

Desperfectos en la naturaleza: ¿qué nos enseñan las estructuras sedimentarias de deformación?

“Las estructuras sedimentarias de deformación son importantes como indicadores de las características del ambiente físico en que tuvo lugar la sedimentación y también para la construcción y la ingeniería civil.”

Sedimentos lacustres pleistocenos afectados por licuefacción. Graben de Morelia, estado de Michoacán, México.

Gonzalo Pardo y Concepción Arenas



Estructura de *slump* en el Eoceno del Grupo de Hecho, Cuenca de Jaca.

Fotografía cedida por G. Pardo.

Las rocas se deforman de manera espectacular cuando sobre ellas actúan fuerzas tectónicas de compresión o extensión. Con una tectónica compresiva se originan pliegues anticlinales y sinclinales, fallas inversas y láminas de cabalgamiento, que son los elementos estructurales típicos de las cadenas montañosas. Con esfuerzos distensivos se generan fallas normales, a veces también pliegues que ajustan los estratos de cobertera a fallas en el zócalo; a mayor escala se alcanza la formación de fosas tectónicas, y a escala todavía mayor a la creación de cuencas tipo *rift*.

Pero los sedimentos pueden también deformarse muy pronto tras su depósito y antes de su consolidación, previamente a esos esfuerzos tectónicos. Tales deformaciones no alcanzan, en el registro geológico, la espectacularidad de las estructuras tectónicas antes citadas: la mayoría son de pequeña escala y se pueden limitar a una parte del estrato, por lo que podrían calificarse de “arrugas en las capas”, aunque algunas pueden llegar a ser complejas, intrincadas, e implicar desplazamientos notables. Se denominan estructuras sedimentarias de deformación y son importantes como indicadores de las características del ambiente físico en que tuvo lugar la sedimentación y también para la construcción y la ingeniería civil, como se verá a continuación.

PROCESOS QUE ORIGINAN LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACIÓN

Se trata de estructuras penecontemporáneas con el depósito y que, por tanto, se originan en sedimentos poco consolidados. Pero los fenómenos que determinan la creación de estas estructuras, que encontramos en rocas sedimentarias antiguas, pueden producirse también ahora, en sedimentos recientemente formados. Y si se dan en un área poblada podrían representar graves afecciones para la economía del área y la seguridad de quienes la habitan, si afectan severamente a edificios e infraestructuras. Estos casos están relacionados, al igual que la mayoría de las estructuras de deformación que se ven en el registro geológico, con el fenómeno de **licuación de los sedimentos**. Un sedimento licuado se comporta como un fluido viscoso debido a dos procesos que Allen (1982) denominó licuefacción y fluidificación. Estos dos procesos suelen darse íntimamente relacionados en la naturaleza.

La **licuefacción** implica la pérdida de contacto entre los granos del sedimento a consecuencia de un incremento de presión en el fluido que rellena los poros. Entonces los granos dejan de soportarse mutuamente, quedan dispersos en el fluido y el sedimento es transitoriamente una masa fluida capaz de deformarse.

La **fluidificación** es el proceso por el que los granos del sedimento son arrastrados por el ascenso de un fluido; este soporta el peso de los granos y el conjunto se comporta como un líquido dinámico.

Ambos procesos se dan en depósitos arenosos o limosos de más de un metro de espesor, en capas con partículas de tamaño homogéneo saturadas en agua y, por tanto, con baja cohesión. Estas condiciones son propias de limos y arenas que se depositan en playas, áreas interdunares húmedas, cauces y llanuras de inundación de ríos y sectores distales de abanicos aluviales, con el nivel freático cerca de la superficie. Los dos procesos suponen la disminución o la anulación de la resistencia interna a la cizalla del sedimento. La licuefacción se da sin aumento de volumen del fluido de los poros, y la fluidificación implica el ascenso de dicho fluido. En definitiva, se producen cambios en la disposición original del sedimento al adquirir un comportamiento (hidro)plástico.

Estos procesos requieren de un detonante que los inicie, como sobrecargas locales, movimiento de agua subterránea, olas de tormenta o sacudidas sísmicas. Hasta ese momento, los sedimentos saturados en agua pueden parecer perfectamente sólidos. En el cine se nos han ofrecido secuencias dramáticas en que interviene la licuefacción, con arenas movedizas (las *quick sands*



El hombre enmascarado lucha por salir de arenas movedizas en la película *The Phantom* (1943).

elpais.com

en inglés) en las que quien queda atrapado en ellas las pasa moradas para escapar, si no perece. Sin embargo, aunque salir de las arenas movedizas es difícil, hundirse totalmente en ellas es imposible según el principio de Arquímedes, ya que son más densas que el cuerpo humano, que así no se sumergirá mucho más allá de la cintura. Pero se puede morir de hipotermia o insolación si se permanece mucho tiempo atrapado; así que cuidado dónde se pisa en pantanos y marismas.

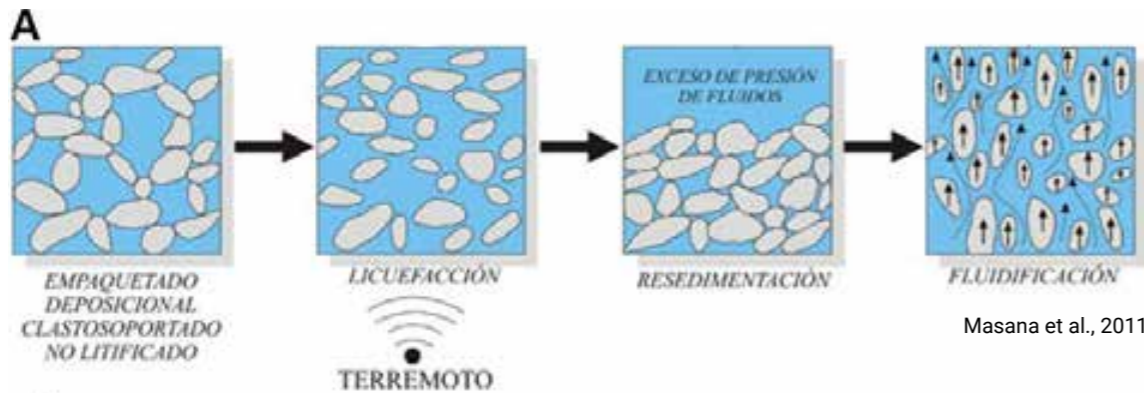
En las arenas movedizas la licuefacción se produce por sobrecarga diferencial al paso de una persona o animal, pero mucho más peligro implica la producida por

A: esquema de la secuencia de procesos de licuefacción y fluidificación de un sedimento poco compactado, saturado de agua, a consecuencia de una sacudida sísmica.

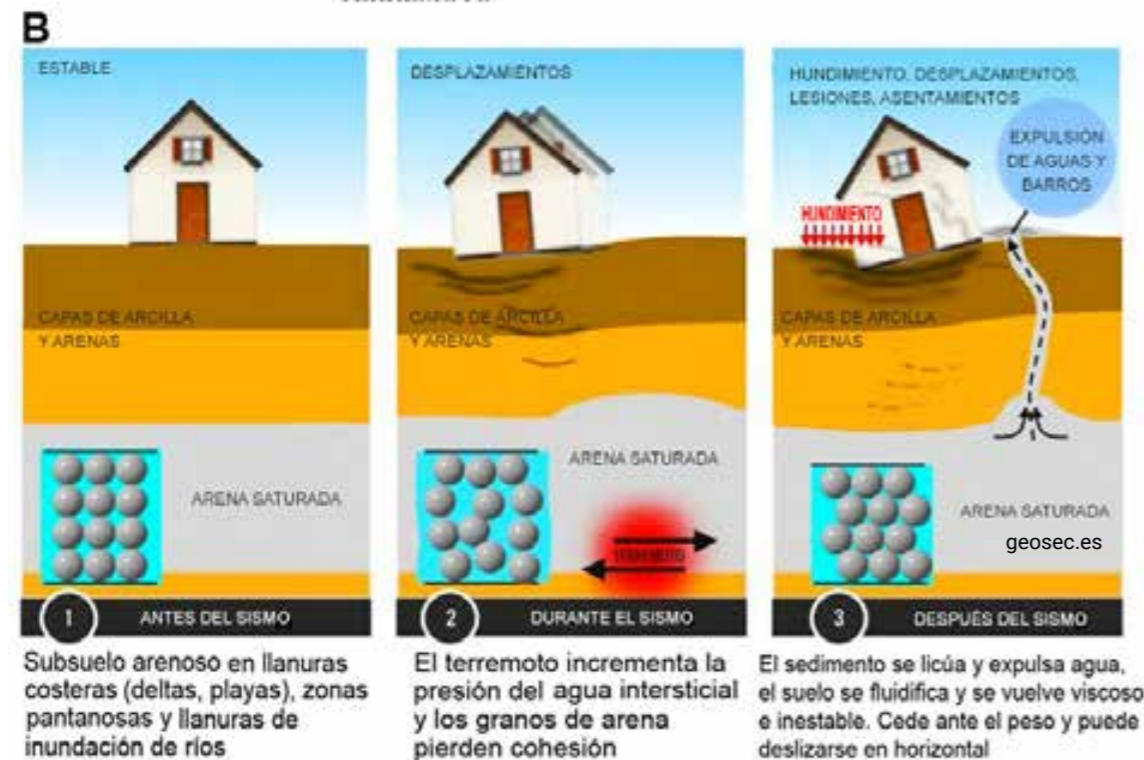
B: efectos de la licuefacción y fluidificación de terrenos producidas por un movimiento sísmico.

A: vista aérea de los efectos de licuefacción del suelo causados por el terremoto de Niigata.

B: edificio afectado por licuefacción en Taiwán, consecuencia del seísmo de 2018.



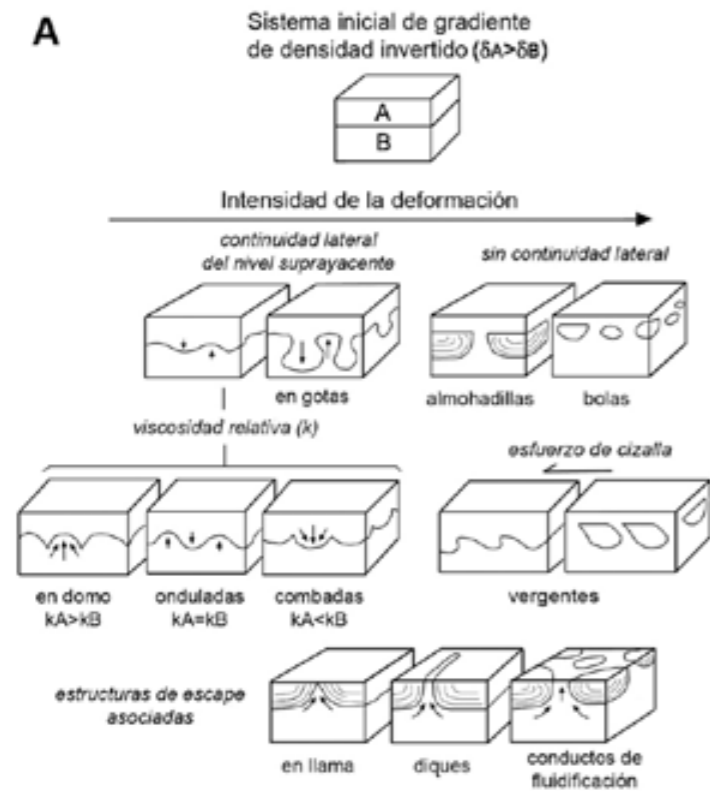
Masana et al., 2011



terremotos. La tensión tangencial cíclica debida a las ondas sísmicas vence la resistencia del esqueleto granular; el sedimento se licuefacta y cambia a un empaquetamiento más denso. La presión intersticial, al aumentar de forma casi instantánea, conlleva la deformación del suelo y finalmente la fluidificación del sedimento, que se inyecta junto con el agua intersticial hacia la superficie.

De resultados espectaculares fueron, a este respecto, los terremotos de Niigata, Japón, de 1964 y de Taiwán, de 2018. De magnitudes altas (momentos sísmicos $M_w=7$ y $M_w=6,4$ respectivamente), apenas dañaron la estructura de los edificios, seguramente construidos según normas antisísmicas, pero la licuefacción en diversos puntos determinó que los cimientos perdiesen apoyo y algunos edificios se tumbasen. Además, los conductos de agua, gas y electricidad suelen resultar afectados, rotos y

“En las arenas movedizas la licuefacción se produce por sobrecarga diferencial al paso de una persona o animal, pero mucho más peligro implica la producida por terremotos.”



Modelo conceptual simplificado de Alfaro et al. (2000)



(Arenas Abad et al., 2016)

◀ **A: estructuras de carga, almohadilladas y en bolas y estructuras de escape de fluidos asociadas.**

B: fotografía de la base de un estrato de arenisca con estructuras de carga. Formación Arenisca de Sabiñánigo, Eoceno, Cuenca de Jaca.

catastróficos fueron debidos al tsunami asociado, pero buena parte de los desperfectos en infraestructuras se debieron a licuefacción. También se constataron, midiendo las alturas de puntos geodésicos tras el seísmo, hundimientos de entre 30 cm y 1,2 m en áreas costeras, desde entonces más susceptibles de inundación en mareas altas.

TIPOS DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACIÓN

Pero vayamos al registro geológico. En él, las estructuras sedimentarias de deformación se reconocen en estratos concretos dentro de una serie estratigráfica, mientras que los estratos infra y suprayacentes no aparecen afectados por las mismas. Además, como se ha dicho arriba, pueden afectar solo a una parte de un estrato. Siguiendo a diferentes autores, como Corrales et al. (1977), Reinek y Singh (1980), Allen (1982), Collinson y Thompson (1982), Boggs (2001), Dabrio y Hernando (2003), entre otros muchos, estas estructuras se pueden agrupar en los tipos que se describen a continuación.

Estructuras de carga (en inglés *load structures*), almohadilladas y en bolas (*pillow-and-ball structures*)

Se originan cuando el proceso de licuefacción tiene lugar donde existe un gradiente de densidad invertido; es decir, donde una o varias capas de mayor densidad (comúnmente arenas) se apoyan sobre otras de densidad

menor (limos, arcillas o margas), lo que implica inestabilidad gravitacional. Entonces la unidad superior colapsa en la inferior, formando las *load structures*. Estas son prominencias bulbosas, aisladas o en contacto, con relieve de milímetros a centímetros en la base de las capas arenosas. Su morfología varía en función de la diferencia de viscosidad que existiese entre la capa arenosa y la infrayacente más fina (Alfaro et al., 2000). Como en el registro geológico aparecen siempre en la base de la capa de arenisca, son indicadores de la polaridad vertical de la serie estratigráfica en que se encuentran.

Si la intensidad del proceso es alta, la unidad arenosa pierde su continuidad y se divide en cuerpos aislados con forma de almohadillas o bolas (*pillow-and-ball structures*), totalmente rodeadas por el material infrayacente menos denso. Las dimensiones de estos cuerpos varían de centímetros a metros.

Estructuras almohadilladas y en bolas. Nótese que los estratos por encima y por debajo de las estructuras no presentan deformación. Arenisca de Sabiñánigo sobre las Margas de Larrés, Eoceno, Cuenca de Jaca



desplazados hacia la superficie por efecto de la fluidificación asociada. Como consecuencia, se pueden producir fuegos de difícil extinción si en el proceso los hidrantes de bomberos se inutilizan. Esto ocurrió, por ejemplo, en el Marina District de San Francisco durante el terremoto de 1989, atribuido a la actividad de la falla de San Andrés. En el terremoto de Tohoku de 2011 (de $M_w=9,1$, que afectó a la central nuclear de Fukushima) los daños más

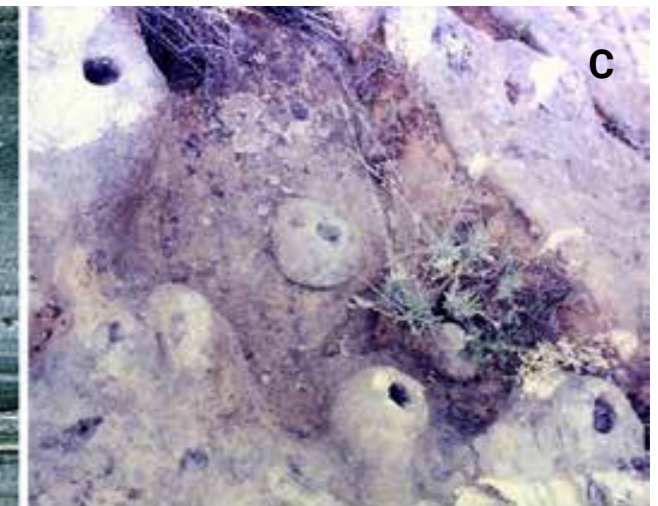
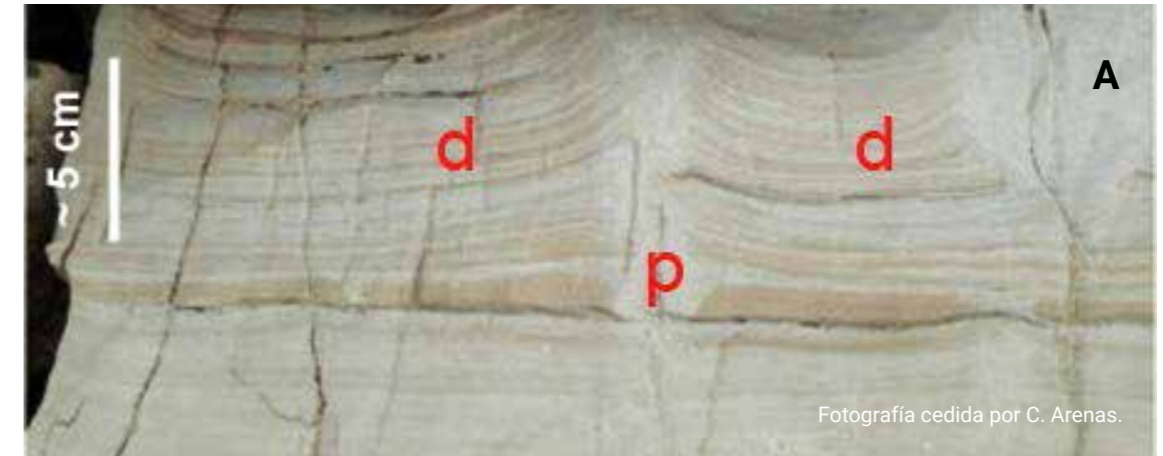
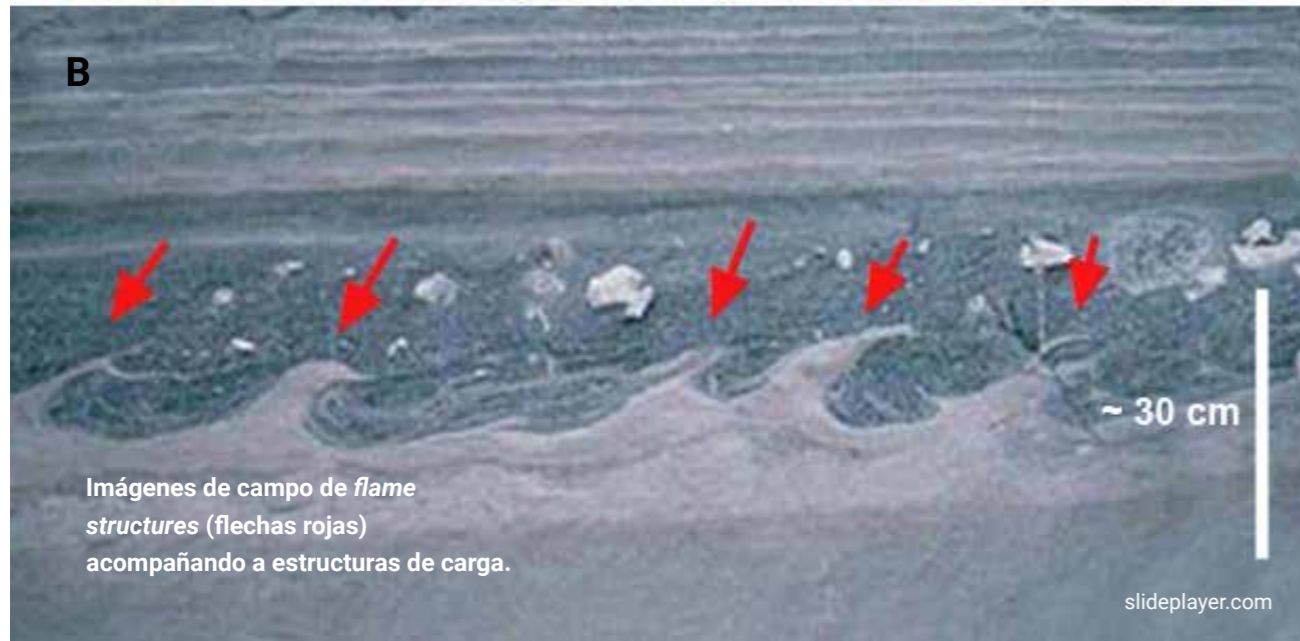
“Si la intensidad del proceso es alta, la unidad arenosa pierde su continuidad y se divide en cuerpos aislados con forma de almohadillas o bolas.”

Estructuras en llama (*flame structures*), estructuras en platos y pilares (*dish and pillar structures*), diques clásticos y volcanes de arena

Íntimamente relacionadas con las anteriores, en su generación interviene esencialmente la fluidificación. Cuando se producen estructuras de carga con un relieve importante, el sedimento fino infrayacente se inyecta, formando las *flame structures*, espaciadas con más o menos regularidad en la base de la arenisca suprayacente). En ocasiones, las estructuras en llama se presentan alargadas en una dirección preferente. En paralelo, las estructuras de carga exhiben una clara

inclinación en el mismo sentido; esto sugiere la acción de una fuerza de cizalla, por ejemplo ejercida por una corriente, que se suma al gradiente de densidad invertido (Alfaro et al., 2000).

Si un estrato de arena contiene láminas de material más fino (lutítico), el escape del fluido (agua más arena) puede dar lugar a las estructuras en platos y columnas. Las *dish structures* se crean porque el fluido ascendente busca los puntos más permeables entre las láminas de lutita, que así aparecen discontinuas y con un perfil cóncavo hacia arriba. En los conductos de escape puede acumularse la arena, dando lugar a las *pillar structures*.



A: estructuras *dish* (d) y *pillars* (p). Cámbrico, Montañas Rocosas (Columbia Británica, Canadá).

B: diques clásticos.

C y D: volcanes de arena (C, vista en planta y D, en sección).

El escape de material a partir de un nivel de arena licuefactado puede tener un recorrido mayor, inyectándose por fisuras en los estratos suprayacentes. Sería este el origen de los diques clásticos. Si el material inyectado a través de *pillar structures* llega a superficie, se derrama y forma volcanes de arena dispersos, o alineados si se inyecta a través de diques. En los volcanes producidos por seísmos, el diámetro suele ser proporcional a la intensidad del evento. En terremotos intensos, sedimento y agua llegan a surgir a borbotones.



Fotografía cedida por C. Arenas.



gbank.gsj.jp

◀ Ejemplos de laminación convolucionada.

Laminación y estratificación “convolucionadas”
(*convolute lamination and bedding*)

Las capas de arenisca suelen presentar unas láminas internas que pueden ser horizontales (paralelas a los límites del estrato) o cruzadas (inclinadas respecto a las superficies de estratificación). Estas últimas constitu-

yen la estructura interna de *ripples* (laminación cruzada) y *megaripples* (estratificación cruzada) (véase Sánchez-Moya y Sopeña, 2015). Cuando las láminas originales aparecen intensamente replegadas dentro de un estrato se habla de laminación o de estratificación “convolucionada” (término adaptado del inglés *convoluted*). En esta estructura la laminación aparece plega-

▶ **A: estratificación cruzada deformada, indicada con flechas, en la Arenisca Navajo, Jurásico inferior, USA.**

B: pliegue recumbente, marcado en rojo, en la Arenisca Coconino, Pérmico, USA. Nótese los estratos infra y suprayacentes sin deformación.



Owen et al., 2011



Whitmore et al., 2015

da según crestas agudas o con forma de champiñón y surcos más laxos. Las láminas pueden estar volcadas en una dirección, llegando a invertirse, pero en general se observa continuidad de cada lámina individual.

La génesis de esta estructura es discutida, y más de un proceso puede estar involucrado. Sin embargo la deformación plástica del sedimento, causada por licuefacción, al menos parcial, parece ser el factor más importante (Corrales et al., 1977; Boggs, 2001). A veces los pliegues de la laminación presentan una inclinación (vergencia) bien definida, que suele coincidir con la dirección de la paleocorriente que originó el depósito. En este caso, como ya se ha visto con las *flame structures*, la paleocorriente ejercía una fuerza tangencial que pudo ser el desencadenante de la licuefacción del sedimento recién depositado. La laminación convolucionada se encuentra con frecuencia en depósitos originados por corrientes de turbidez en abanicos submarinos profundos, pero también en ambientes fluviales y en llanuras mareales y deltaicas.

Estratificación cruzada deformada
(*deformed cross-bedding*)

Aunque podría agruparse con las estructuras anteriores, algunos autores (Allen, 1982; Dabrio y Hernando, 2003) diferencian este tipo para depósitos con estratificación cruzada, especialmente de gran escala (de espesor superior a 1 m) en los que se reconocen deformaciones similares a pliegues recumbentes simples e incluso a contorsiones complejas, afectando a horizontes extensos. Collinson y Thompson (1982) la denominan *overturned cross bedding*. Sobrecarga vertical, colapso gravitacional, esfuerzo de cizalla y escape de agua pueden contribuir a crear la estructura.

Esta estructura se conoce en gravas y areniscas de medios marinos y fluviales, y son espectaculares en formaciones interpretadas como depósitos eólicos gigantes, como las areniscas Navajo (Triásico-Jurásico inferior) y Coconino (Pérmico) de Estados Unidos, que representan la existencia de *ergs* en el supercontinente Pangea.

Pero en estos casos, ¿cuál es el origen del agua cuyo escape facilita la formación de la estructura?, ¿habría que pensar en un nivel freático alto?, ¿se trataría de dunas costeras, afectadas por ascensos del nivel del mar, o una parte de tales formaciones son subacuosas? Esta es una polémica que se reaviva periódicamente (véase Whitmore et al., 2015).

Estructuras de arrastre y caída

Conocidas en la literatura en lengua inglesa como *slump structures*, *slump sheets* o *syndimentary folds and faults*, ya no se refieren a la laminación o estratificación dentro de un estrato, sino a conjuntos de estratos cuyo

espesor puede variar entre menos de un metro y más de 100 m. Estos conjuntos son alternancias de capas de sedimento detrítico o carbonatado y material arcilloso o margoso, que aparecen muy replegados entre estratos originariamente sin deformación.

Internamente, las estructuras de *slump* consisten en pliegues irregulares apretados y apilados, con las crestas erosionadas por las capas suprayacentes no afectadas. A veces la estratificación dentro de la estructura es discontinua por fracturación, generalmente de tipo inverso, y los estratos más litificados pueden llegar a fragmentarse en bloques de tamaños diversos y dispersos en el material fino, dando lugar a brechas intraformacionales.



◀ **Slump structures** en la Formación Carretero (calizas y margas), Cretácico inferior, Cordilleras Béticas. En B, la rotura de los estratos da lugar a una brecha intraformacional.

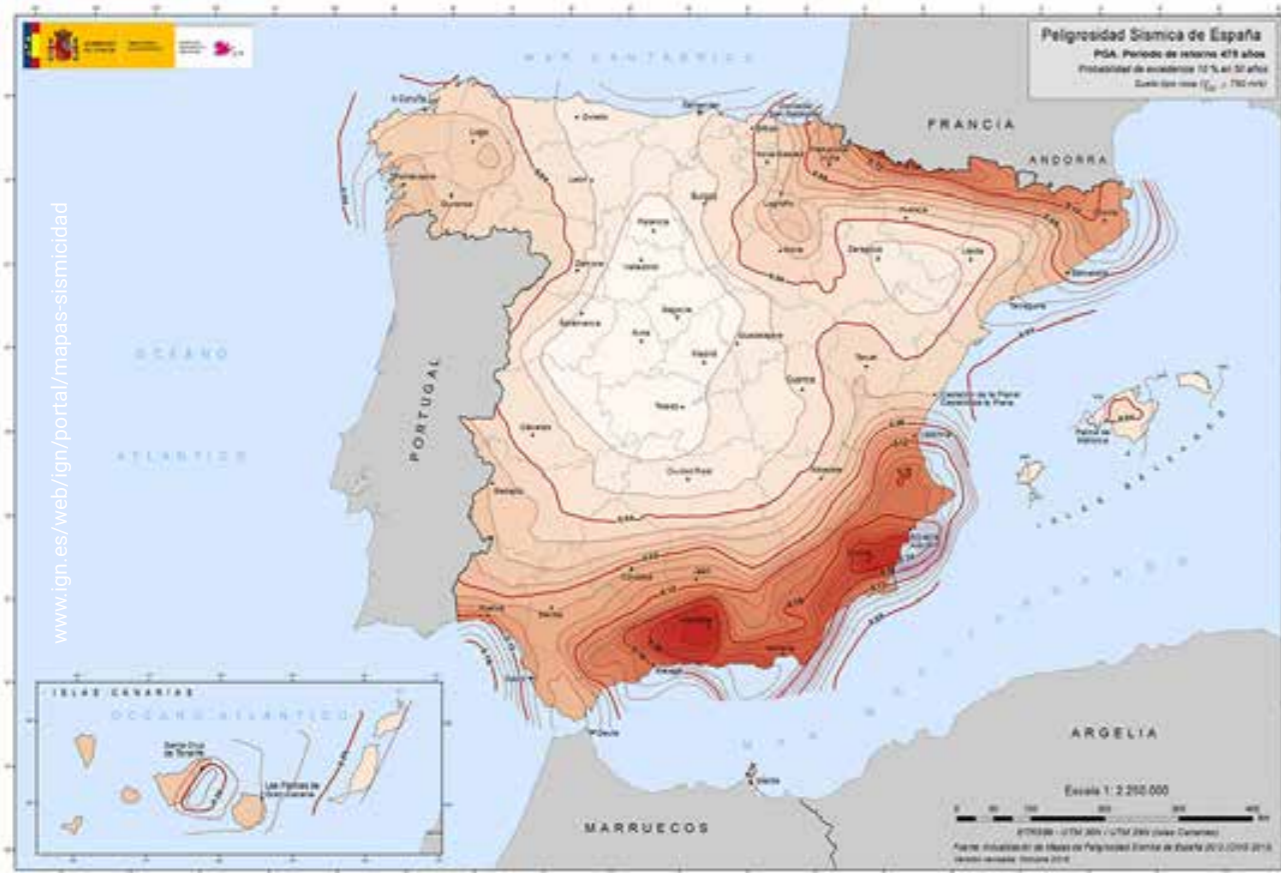


El origen de la estructura está en que una pila de sedimentos depositados en una pendiente se hace inestable y se desplaza por acción gravitacional, a veces a lo largo de kilómetros. La pendiente para que esto se produzca puede ser inferior a 1°, y el proceso estaría favorecido por la alta presión de fluido en los poros de los sedimentos aún poco consolidados. Los *slumps* pueden darse en cualquier ambiente sedimentario en que la superficie de depósito esté inclinada en origen, como en plataformas y taludes continentales, abanicos submarinos y frentes deltaicos y arrecifales.

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN Y PALEOSISMICIDAD

Los procesos que generan las estructuras sedimentarias de deformación requieren de un detonante que los desencadene, y uno de ellos son los terremotos. En un área pueden encontrarse esas estructuras en el registro geológico cuaternario y anterior, de hasta hace unos 10 millones de años, y puede que se hayan originado por terremotos en el pasado. ¡Ahí me los den todos!, dice

“Las estructuras de slump consisten en pliegues irregulares apretados y apilados, con las crestas erosionadas por las capas suprayacentes no afectadas.”



Mapa de peligrosidad sísmica de España actualizado a 2015 del Instituto Geográfico Nacional. El valor de las isótopos corresponde a la aceleración sísmica, teniendo como referencia para el valor 1 la del campo gravitatorio ($g = 9,84 \text{ m/s}^2$). Es una medida de la intensidad de los terremotos.

el *Homo sapiens* que habita esa área. Pero si hay una probabilidad de que vuelvan a producirse sismos de importancia en ese mismo lugar, vale la pena prevenir posibles daños, adoptando la normativa antisísmica para las construcciones. En esta línea sería prudente:

- 1) Conocer la sismicidad y la peligrosidad sísmica del área,
- 2) Reconocer y estudiar las estructuras tectónicas (fallas activas desde hace unos 20 millones de años) capaces de generar terremotos en ella,
- 3) Investigar si las estructuras sedimentarias de deformación presentes en el registro geológico son de origen sísmico, asociado a tales fallas, y
- 4) Explorar si existen depósitos sedimentarios susceptibles de licuefacción frente sacudidas sísmicas.

El punto 1, en España, es de conocimiento público a través del Instituto Geográfico Nacional (IGN), que elabora mapas a partir de los datos instrumentales disponibles desde 1900 y ofrece fichas de terremotos históricos anteriores a esta fecha (<http://www.ign.es/web/ign/portal/sis-catalogo-terremotos>); véase también Silva

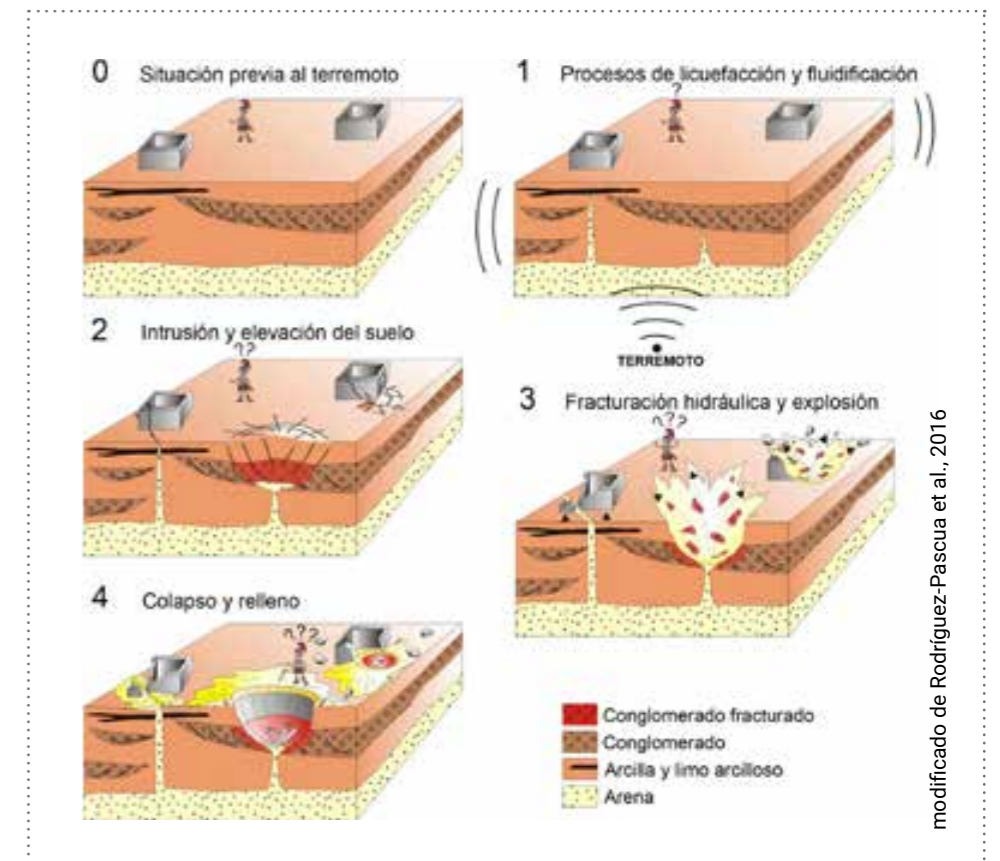
Barroso, 2019). Sin embargo, un mapa de peligrosidad sísmica como el de la figura solo indica la probabilidad, establecida con métodos estadísticos, de que se produzca un terremoto de determinada magnitud dentro de un intervalo de tiempo dado (periodo de recurrencia). En este mapa del IGN ese periodo es de 475 años; pero en este tipo de mapas no se predicen los efectos geológicos de los terremotos, como caídas de bloques, deslizamientos de ladera y licuefacción de suelos.

En la figura, se puede observar que el área central de España es una de las de menor peligrosidad. Sin embargo, la arqueosismología evidencia un terremoto con M_w entre 5 y 6,6 en el siglo IV que afectó a la ciudad romana de Complutum, en el entorno de Alcalá de Henares (Rodríguez-Pascua et al., 2016). Si el mapa de peligrosidad da para el área un valor de aceleración sísmica de $< 0.04g$, que no conlleva daños, ese terremoto supuso entre 0.19 y 0.39g, que se percibiría como fuerte a muy fuerte, con potencial de daños fuertes, descritos en el trabajo citado. En la escala de intensidad sísmica ESI-07 esos autores atribuyen a este evento una intensidad mínima de IX, sobre la base de la amplitud de volcanes de arena de carácter explosivo.

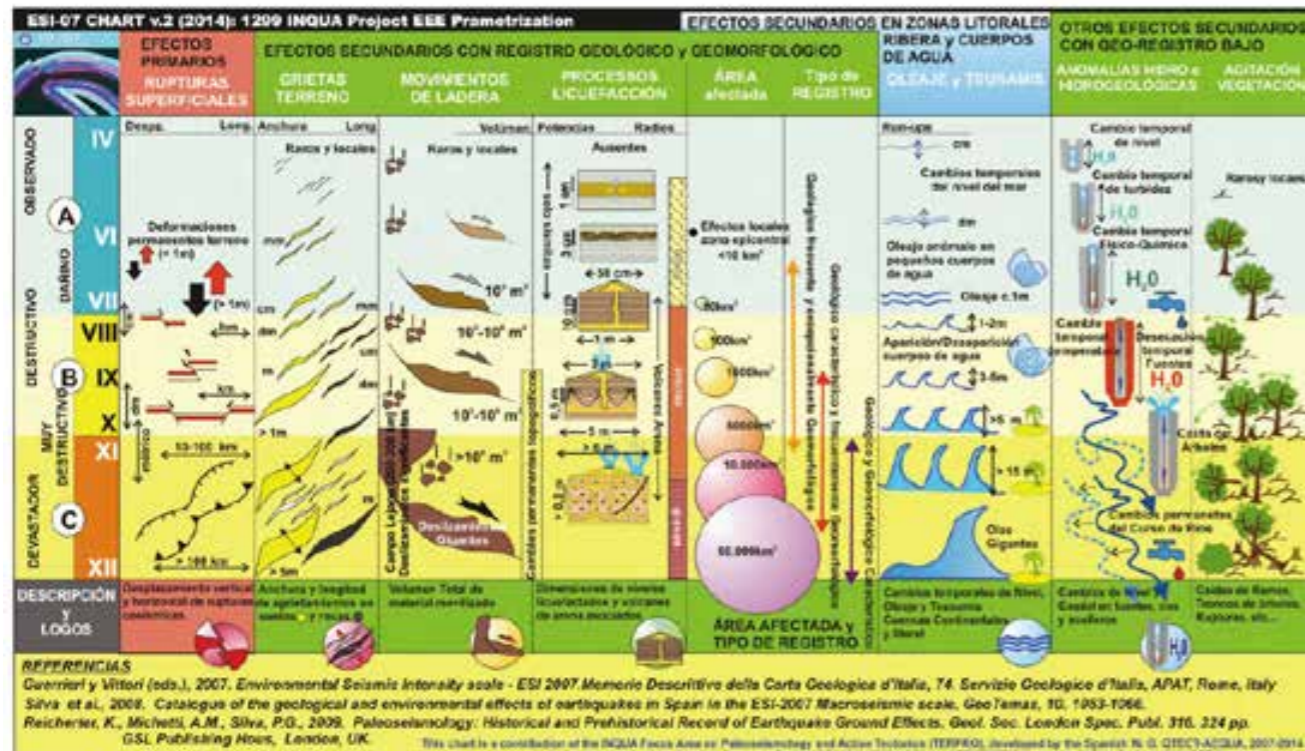
BIBLIOGRAFÍA

- Allen, J.R.L. (1982). *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*, v. II. Developments in Sedimentology, 30B, Elsevier, Amsterdam, 663 pp.
- Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M. y Soria, J.M. (2000). Estructuras sedimentarias de deformación en el Mioceno superior-Cuaternario de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(1): 79-89.
- Arenas Abad, C., González Rodríguez, A., Pardo Tirapu, G., Muñoz Jiménez, A., Pérez García, A., Bádenas Lago, B., Meléndez Hevia, A., Luzón Aguado, A., Soria de Miguel, A.R. (2016). *Catálogo de estructuras sedimentarias: Litoteca e imágenes de campo*, Área de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza (https://ocw.unizar.es/ocw/pluginfile.php/761/mod_resource/content/11/presentacion%20espa%20ol-ingl%20A9s.htm)
- Berra, F. y Felletti, F. (2011). Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic

Fases sucesivas del evento sísmico de La Magdalena, en la ciudad romana de Complutum. El personaje romano, cada vez más atemorizado durante el proceso, una vez concluido éste, arroja a los cráteres abiertos diversos objetos de hierro (cuchillos, hachas y otras herramientas) como ofrenda para aplacar a los dioses de la tierra y del fuego.



modificado de Rodríguez-Pascua et al., 2016



▲
Escala ESI-07 de intensidad sísmica, que se basa en los efectos de los terremotos sobre la naturaleza. Esta escala se describe en Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España (Publicaciones del IGME, Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia, nº 6), descargable en: <https://www.igme.es/Publicaciones/PubliGratis.htm>

A este respecto, Lafuente et al. (2014) señalan que los registros sísmicos instrumentales en áreas situadas en el interior de las placas tectónicas cubren periodos más cortos que los de recurrencia de terremotos importantes, que normalmente están en el orden de miles de años. Así, el riesgo sísmico puede ser subestimado si solo se atiende a un registro instrumental e histórico durante el cual la sismicidad ha sido baja. Como consecuencia, es recomendable el estudio de las fallas existentes: en primer lugar, si los epicentros de los terremotos instrumentales e históricos pueden estar controlados por tales estructuras; en segundo lugar, si hay evidencias de deformación en sedimentos jóvenes (pliocenos a holocenos) asociados a ellas, incluyendo episodios de fracturación, basculamiento y estructuras sedimentarias de deformación como las descritas antes, así como rasgos geomorfológicos de movimientos relativamente recientes, como creación de escarpes.

Ejemplo de este tipo de estudios son los realizados en la fosa tectónica de Teruel-Jiloca, en la Cordillera Ibérica. Se trata de una *semigraben* con relleno de origen aluvial, eólico, fluvial y lacustre que va del Mioceno superior, unos 11 millones de años, al Pleistoceno superior, alrededor de 14.000 años (Lafuente et al., 2008). Este relleno estuvo controlado por la actividad extensional de las fallas de Concud y Teruel que limitan la fosa.

En la primera de las fallas, los estudios realizados en trincheras llevaron a determinar 9 eventos paleosísmicos durante el Pleistoceno superior, entre 81.600 y los 14.000 años atrás, con periodos intersísmicos de 4.000 a 11.000 años, y magnitudes M_w entre 6.0 y 6.8, muy por encima del registro instrumental en la región, normalmente entre 1.5 y 3.5, con un máximo de 4.4 (Lafuente et al., 2014).

En la misma fosa, en los sedimentos del Plioceno superior al Pleistoceno superior se han reconocido diques clásticos, estructuras de carga y almohadilladas y estructuras de escape de agua, que se han interpretado como *sismitas*, es decir, resultado de licuefacción y fluidificación debidas a sacudidas sísmicas (Lafuente et al., 2008; Ezquerro et al., 2015). Determinar que una estructura sedimentaria de deformación es una *sismita* suele ser bastante problemático (Owen et al., 2016). En el caso de la fosa de Teruel-Jiloca, esas estructuras se encuentran a corta distancia de las fallas activas, incluso en la misma confluencia de las fallas de Concud y Teruel, y concentradas en niveles sedimentarios sintectónicos a esas fallas. Además, la orientación del plano de algunos diques clásticos es similar a la de las fracturas dominantes, lo que indica que la licuefacción ha seguido vías coherentes con el campo regional de esfuerzos (Lafuente et al., 2008). Con su estudio, Ezquerro et al. (2015) llegan a reconocer 21 niveles de *sismitas*. Como la magnitud mínima para que un terremoto produzca licuefacción y fluidificación de sedimentos se estima que debe ser superior a 5, se concluye que en la fosa de Teruel se han dado en el pasado terremotos de intensidad de fuertes a muy destructivos.

Los estudios paleosismológicos realizados, ya publicados o en vías de publicación, determinaron que en agosto de 2013 el Gobierno de Aragón paralizase el inicio de las obras de un nuevo hospital en Teruel, que se ubicaría en un lugar directamente afectado por las fallas de Concud y Teruel. Tras un informe del IGN y del Instituto Geológico y Minero de España, el hospital se está construyendo actualmente en la misma parcela, pero incorporando medidas sismo-resistentes (véase Diario de Teruel de 27 de abril de 2019, <https://www.diariodeteruel.es/movil/noticia.asp?notid=1014462>).

Gonzalo Pardo y Concepción Arenas
 Área de Estratigrafía
 Dpto. de Ciencias de la Tierra
 Universidad de Zaragoza

significance. *Sedimentary Geology*, 235: 249–263.

- Boggs, S. (2001). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall, Inc., New Jersey, 726 pp.
- Collinson, J.D. y Thompson, D.B. (1982). *Sedimentary Structures*. George Allen & Unwin Ltd, London, 194 pp.
- Corrales, I., Rosell, J., Sánchez de la Torre, L.M., Vera, J.A. y Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*. Ed. Rueda, Madrid, 718 pp.
- Dabrio, C.J. y Hernando, S. (2003). *Estratigrafía*. Editorial Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 383 pp.
- Ezquerro, L., Moretti, M., Liesa, C.L., Luzón, A. y Simón, J.L. (2015). Seismites from a well core of palustrine deposits as a tool for reconstructing the palaeoseismic history of a fault. *Tectonophysics*, 655: 191–205.
- Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., Arlegui, L.E. y Liesa, C.L. (2008). Sismitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (3-4): 133-149.
- Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Pueyo, Ó. y Simón, J.L. (2014). Spatial and temporal variation of palaeoseismic activity at an intraplate, historically quiescent structure: The Concud fault (Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 632: 167–187.
- Masana, E., Rodríguez Pascua, M.A. y Martínez Díaz, J.J. (2011). Los paleoterremotos: estudiando el pasado para entender el futuro. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.3: 305-316.
- Owen, G., Moretti, M. y Alfaro, P. (2011). Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235: 133–140.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. (1980). *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlín, 549 pp.
- Rodríguez-Pascua, M.A. y 11 autores más (2016). Seismically induced liquefaction structures in La Magdalena archaeological site, the 4th century AD Roman Complutum (Madrid, Spain). *Sedimentary Geology*, 344: 34-46.
- Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. (2015). Aprendiendo a leer en las estratificaciones cruzadas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23 (2): 148-159.
- Silva Barroso, P.G. (2019). Fuentes históricas y geológicas de los terremotos antiguos de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (2): 43-64.
- Whitmore, J.H., Forsythe, G. y Garner, P.A. (2015). Intraformational parabolic recumbent folds in the Coconino Sandstone (Permian) and two other formations in Sedona, Arizona (USA). *Answers Research Journal*, 8: 21–40.