras de deformación (ED) comprenden las alteraciones penecontemporáneas que se producen con la sedimentación, procesos que dependen de las características internas de los materiales

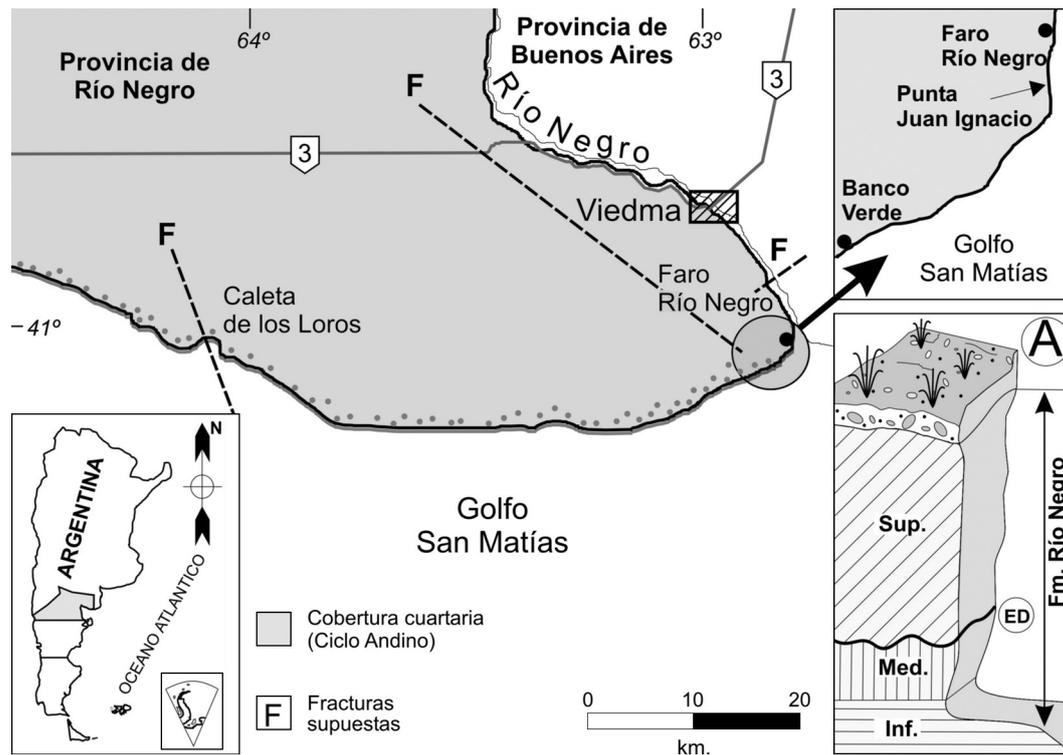


Figura 1. Ubicación del área de trabajo. Localización de las posibles fracturas según Kostadinoff y Labudía (1991), Cobertura cuartaria según Ramos y Cortés (1984). A) Corte esquemático de la Formación Río Negro.

Figure 1. Location map of the study area. Possible faults localization after Kostadinoff y Labudía (1991). Quaternary cover after Ramos and Cortés, 1984. A) Schematic profile of the Rio Negro Formation.

sedimentarios y de los factores externos que actúan sobre ellos. Dentro de las primeras se señalan el tamaño de grano, la porosidad, permeabilidad, la fluidificación y los escapes de agua durante la consolidación y entre los segundos podríamos nombrar clima, terremotos, maremotos, etc.

Los efectos de estos procesos se traducen en inyecciones, fracturas, volcanes y laminación convoluta que afectan total o parcialmente la estratificación y no se hallan relacionados con procesos tectónicos directos. Sin embargo, podrían ser en parte, los responsables de las variaciones en la presión intergranular o interporal (fluidificación-licuefacción), a través de los movimientos (vibraciones) sísmicos o compresión de ondas originadas por terremotos (Ringrose, 1988; Montenat *et al.*, 2007), rápido enterramiento o hasta una transgresión. En la actualidad al conjunto de deformaciones se las reúne bajo la denominación de sismitas (*seismites*, Alfaro *et al.*, 2006) en el sentido dado por Seilacher (1969). Diferentes autores han propuesto clasificaciones, aunque no son aceptadas universalmente, dado que contemplan una gran variedad de términos

descriptivos. Otros en cambio no tienen en cuenta los procesos que forman dichas estructuras; por otro lado las clasificaciones genéticas están basadas en los procesos y parámetros inferidos que actúan durante la deformación. Las clasificaciones antiguas corresponden a Dzulinsky y Walton (1965), Lowe (1975) y Brenchley y Newall (1977) mientras que las modernas incluyen autores como Clauss (1993), Van Loon (2002), Owen (2003), Neuwerth *et al.* (2006), Alfaro *et al.* (2006), Montenat *et al.* (2007), entre otros. Estas clasificaciones se basan principalmente en reconstrucciones de laboratorio y/u observaciones de campo en sus etapas principales con el fin de establecer sistematizaciones genéticas, siguiendo la geometría de las ED, las cuales consisten en repliegues, fracturas o inyecciones que producen la deformación total o parcial de la laminación inicial. En la actualidad la mayoría de los autores las han agrupado en categorías morfológicas (Rossetti, 1999; Rossetti y Goes, 2000; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000) o en una mezcla entre categorías morfológicas y genéticas (Mills, 1983; Alfaro *et al.*, 1997, 2006). En el sector investigado se trató de reconocer ED

siguiendo a Owen (1987, 2003), Ringrose (1998), Laird (1968), entre otros.

Para la determinación de las ED deben cumplirse los siguientes criterios básicos: restricción de las deformaciones entre horizontes estratigráficos; continuidad lateral de las deformaciones en distancias apreciables; confinamiento entre estratos no deformados o con deformaciones de distinto origen y la asociación de las estructuras con litologías de areniscas masivas, conglomerados o brechas intraclásticas (Mazunder *et al.*, 2006). Además Greb (2002) y Deev *et al.* (2009) señalan que las ED ocurren en horizontes topográficos correlativos y exhiben una amplia difusión areal.

El objetivo del presente trabajo es describir por primera vez, las distintas estructuras de deformación en un ambiente sedimentario de interdunas desarrollado durante el Neógeno, así como determinar las causas que las originaron y la posibilidad de relacionarlas con eventos sísmicos.

La sección estudiada (Fig. 1), de unos 4 km de extensión, se halla en el litoral marítimo de la provincia de Río Negro entre el Faro de Río Negro (41°03'29"S y 62°50'13"O) y el Banco Verde (41°05'08"S y 62°54'01"O), con orientación ENE - OSO y comprende la parte basal de los acantilados marinos. Las ED se hallan restringidas a un frente casi continuo de espesor variable, no mayor de 1,50 m, ubicado en la transición entre los Miembros medio y superior, marino y continental respectivamente, de la Formación Río Negro (Andreis, 1965).

ANTECEDENTES

En general los trabajos de investigación sobre ED en nuestro país apuntan, en algunos casos, a interpretaciones en ambientes glaciarios o en rocas muy antiguas (Lopez Gamundi, 1986; Isla, 2007) y/o en regiones sísmicas activas y depresiones intermontanas, bajo la influencia de la neotectónica (Bracco *et al.*, 2005; Hermanns y Villanueva García, 2005; Sagripanti *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 1996). Deformaciones en sedimentos blandos relacionados a la tectónica moderna fueron apuntados por Quattrocchio *et al.* (1994) en inmediaciones del arroyo Sauce Chico, Prov. de Buenos Aires; Schillizzi (1996) en Punta Ninfas, Chubut, en sedimentitas de la Formación Puerto Madryn y Foix *et al.* (2008) en el Paleoceno del Golfo San Jorge, Chubut, donde reconocen ED en la Formación Salamanca producidas

por fallas normales mesozoicas de la cuenca.

METODOLOGÍA

Las tareas de campo incluyeron el reconocimiento de ED en perfiles estratigráficos acotados, describiéndose las unidades que los conforman. Se extrajeron muestras con el fin de determinar la granulometría y la mineralogía. Esta se estableció con lupa binocular y microscopio Leitz utilizando técnicas de grano suelto. La fracción arcillosa se reconoció mediante difractogramas de rayos X con un equipo Rigaku Denku, con anticátodo de Cu, con corridas entre 3 y 35° 2 θ . Para las determinaciones de materia orgánica se empleó el método de calcinación, 4 horas/500° C. Se fotografiaron los distintos sectores con el fin de establecer modelos comparativos, ubicándolos con un GPS con aproximación a los 5 m de resolución.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

La sección analizada ocupa el litoral marino acantilado de las regiones geológicas denominadas Cuenca del Colorado (Zambrano, 1980) y Comarca Nordpatagónica (Stipanovic y Methol, 1980) o Macizo del Somuncurá en cuyo basamento se destacan rocas cristalinas de edad Paleozoica y Mesozoica. La cubierta sedimentaria está constituida por sedimentitas azuladas de la Formación Río Negro, depositadas en el intervalo Mioceno Medio-Plioceno Inferior, unidad de gran extensión en la plataforma patagónica. Su origen se vincula a un ambiente eólico (Zavala y Freije, 2005), con intercalaciones de cuerpos lagunares pandos, limoarcillosos (Schillizzi y Luna, 2008) y un episodio marino ubicado en la sección media de la formación representado por arcilitas limosas, verdoso claras y una importante fauna fósil marina (Farinatti *et al.*, 1981). El conjunto descrito se halla coronado, en discordancia erosiva, por sedimentitas conglomerádicas del Pleistoceno-Holoceno con espesores que apenas llegan a los 5 m. Morfológicamente los acantilados, con alturas de hasta 70 m, presentan frentes rectos con alto grado de pendiente, con diaclasas en varias direcciones, en cuya base se acumulan bloques derrumbados.

El marco estructural regional se caracteriza por la superposición de varios estilos geológicos propios y a la influencia del aulacógeno del Colorado. El área del Macizo de Somuncurá durante la orogenia Patagónica y Andina solo fue activada por efectos

PROCESO	CRITERIO	TIPO
De carga	Morfológico	Simple Owen (2003)
		Pseudonódulo contiguo Alfaro <i>et al.</i> (1997), Owen (2003)
		Pseudonódulos aislados Owen (2003) Neuwerth <i>et al.</i> (2006)
		Estructuras complejas
Intrusión en sedimentos blandos	Genético	Escape de fluidos Ringrose (1998) Owen (1993) Neuwerth <i>et al.</i> (2006)
		Plato o fuente Owen (1987, 2003)
Desplome y presión	Genético	Deslizamiento basal Corrales Zarauza <i>et al.</i> (1977)
		Presión dirigida Laird (1968)

Tabla 1. Estructuras de deformación (ED) determinadas en el área de trabajo.

Table 1. Soft-sediment deformation structures (SSD) identified in the study area.

de tracción (Zambrano, 1980). Este proceso se relaciona con la apertura y desarrollo de la cuenca del Colorado, caracterizado por fallas normales de dirección N40° a N60°. Durante el Mioceno tardío - Plioceno temprano (ca. 11-3 Ma) el rasgo estructural más importante y que habría afectado la cubierta sedimentaria se relaciona con la fase Quechua del diastrofismo Andino (17 Ma) (Yrigoyen, 1979; Ramos *et al.*, 1996; Ramos, 1999). Esta sería la responsable de un proceso de tracción que dio como resultado reactivaciones de fallas normales del Mesozoico y de sucesivos levantamientos de la Cordillera de los Andes durante el Terciario, persistentes hasta la actualidad.

En el esquema estructural local se señalan las interpretaciones geofísicas de Schillizzi *et al.* (1986), Kostadinoff y Labudía (1991) y Kostadinoff (1992), quienes establecieron la presencia de fracturas con rumbo NE - SO y NO - SE (Fig. 1) las que serían responsables de ajustes isostáticos, hundimientos y levantamientos, cuya actividad se desplegó a lo largo del Cenozoico, en el sector comprendido entre Viedma y San Antonio Oeste (Gelós *et al.*, 1988).

Dentro del área de trabajo, sobre la plataforma de abrasión, se determinó la presencia de diaclasas con azimut N 55°, N 90° y N 350°. Los estratos de la

Formación Río Negro buzcan aproximadamente 2° al norte con azimut N 250° - 270°.

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

Las clasificaciones de las ED tienden a establecer sistematizaciones genéticas, empleando para ello la geometría de las deformaciones, las reconstrucciones de laboratorio y observaciones de campo. Se reconocieron algunas de las siguientes características: acotado de las deformaciones entre horizontes estratigráficos; continuidad lateral de las ED en distancias apreciables; confinamiento entre estratos no deformados y por último su asociación litológica con materiales samíticos-pelíticos. Se estudiaron dos áreas: Faro Río Negro - Punta Juan Ignacio y Punta Juan Ignacio - Banco Verde comprendidas entre los 41°03'65"S/62°50'13"O y 41°05'08"S/62°54'01"O. En las mismas se determinaron las siguientes estructuras de deformación en sedimentos blandos (Tabla 1):

Estructuras de Carga

Estructuras de carga simple

Caso 1. Estratos deformados que suprayacen a arcilitas (Fig. 2). Espesor 0,30 a 1,00 m.

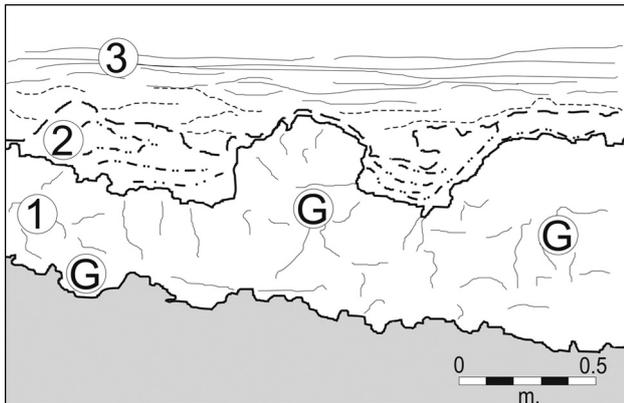
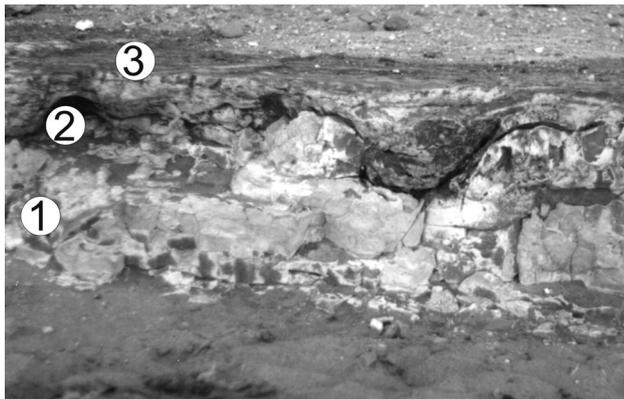


Figura 2. Estructuras de deformación simple. 1. Arcilita rosada con grietas de desecación (G). 2. Arenisca limosa, contacto irregular cóncavo-convexo. 3. Arenisca gris claro.
Figure 2. Simple deformation structures. 1. Rosed claystone with desiccation cracks (G). 2. Silty sandstone, concave-convex irregular contact. 3. Light grey sandstone.

Nivel 1: Espesor 0,30 a 0,50 m. Arcilita rosado claro, consolidada, con grietas verticales y horizontales formando un frente de polígonos irregulares. Contacto basal irregular y bien marcado.

Nivel 2: Espesor 0,20 a 0,50 m. Nivel arenolimoso, en parte arcilloso, gris oscuro, consolidado. Muestra un techo horizontal suavemente curvado. El contacto de la base es ondular bien marcado, con formas convexas y cóncavas. La estratificación original del banco forma curvas poco pronunciadas.

Nivel 3: Areniscas gris azuladas, con fina estratificación horizontal a subhorizontal.

Clasificación. Deformación simple (Owen, 2003).

Otros casos de deformación simple incluyen a los estratos que se desarrollan suprayaciendo a limolitas arcillosas o a las deformaciones entre limolitas arenosas, las cuales contienen restos de materia orgánica (1,14%) tubiformes ramificadas y translúcidas. En ambos casos los espesores de los perfiles no exceden 1,50 m.

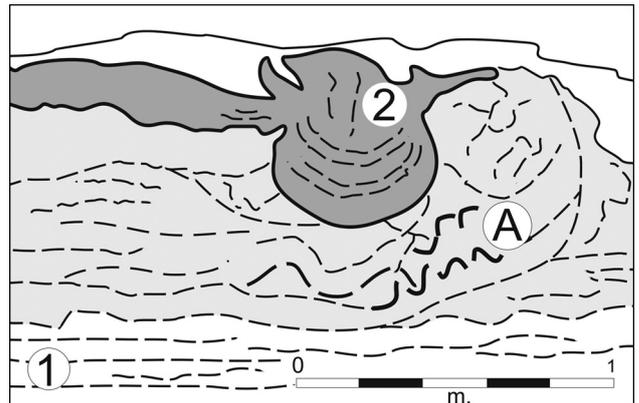
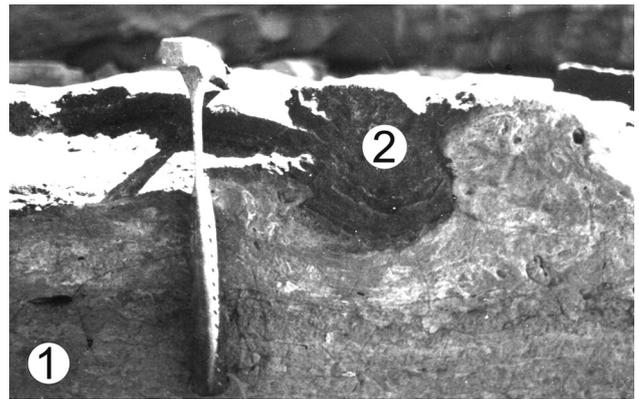


Figura 3. Pseudonódulo adherido o contiguo. Caso 1: 1. Limolita arcillosa; base con leve estratificación; techo con deformación notable y efectos de crenulación (A), con forma ondular marcada. 2. Pseudonódulo de arenisca gris oscuro con base cóncava y laminación interior discontinua deformada.

Figure 3. Attached pseudonodules. Case 1: 1.- Clayed siltstone, base with subtle stratification; roof present smooth curvation and crenulated effects (A) 2. Dark grey silty sandstone pseudonodule with concave base and deformed discontinuous lamination.

Pseudonódulo contiguo

Caso 1. Pseudonódulo contiguo con nivel infrayacente de limolitas (Fig. 3). Espesor 0,40 a 1 m.

Nivel 1: Espesor 0,30 a 0,70 m. Arcilita limosa, pardo claro, con intercalaciones blanquecinas de material calcáreo más fino. Hacia el centro del nivel la deformación se torna cóncavo-convexo en cuya base se observan efectos de crenulación, hacia el techo adquiere forma dentada. La estratificación sigue líneas poco marcadas mientras que en algunos sectores forma pliegues convolutos.

Nivel 2: Espesor 0,10 a 0,30 m. Arenisca limosa, pardo oscuro a gris oscuro, dispuesta en estratos discontinuos (nivel oscuro con pirita). La ED presenta forma subcircular de unos 0,30 m de diámetro. Base

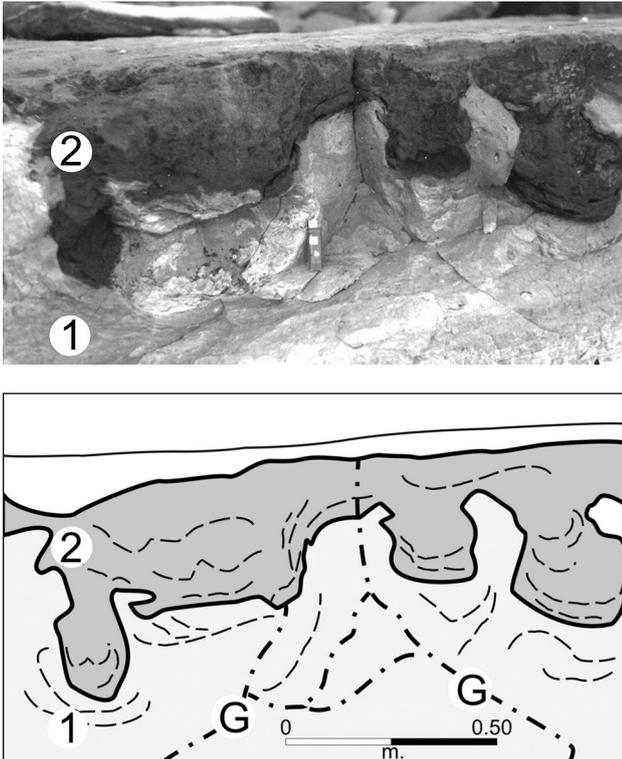


Figura 4. Pseudonódulo adherido o contiguo. Caso 2:
1. Arcilita rosado deformada y con grietas (G) convergentes.
2. Limolita arenosa gris oscuro, base con deformaciones cóncavas y convexas, pseudonódulos bandeados deformados.
Figure 4. Attached pseudonodule. Case 2: 1. Deformed claystone with convergent (G) cracks. 2. Dark grey sandy siltstone, concave and convex deformations, pseudonodules with deformed banding.

cóncava con contacto basal neto pero irregular; techo convexo con tendencia a la horizontal. En el interior del pseudonódulo la laminación original se halla deformada en bandas finas y cóncavas.

Clasificación. Pseudonódulo contiguo (Owen, 2003), sin destrucción del nivel original. *Drop structure* (Alfaro *et al.*, 1997).

Caso 2. Pseudonódulo contiguo, con nivel infrayacente de arcilitas (Fig. 4). Espesor 0,80 m. Nivel 1: Espesor 0,25 a 0,70 m. Arcilita masiva, rosado claro, consolidada; en algunos sectores con laminación notable, algo deformada. Posee grietas siguiendo DBz $214^{\circ}/79^{\circ}$ y $114^{\circ}/79^{\circ}$. Contacto de techo irregular, neto, siguiendo ondas bien visibles. Nivel 2: Espesor 0,30 m. Limolita arenosa, gris oscuro a pardo grisáceo, compacta, con laminación discontinua. La deformación está marcada por un estrato con formas variables entre medias cañas (de

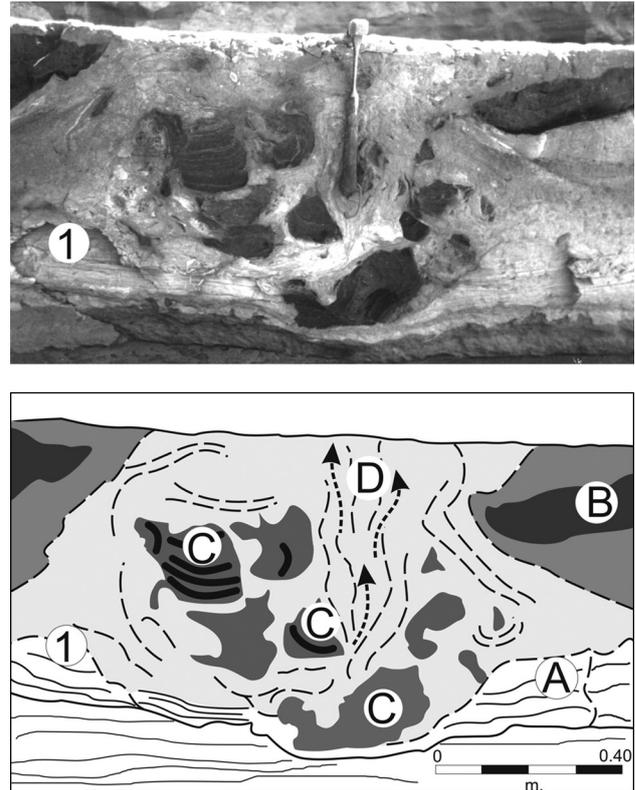


Figura 5. Pseudonódulo aislado. 1. Nivel con destrucción total de la estratificación original. (A) deformación de la laminación original. (B) nivel de techo seccionado. (C) nódulos rotados y deformados. (D) Flujos de extrusión.
Figure 5. Isolated pseudonodule. 1. Layer with complete disruption of original stratification. (A) deformed original lamination. (B) disected roof level. (C) rotated and deformed nodules. (D) extrusive flows.

0,30 por 0,60 m) y péndulos (0,10 a 0,30 m). Nivel con deformación irregular y profunda en la vertical; con tendencia ondular notable formando cavidades cuyos contactos presentan bordes lobulados. Laminación original deformada. El contacto de techo ondular suave.

Clasificación. Pseudonódulo contiguo o deformación pendular (Owen, 2003).

Pseudonódulo aislado

Caso 1. Estrato caótico, de 0,60 m de espesor (Fig. 5), compuesto por material arcilloso rosado claro blanquecino, con deformidad en la zona central de los estratos inferiores. Hacia la base el cuerpo presenta laminación normal. La masa sedimentaria central incluye nódulos de variadas formas, rotados, de areniscas limosas pardas verdoso oscuro. Hacia el centro del cuerpo se observan flujos de material arcilloso, que se desplazan en forma ascendente.

El estrato superior de 0,20 a 0,30 m de espesor, proveedor de las areniscas pardo oscuras, se halla seccionado y desplazado de su posición original.

Clasificación. Pseudonódulo separado o deformación pendular (Owen, 2003), con destrucción total del nivel.

Estructuras complejas

Caso 1. Espesor 0,90 a 1,80 m (Fig. 6).

Nivel 1: Espesor 0,70 a 1,20 m. Limolita arenosa, pardo rojizo, consolidada, con la estratificación original disturbada, formando ondas abiertas y pliegues que rodean a los pseudonódulos. El contacto basal conserva restos de la laminación original, mientras que hacia el techo muestra tendencia a la convexidad. Este nivel engloba a restos del nivel suprayacente.

Nivel 2: Espesor 0,10 a 0,50 m. Limolita arenosa, gris oscuro a gris claro, compacta. El contacto de techo con tendencia a la horizontal. El nivel contiene bloques gris oscuro, compactos, con pseudonódulos y nódulos que tienden a formas prismáticas hasta ovoides. Se observan parcialmente rotados y separados por diques y cuñas de unos 3 cm de ancho por 5 a 6 cm de largo, rellenos por limolitas. La laminación original se halla deformada y rodea a los nódulos aislados.

Nivel 3: Espesor 0,10 m. Arcilita limosa, rosado claro, masiva y parcialmente deformada. En la base presenta grietas en "V" y cavidades en "U".

Clasificación. Se define como estructura compleja a la sumatoria de formas simples de distintos orígenes y en una única locación.

Intrusión en Sedimentos Blandos

Escape de fluidos en limolitas

Caso 1. Espesor 0,25 m (Fig. 7).

Nivel 1: Espesor 0,10 m. Limolita arenosa gris oscuro, con fina laminación. Base irregular y suavemente curvada. El contacto de techo muestra iguales características.

Nivel 2: Espesor 0,10 m. Limolita tobácea, gris claro, con laminación fina, en parte masiva. Muestra tendencia a la concavidad, efecto causado por la yacencia de un clasto de limolita arenosa, gris oscuro, de aproximadamente 0,25 por 0,10 m. Hay formación de ondas irregulares que tienden a insertarse en el nivel superior.

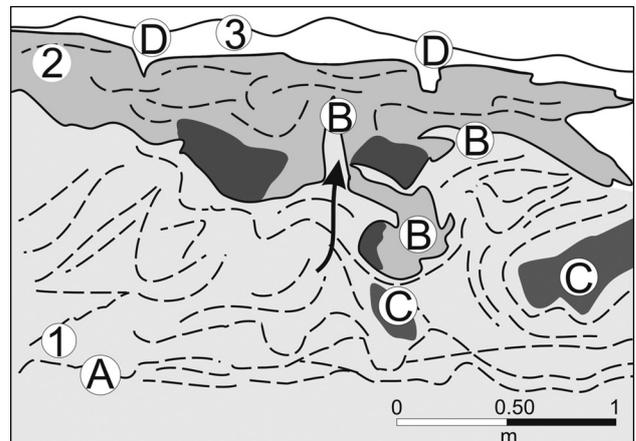
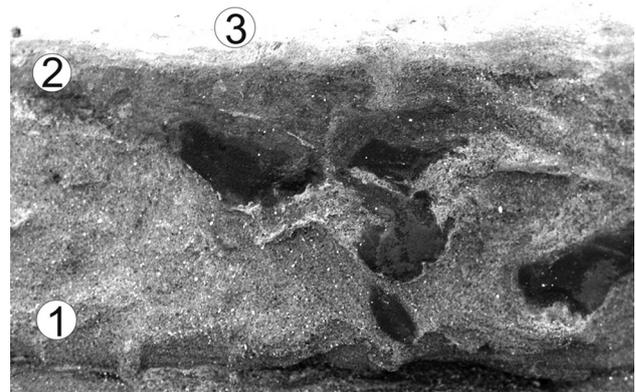


Figura 6. Estructura compleja. 1. Limolita arenosa con líneas de deformación cóncava y convexa. (A) laminación original subhorizontal. (B) deformación por inyección. (C) bloque suelto. 2. Limolita arenosa que engloba bloques irregulares más oscuros. 3. Arcilita limosa. (D) grietas y cavidades en "U" en su base.

Figure 6. Complex structure. 1. Sandy siltstone with concave and convex deformed lines. (A) sub-horizontal original lamination. (B) Injection deformed. (C) Downfall block. 2. Sandy siltstone with darkness blocks. 3. Silty claystone. (D) "U" cracks and caves.

En el contacto entre los niveles 1 y 2 se forman prolongaciones de material limoso fino, no mayores de 5 cm, de aspecto cónico, verticales, siguiendo ondas discontinuas. Otras adoptan forma de gancho, con desplazamiento en la vertical y en la horizontal.

Clasificación. Flama o estructura de inyección (Ringrose, 1988) o escape de fluidos (Neuwerth *et al.*, 2006).

Estructuras en plato

Caso 1. Espesor promedio 1,10 m. (Fig. 8).

Nivel 1: Espesor 0,10 a 0,25 m. Limolita arenosa amarillento verdoso, consolidada, con suave laminación ondular.

Nivel 2: Espesor 0,35 m. Limolita arenosa verdoso

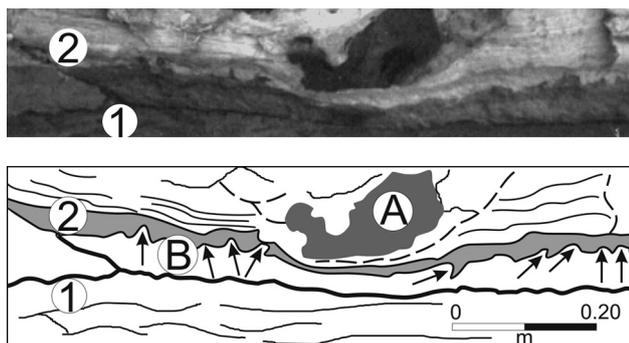


Figura 7. Deformación por escape Caso 1: 1. Limolita arenosa con leve deformación cóncava. 2. Limolita tobácea con laminación original deformada. (A) nódulo. (B) inyecciones.

Figure 7. Escape deformation Case 1: 1. Sandy siltstone with concave deformation. 2. Tuffaceous siltstone with deformed original lamination. (A) nodule. (B) injections.

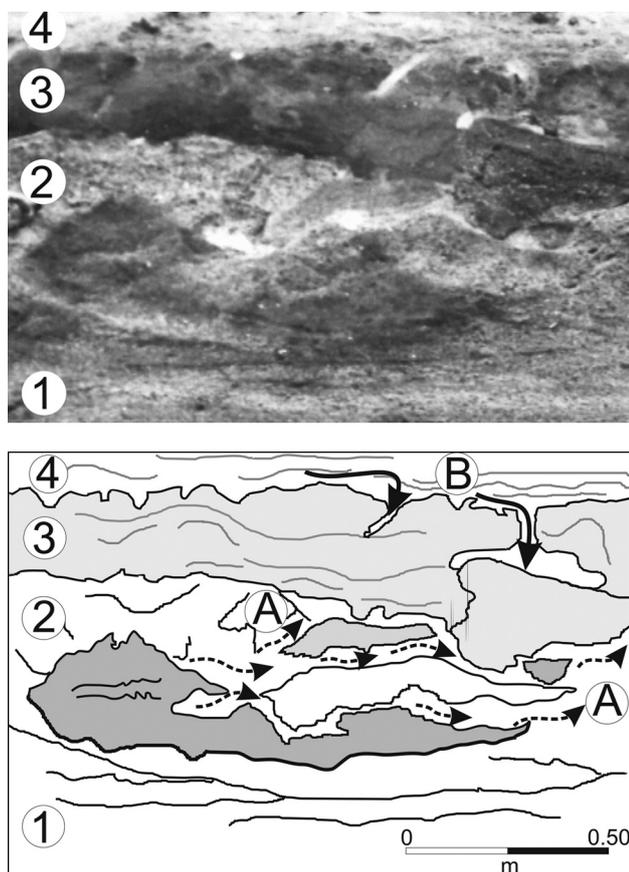


Figura 8. Estructura en plato (dish). Caso 2. 1. Limolita arenosa con suave laminación. 2. Limolita arenosa con estructura en plato. (A) líneas de flujo que rodean a los platos. 3. Limolita gris oscuro con deformación en base y techo. 4. Arcilita rosado claro. (B) techo con grietas y diques.

Figure 8. Dish structure. Case 2: 1. Sandy siltstone with soft lamination. 2. Sandy siltstone with dish structure. (A) flux lines surround dishes. 3. Dark gray siltstone with base and roof deformed. 4. Light pink claystone. (B) cracks and dikes on roof.

grisáceo, con deformaciones que tienden a ondular. Incluye un clasto de limolita gris oscuro (nivel 3), con forma cóncava de corto desarrollo, tipo plato, rodeado por líneas de flujo horizontal de material arcilloso; techo con forma ondulada bien marcada.

Nivel 3: Espesor 0,25 m. Limolita arenosa gris oscuro, contacto de base ondular suave formando picos romos o aguzados. Suele tener grietas y diques rellenos con material arcilloso pardo rosado grisáceo.

Nivel 4: Espesor no mayor a 0,30 m. Arcilita rosado claro a pardo rosado, masiva, consolidada.

Clasificación. Estructura en plato o fuente (dish) (Owen, 1987).

Desplome y Presión

Deslizamiento basal

Caso 1. Espesor 0,95 a 1 m. (Fig. 9).

Nivel 1. Espesor 0,30 m. Limo arenoso pardo, compacto con laminación fina. Contacto de base neto, lineal; el de techo irregular, formando ondas suaves, con líneas de flujo ascendentes. Diques de corte poco marcados.

Nivel 2: Espesor 0,25 m. Limo arcilloso pardo claro, compacto, con laminación fina irregular. Contacto de techo ondular suave. Líneas de flujo poco marcadas.

Nivel 3: Espesor 0,20 a 0,25 m. Limo arenoso pardo amarillento, compacto. Contacto de base irregular, ondular, casi lineal a muy deformado. En la parte izquierda se observa un quiebre en la horizontalidad del nivel.

Nivel 4: Espesor 0,15 m. Limo arenoso gris oscuro, discontinuo, con formación de polígonos irregulares de igual material, separados por canales de 4 a 5 cm de ancho, rellenos por material arenoso fino.

Nivel 5: Espesor 0,05 m. Arenisca fina a muy fina, gris claro, masiva, con efecto de desplazamiento en la horizontal.

Clasificación. Deslizamiento basal (Strachan, 2002) (Fig. 10). Según Corrales Zarauza *et al.* (1977) se denominan estructuras en “slumps” o de desplome.

Presión dirigida

Caso 1. Espesor 1,05 m (Fig. 11).

Nivel 1: Espesor 0,10 m. Arcilita limosa rosado claro, masiva, estratificación gruesa marcada y con deformación en ondas amplias. Contacto de techo irregular.

Nivel 2: Espesor 0,20 m. Limolita arenosa pardo rosa-

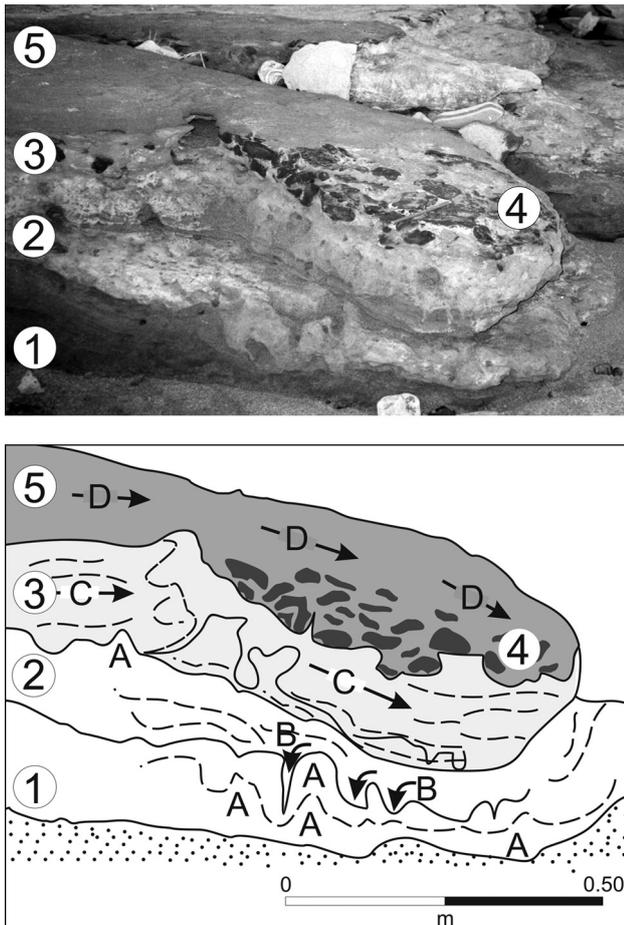


Figura 9. Deslizamiento basal. 1. Limolita arenosa. (A) cavidades de flexión marcadas. 2. Limolita arcillosa pardo. (B) diques de corte descendentes notables. 3. Limolita arenosa amarillento con laminación subhorizontal a deformada. (C) quiebre en la pendiente vertical. 4. Polígonos limosos desplazados. 5. Limolita arenosa gris. (D) desplazamiento en la horizontal.
Figure 9. Basal slipping. 1. Sandy siltstone. (A) flexion caves. 2. Brown clayed siltstone. (B) descending cut dikes. 3. Yellowed sandy siltstone with subhorizontal lamination. (C) broken vertical slump. 4. Displaced silty polygons. 5. Gray sandy siltstone. (D) horizontal displacement.

do, consolidada, con estratificación ondular marcada; en algunos sectores pasa a estratos tipo “flaser”.

Nivel 3: Espesor 0,25 m. Arenisca limosa pardo oscuro, con estratificación fina, dispuesta en lentes discontinuos con formas convexas. Las ED presentan niveles discontinuos de areniscas limosas formando pliegues suavemente curvados hasta casi cerrados, dispuestos en bandas finas y desplazados hacia el techo. La discontinuidad en los estratos está marcada por planos inclinados, donde el relleno por encima y por debajo conserva su litología. En los niveles inferiores se observan marcas en “V” originadas por los alivios de la presión deformante y/o ruptura del nivel.

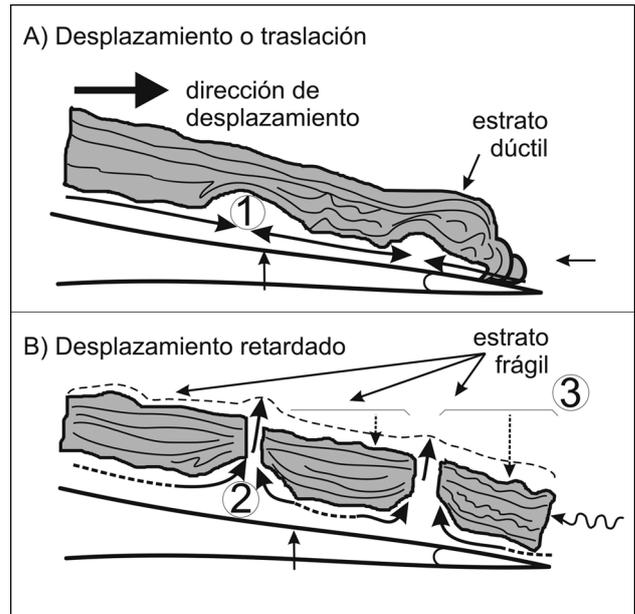


Figura 10. Modelo según Strachan (2002) que explica la deformación frágil-dúctil en estratos. (1) cavidad de flexión. (2) extrusión de sedimentos y dique de corte. (3) ruptura abrupta de la pendiente.
Figure 10. Strachan's model (2002) for explaining ductile-fragile strata deformation. (1) flexure cavity. (2) sediment extrusion and cut dike. (3) rugged cut slump.

Nivel 4: Espesor 0,40 m. Limolita arenoarcillosa rosado claro, masiva. Hacia la base incluye clastos aislados de areniscas pardas dispuestos en forma caótica.

Nivel 5: Espesor 0,30 m. Arcilita verdoso claro, con estratificación poco marcada, con escasos restos de fósiles marinos.

Clasificación. Deslizamiento por presión dirigida (Laird, 1968) (Fig. 12), con falla sinsedimentaria (Neuwerth *et al.*, 2006).

ORIGEN DE LAS DEFORMACIONES - DISCUSIÓN

Características de las Sedimentitas

Las estructuras de deformación halladas en el litoral rionegrino no están circunscriptas a un solo tipo de material ya que se hallan en niveles areno- limosos gris oscuro, con materia orgánica y en otros casos en limolitas arcillosas pardas. La diferencia cualitativa se debe a que los mismos provienen de un ambiente de interduna, caracterizado por variaciones granulométricas en un restringido espacio, bajo condiciones climáticas fluctuantes (Cojan y Thiry,

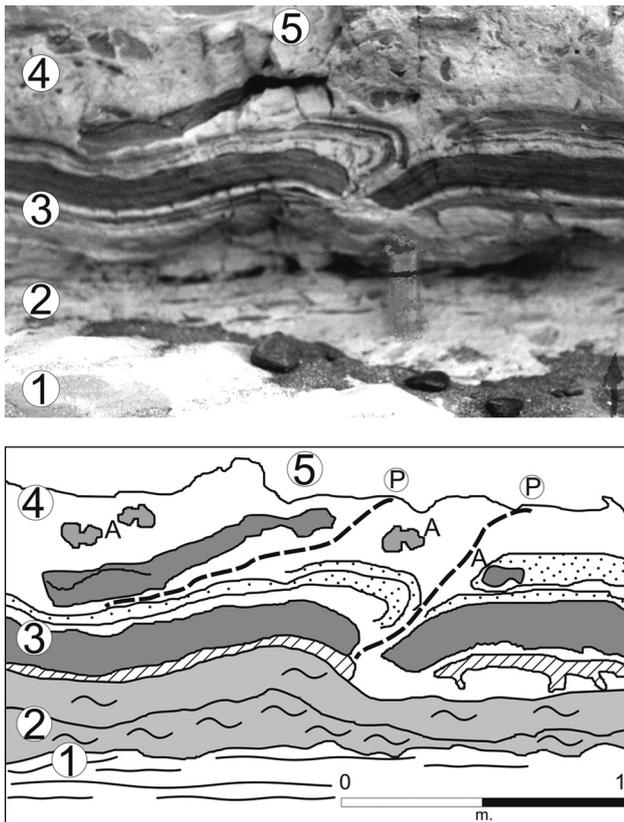


Figura 11. Deslizamiento por presión dirigida. 1. Arcillita con suave deformación. 2. Limolita arenosa con estructura tipo flaser y plegamiento abierto. 3. Limolita arenosa fracturada y desplazada en niveles ondulares. 4. Limolita arenosa deformada. (A) clastos aislados de los niveles inferiores. 5. Arcillita verdoso claro con contacto irregular. (P) planos de desplazamiento.

Figure 11. Directed pressure slumping. 1. Silty claystone with smooth deformation. 2. Sandy siltstone with flaser structure. 3. Fractured and displaced silty sandstone in undulated levels. 4. Deformed sandy siltstone. (A) discontinuous waves with isolated clasts. 5. Light green claystone with irregular contact. (P) displacement plains.

1992), típico de la Formación Río Negro (Andreis, 1965). Los materiales de grano fino, con baja cohesión y pobre selección como los sedimentos de los estratos deformados (Fig. 13) originaron ED debido a que fueron afectados por variaciones en la presión poral y por efecto de la licuefacción (Tsuchida y Hayashi, 1971; Obermeier, 1996). Ambos efectos afectan fundamentalmente al empaquetamiento de los granos, el cual debe mantener un valor poral que permita la intercomunicación entre ellos, además de existir una saturación del material en agua.

El contenido mineralógico de los niveles deformados está representado por cuarzo, calcedonia,

ortosa, plagioclasa, piroxenos y biotita. Además hay opacos como magnetita e ilmenita, y el nivel oscuro con ED presenta pirita autigénica en agregados cristalinos a los que acompañan óxidos de hierro indeterminados. Se encuentran además trizas de vidrio volcánico, incoloras y marrones claro inalteradas y arcillas identificadas como interestratificados de esmectita-illita y rara a escasa caolinita. Los granos poseen formas subangulosas principalmente y en menor proporción subredondeadas y redondeadas; la superficie de la mayor parte de los granos es limpia con algunas marcas. El porcentaje de CaCO_3 varía entre 0,5 y 3% y el COT (carbono orgánico total) alcanza al 1,5%.

Causas de la Deformación

Por carga. Estas estructuras se hallan ligadas a movimientos relacionados con la gravedad la cual actúa en las fases iniciales de la depositación. Para que estas deformaciones se produzcan es necesario que los niveles suprayacentes tiendan a una granulometría más gruesa que los infrayacentes, tales como areniscas contra limolitas o lodos en general, características que a su vez están vinculadas con la saturación en agua del nivel deformado (fluidificación-licuefacción). Por lo tanto el proceso se caracteriza por la acción de la presión litostática cuyo resultado es el movimiento (deformación) de los niveles sedimentarios infrayacentes, proceso que incluye la expulsión y rotación de fragmentos acompañado por escape de fluidos.

Por escape de fluidos. Este proceso está relacionado a la disposición espacial de los granos (empaquetado), a la forma, tendencia a la inequigranularidad, y a la comunicación entre los macro y micro poros, como así también al tipo de conexión entre ellos, ya sea de alta o baja sinusidad (Net y Limarino, 2000). Además deben presentarse condiciones de tixotropía particulares, en especial la presencia de coloides entre los granos. La alteración o ruptura de las uniones entre partículas por golpe o cizalla son, entre otras, las causas que permiten un desbalance en la relación presión hidrostática - presión litostática. Alterada ésta, el desequilibrio energético hace que los sedimentos finos tiendan a fluir entre areniscas débilmente litificadas, cuyo desplazamiento (extrusión) se hará a través de ductos porales tanto verticales como horizontales (Lopez Gamundi, 1986;

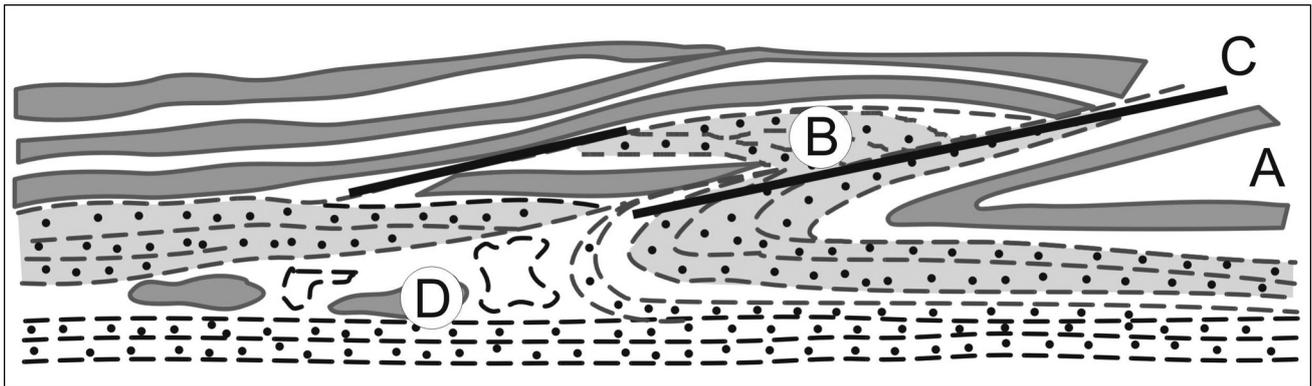


Figura 12. Modelo de deformación según Laird (1968) similar a la estructura de la figura 11. (A) capas seccionadas. (B) capas desplazadas y deformadas. (C) planos de deslizamiento. (D) clastos aislados.

Figure 12. Deformed model proposed by Laird (1968) similar to figure 11. (A) seccioned levels. (B) deformed and displaced levels. (C) slipping plains. (D) isolated clasts.

Clauss, 1993). Un episodio tectónico (shock sísmico) podría ser la causa de una rápida desestabilización en los depósitos.

Por deslizamiento basal. Estas deformaciones se asocian a sedimentos blandos depositados en pendientes naturales y asociadas a interestratificados de arena y fango. Las capas tienden a una geometría prismática cuyos materiales se hallan en estado “dúctil-frágil”, donde capas antiguas soportan a otras más jóvenes. Alterado el estado de horizontalidad se inicia el movimiento, efecto marcado por un quiebre de la pendiente original. Los niveles inferiores transportarían a los superiores (efecto bandeja), sin alterar la sucesión original de las capas. Retardado el movimiento, por efecto compresivo del frente de deslizamiento, los fluidos extruyen formando conos o diques de corte (Figs. 9 y 10). Uno de los factores desencadenantes del movimiento suelen ser los sismos a través de sus vibraciones, sin embargo, Rodríguez Pascua *et al.* (2000) y Neuwerth *et al.* (2006) estiman que para la formación de estos deslizamientos no es necesario que ocurra este factor. Muchas deformaciones de este estilo inician el movimiento por diferencias en el gradiente hidrostático (Strachan, 2002).

Deslizamientos por presión dirigida. Los factores que controlan estas formas se hallan condicionados por el estado de compactación del nivel, espesor y capacidad de los materiales para la deformación, ya que para que ésta se produzca el nivel original debe estar saturado en agua, situación que permite el comportamiento dúctil de los materiales (Bracco

et al., 2005). Para clasificar estas estructuras, Laird (1968) establece que deben reunir alguna de las siguientes características: paredes y pisos de los estratos suavemente curvados, siendo posible seguir la estratificación original e interrupción de la continuidad del estrato marcado por una cicatriz o falla donde los rellenos sedimentarios mantienen sus características por encima y por debajo de la misma. También suelen presentarse por debajo de la discontinuidad clastos de sedimentos rotados producto del arrastre por corrimiento del paquete sedimentario superior (Figs. 11 y 12). Estas estructuras se asocian a sectores sismológicamente activos (Sims, 1975).

Mecanismos Disparadores

Varios pueden ser los mecanismos disparadores en la formación de ED, los más conocidos son: peso por carga de los sedimentos (Lowe y LoPiccolo, 1974), olas de tormenta (Alfaro *et al.*, 2002) y sismicidad (Seilacher, 1969; Lowe, 1975; Sims, 1975; Rossetti, 1999; Vanneste *et al.*, 1999; Jones y Omoto, 2000; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000; Bowman *et al.*, 2004). En este caso el efecto por carga debido a la presión de los sedimentos superiores no parece ser el generador de la totalidad de las ED, ya que no se han observado características asignables exclusivamente a este proceso. Los impactos de olas de tormenta también pueden realizar la deformación en sedimentos blandos pero en la sección analizada de la Formación Río Negro no se han observado estructuras típicas de alta energía tales como entrecruzamientos y

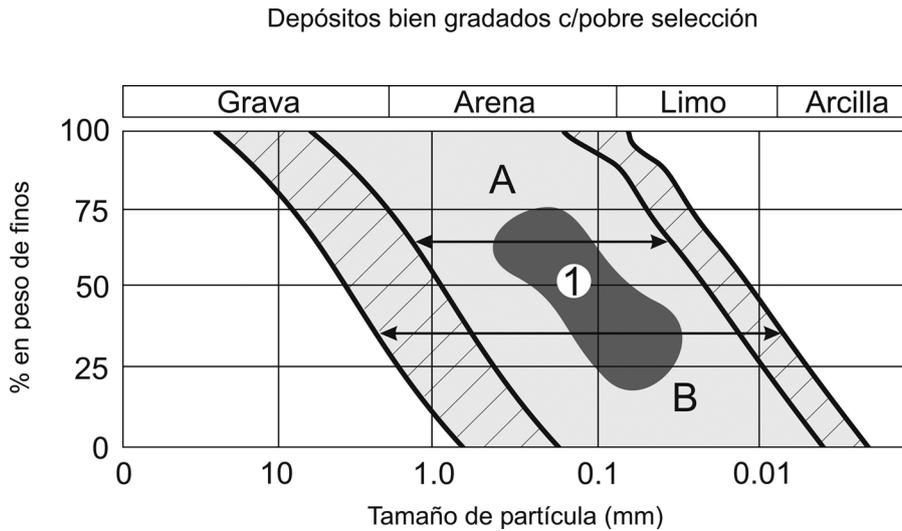


Figura 13. Campo de sedimentos potencialmente licuefactable. (A) Más licuefactable. (B) Potencialmente licuefactable según Tsuchida and Hayashi (1971). (1) Área de los sedimentos estudiados.

Figure 13. Field of potentially liquefiable sediments. (A) More liquefiable. (B) Potentially liquefiable from Tsuchida and Hayashi (1971). (1) Studied sediments area.

sedimentación caótica tipo *tsunami*. Es de destacar que para que las olas de tormenta produzcan licuefacción es necesario que las mismas alcancen magnitudes mayores a 6 m (Alfaro *et al.*, 2002), efecto que tampoco quedó señalado en las secciones observadas.

La corta extensión vertical de las estructuras de deformación, su difundida ocurrencia y ubicación en un horizonte continuo, sugieren a los sismos como el mecanismo disparador más probable. Estos facilitan la desestabilización del nivel freático, a la par que causan aumento en la fricción y destrucción de la cohesión de los materiales (presión poral), ayudados, en algunos casos, por la alteración angular de las pendientes. Por último, los sismos pueden causar la fluidificación de sólidos granulares evidenciado por la presencia de flamas y estructuras de deslizamiento caracterizadas por deformación más fracturas.

La relación entre magnitud de los terremotos y distancia del epicentro, con presencia de ED hasta un radio de 500 km, fue observada por Obermeier (1996) en Estados Unidos. Se han reportado movimientos sísmicos en el área costera de las provincias de Buenos Aires y Río Negro relacionados a terremotos producidos en la zona cordillerana cuyos efectos alcanzaron hasta por lo menos 600 km. (Perruca *et al.*, 2006). Sismos de gran magnitud como los del 2002 y 2003 originados en la zona litoral del centro de Chile con epicentro a 1400 km y magnitudes de $M_w = 6,6$ y $6,7$ afectaron fuertemente edificios de las ciudades de Buenos Aires y La Plata (Sabbione *et al.*, 2007). Además se han observado ED en sedimentos del Pleistoceno en barrancas del río Sauce Chico,

provincia de Buenos Aires atribuidas a neotectónica por reactivaciones de fracturas del basamento (Quattrocchio *et al.*, 1994). Esto permite pensar que en el Mioceno-Plioceno también podría haber ocurrido un efecto similar, quizás con más intensidad, ya que en esa época la Cordillera de los Andes estaba afectada por sucesivos levantamientos.

CONCLUSIONES

Las deformaciones observadas en la zona de transición entre los Miembros medio y superior de la Formación Río Negro son el resultado de la deformación hidroplástica local durante un proceso de licuefacción/fluidificación. Estas estructuras presentan corto espesor vertical (no mayor a un metro), relación con una zona sísmica activa terciaria y están formadas por sedimentos con alto potencial de licuefacción (areniscas finas a limolitas arcillosas con moderada selección). Están restringidas a un solo intervalo sedimentario acotado por niveles no deformados y pueden ser correlacionadas sobre grandes extensiones.

La presencia de un nivel con deformaciones en la sección basal de la columna aflorante de la Formación Río Negro es un indicador de la acción de un *shock* sísmico de gran magnitud ocurrido durante la Fase Quechua del ciclo Andino, que afectó dicha área durante el intervalo de su depositación.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del

Proyecto PICTO 905 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Se agradece a Medios Audiovisuales del UAT – CCT -Bahía Blanca y en especial a los correctores del Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis por sus valiosas sugerencias en la revisión de este manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfaro, P., M. Moretti y J.M. Soria**, 1997. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geologicae Helveticae* 90:531-540.
- Alfaro, P., J. Delgado, A. Estévez, J.M. Molina, M. Moretti y J.M. Soria**, 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal Earth Science* 91:505-513.
- Alfaro, P., J. Zaldivar, A. Jabaloy, A. Lopez Garrido y C. Galdeano**, 2006. Estructuras sedimentarias de deformación interpretadas como sismitas en el Mioceno Superior (Turoliense) de la cuenca de Granada (Cordillera Bética). *Geogaceta* 40:235-260.
- Andreis, R. R.**, 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo Gral Conesa-boca del Río Negro). *Revista del Museo de La Plata. V. Geología* 36:245-310.
- Bowman, D., A. Korjenkov y N. Porat**, 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology* 163:211-228.
- Bracco, A., L. Peruca, V. Contreras y A. Perez**, 2005. Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el área de Acequion, Departamento Sarmiento, San Juan. *XVI Congreso Geológico Argentino*. Actas IV:485-492.
- Brenchley, P.J. y G. Newall**, 1977. The significance of contorted bedding in the Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway. *Journal of Sedimentology and Petrology* 47:819-833.
- Clauss, F.L.**, 1993. Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el Neógeno de Arcos de la Frontera (SO de la depresión del Guadalquivir). *Boletín Geológico y Minero* 104-6:613-620.
- Cojan, I. y M. Thiry**, 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics* 206:79-89.
- Corrales Zarauza, I., J.R., Rosell Sanuy, L. Sánchez de la Torre, J.A. Vera Torres y L. Vilas Minondo**, 1977. *Estratigrafía*. Rueda (Ed.), Madrid. Estructuras de deformación. Cap. 8:147-162.
- Deev, E.V., I.D. Zolnikov y S.A. Gus'kov**, 2009. Seismites in Quaternary sediments of southeastern Altai. *Russian Geology and Geophysics* 50:546-561.
- Dzulinsky, S. y E. K. Walton**, 1965. Sedimentary features to flysh and greywackes. Elsevier (Ed.). Amsterdam. 274 p.
- Farinatti, E., S. Aramayo y J. Terraza**, 1981. La presencia de un nivel marino en la Formación Río Negro (Plioceno superior) Prov. de Río Negro, Argentina. *Anales Segundo Congreso Latinoamericano Paleontología* 1:651-665. Porto Alegre. Brasil
- Foix, N., J.M. Paredes y R. Giacosa**, 2008. Paleo-earthquakes in passive-margin settings, an example from the Paleocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 205:67-78.
- Gelós, E., J. Spagnuolo y R. Schillizzi**, 1988. Las unidades morfológicas de la costa norte del Golfo San Matías y su evolución. *Revista Asociación Geológica Argentina* 43:315-326.
- Greb, S.F.**, 2002. Developing a classification scheme for seismites. *North-Central Section (36th) and Southeastern Section (51st), GSA Annual Meeting, Kentucky*. Session 42: 228.
- Hermanns, R. y A. Villanueva García**, 2005. Did large earthquakes cause massive landsliding and near surface deformation in the Calchaquies Valleys, Argentina. *XVI Congreso Geológico Argentino*, Actas IV 467-474. La Plata.
- Isla, F.**, 2007. Significado de las estructuras de deformación de la Formación Balcarce. *VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*. Mar del Plata. Actas. Resumen: 44.
- Jones, A.P. y K. Omoto**, 2000. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology* 47:1211-1226.
- Kostadinoff, J.**, 1992. Configuración litológica del basamento geofísico en el litoral comprendido entre Viedma y San Antonio Oeste. Provincia de Río Negro. *Revista Asociación Geológica Argentina* 47:317-321.
- Kostadinoff, J. y C. Labudía**, 1991. Algunas características del basamento en la desembocadura del río Negro a partir de datos gravimagnetométricos. *Revista Asociación Geológica Argentina* 46:173-180.
- Laird, M.**, 1968. Rotational slumps and slump scars in Silurian rocks. Western Ireland. *Sedimentology* 10:111-120.
- Lopez Gamundi, O.R.**, 1986. Sedimentología de la Fm. Tarija, Carbonífero de la Srra Aguarague, Prov. de Salta. *Revista Asociación Geológica Argentina* 41:334-355.
- Lowe, D.R.**, 1975. Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology* 22:157-204.
- Lowe, D.R. y R.D. LoPiccolo**, 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 44:484-501.
- Mazunder, R., A. Van Loon y A. Makoto**, 2006. Soft-sediment deformation structures in the Earth's oldest seismites. *Sedimentary Geology* 186:19-26.
- Mills, P.C.**, 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures- a review. *Sedimentary Geology* 35:83-104.
- Montenat, C., P. Barrier, P. Ott d' Estevou y C. Hibsich**, 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196:5-30.
- Net, L.I. y C.O. Limarino**, 2000. Características y origen de la porosidad en areniscas de la sección inferior del Grupo Paganzo (Carbonífero Superior). Cuenca Paganzo, Argentina. *AAS Revista* 7:49-72.
- Neuwerth, R., F. Suter, C.A. Guzman y G.E. Gorin.**, 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology* 186:67-88.
- Obermeier, S.F.**, 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44:1-76
- Owen, G.**, 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. En M.E. Jones y R.M. Preston (Eds.), *Deformation of*

- Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication 29: 11-24.
- Owen, G.**, 1996. Experimental soft-sediment deformation structures formed by liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43:279-293.
- Owen, G.**, 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. En P. Van Rensebergen, R.R. Hillis, A.J. Maltman y C.K. Morley (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society of London, 21:51-71.
- Perucca, L., A. Perez y C. Navarro.** 2006. Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evolución del peligro sísmico en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 61:567-578.
- Quattrocchio, M., J. Kostadinoff, G. Martínez y A. Prieto,** 1994. Evidencias de neotectónica en el Río Sauce Chico, Prov. de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina* 49:297-305.
- Ramos, V.**, 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Anales 29:715-784.
- Ramos, V. y J.M. Cortés,** 1984. Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Estructuras e interpretación tectónica. Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino. Cap. 1.12:317-346.
- Ramos, V.A., M. Cegarra y E. Cristallini,** 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°- 36°S latitude). *Tectonophysics* 259:185-200
- Ringrose, P.S.**, 1988. Palaeoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova Research* 1:57-62.
- Rodríguez-Pascua, A., J.P. Calvo, G. De Vicente y D. Gomez-Gras,** 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potencial use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135:117-135.
- Rossetti, D.F.**, 1999. Soft-sediment deformation structures in the Late Albian a Cenomanian deposits, Sao Luis Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology* 46:1065-1081.
- Rossetti, D.F. y A.M. Góes,** 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology* 135:137-156.
- Sabbione, N. Carmona, J., Palau, R. y L. García,** 2007. Aceleraciones del terreno registradas en la estación sismológica de La Plata, efecto en los edificios de gran altura. VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Resúmenes: 37.
- Sagripanti, G., H. Schiavo, C. Costa, D. Villalva, R. Daga y C. Rodríguez,** 2005. Paleoterremotos en el sector sudeste de las Sierras Pampeanas orientales revelado por deformaciones de depósitos lagunares holocenos. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 4:452-462.
- Schillizzi, R.**, 1996. Estratigrafía y geomorfología de las formaciones cenozoicas aflorantes en el litoral patagónico, entre Punta Ninfas y Punta Lobos, Prov. del Chubut. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, 129 pp. (inédito).
- Schillizzi, R. y L. Luna,** 2008. Paleoambientes lacustres en la sección inferior de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno) Río Negro, Argentina. *Geoacta* 33:55-63.
- Schillizzi, R., J. Kostadinoff, y C. Labudia,** 1986. Interpretación geofísica y geológica del basamento en el noroeste de la provincia de Río Negro. *Revista Asociación Geológica Argentina* 41:1-6.
- Seilacher, A.**, 1969. Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13:155-159.
- Sims, J.D.**, 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29:144 -152.
- Stipanovic, P. y J. Methol,** 1980. Comarca Nordpatagónica. Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba. Vol. 2: 1071-1099.
- Strachan, L.**, 2002. Slump initiated and controlled syndepositional sandstone remobilization: and example from the Namurian of Country Clare, Ireland. *Sedimentology* 49:25-41.
- Tsuchida, H. y S. Hayashi,** 1971. Estimation of liquefaction potential of sandy soils. Proceedings of the Third Joint Meeting, US-Japan Panel on Wind and Seismic Effects, UJNR; Tokyo: 91-109.
- Van Loon, A.J.**, 2002. Soft-sediment deformations in the Kleszczów Graben (central Poland). *Sedimentary Geology* 147:57-70.
- Vanneste, K., M. Meghraoui y T. Camelbeeck,** 1999. Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldebiss Fault, Lower Rhine Graben system. *Tectonophysics* 309:57-79.
- Yrigoyen, M.R.**, 1979. Cordillera Principal. Actas del II Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba. Vol. 1:651-694.
- Zambrano, J.**, 1980. Comarca de la cuenca cretácica de Colorado. *Geología Regional Argentina*. Vol. 2:1933-1070.
- Zavala, C. y H. Freije,** 2005. Geología de los acantilados rionegrinos. En R.F. Massera, J. Lew y G. Serra Pairano (Eds.). *Las Mesetas patagónicas que caen al mar: La costa rionegrina*. 1º Edición. Gobierno de Río Negro. 187-199.