

ERNSTSON CLAUDIN IMPACT STRUCTURES – METEORITE CRATERS

Research on impact geology, geophysics, petrology, and impact cratering



La Formación Pelarda, un destacado depósito de eyecta de impacto procedente del evento de impactos múltiples de Azuara, del Terciario Medio (España); geólogos de la Universidad de Zaragoza y la *Revista de la Sociedad Geológica de España*: un comentario sobre la manipulación de la ciencia.

Ferran M. Claudin 1 y Kord Ernstson 2

1 Museo Geológico Asociado de Barcelona (España); fclaudin@xtec.cat

2 Universidad de Würzburg (Alemania), Facultad de Filosofía;
kernstson@ernstson.de

La Formación Pelarda, un destacado depósito de eyecta de impacto procedente del evento de impactos múltiples de Azuara del Terciario Medio (España), geólogos de la Universidad de Zaragoza y la *Revista de la Sociedad Geológica de España*: un comentario sobre la manipulación de la ciencia.

Ferran M. Claudin y Kord Ernstson

Resumen. - Comentamos un artículo publicado recientemente (junio de 2026) en español por geólogos de la Universidad de Zaragoza (autor principal: el profesor José L. Simón), titulado (traducido) «*El controvertido complejo conglomerático de la Sierra Pelarda (Cordillera Central Ibérica): reciclaje de clastos en un modelo morfotectónico-sedimentario integral*». Este artículo es una continuación de todos los esfuerzos previos —principalmente por parte de geólogos de la Universidad de Zaragoza— para ignorar o desacreditar el evento de impacto múltiple masivo de Azuara-Rubielos de la Cérida, que ha sido descrito en una extensa bibliografía durante décadas. En el artículo de Simón et al., se mencionan en una sola frase breve dos artículos relacionados de 1990 y 1992 (es decir, de hace 30 años), pero ni la estructura de impacto de Azuara ni la Formación Pelarda —uno de los depósitos de eyecta de impacto más grandes y significativos del mundo— vuelven a mencionarse, ni siquiera en el resumen. En los últimos años, los eyectas de impacto de la Formación Pelarda se han mencionado y analizado con mayor detalle en más de una docena de publicaciones, incluidos trabajos presentados en congresos de la Sociedad Meteorítica, la Conferencia de Ciencia Lunar y Planetaria y la Unión Geofísica Americana. En 2002, el Treb. Mus. Geol. Barcelona, que incluía una extensa sección dedicada a la Formación Pelarda. En sitios web de acceso público se pueden consultar y descargar extensos artículos sobre la estructura de impacto de Azuara, que incluyen los eyectas de la Formación Pelarda. La presentación más reciente relacionada también con los eyectas de la Formación Pelarda tuvo lugar en la reunión anual de la Sociedad Meteorítica en 2023. Las ponencias relacionadas con el impacto en la Formación Pelarda suelen enumerar los hallazgos geológicos y mineralógico-petrográficos reconocidos a nivel mundial, así como las pruebas que demuestran el impacto. Entre ellos se incluyen efectos de choque intensos y generalizados, como fundidos de impacto, vidrios diapléticos, características de deformación planar (PDF y PF) y fracturas típicas de espalación por choque, que también se describen en las rocas de la Formación Pelarda.

No pueden pasarse por alto las abundantes brechas polimícticas presentes en los depósitos diamictíticos de la Formación Pelarda, que presentan generaciones de brechas polimícticas prácticamente desconocidas en la geología «normal». Lo mismo ocurre con los megaclastos formados por rocas del Buntsandstein y del Eoceno, de hasta 9 m de tamaño, que se intercalan dentro de la Formación Pelarda y que resultan difíciles de explicar

utilizando el modelo propuesto por Simón et al. El hecho de que los geólogos no comprendan (o no deseen comprender) la geología de impactos se ha debatido ampliamente, pero esto no justifica la supresión total de las investigaciones previas y su extensa bibliografía, de acceso público. Esta grave acusación contra los geólogos de la universidad se aplica en particular al primer autor, el profesor Simón, quien da un mal ejemplo a sus alumnos —que, al parecer, son coautores— de una práctica científica caracterizada por la manipulación. También se dirige una grave acusación contra la revista «*Revista de la Sociedad Geológica de España*» por publicar este artículo fundamentalmente anticientífico, así como contra los revisores (suponiendo que se llevara a cabo alguna revisión por pares), quienes, al parecer, toleraron esta manipulación de la ciencia. En el siguiente comentario, utilizamos ejemplos para demostrar cómo los autores socavan y contradicen todas las pruebas claras de impacto en favor de su insostenible modelo morfotectónico-sedimentario de la Formación Pelarda.

RESPUESTA AL ARTÍCULO: EL POLÉMICO COMPLEJO CONGLOMERÁTICO DE LA SIERRA PELARDA (SISTEMA MONTAÑOSO CENTRAL IBÉRICO): RECICLAJE DE CLASTOS EN UN MODELO MORFOTECTÓNICO-SEDIMENTARIO INTEGRADO. (José L. Simón¹, Luis E. Arlegui¹, Aránzazu Luzón¹, Alba Peiro², M^a Asunción Soriano¹, Carlos L. Liesa¹, *Anales de la Sociedad Geológica de España*, 39 (1), 2026; <https://doi.org/10.55407/rsge.120742>)

Antes de comenzar nuestra respuesta al artículo mencionado —al menos en esta página web—, nos gustaría aclarar algunos puntos que se abordarán más adelante en la respuesta:

- A. En primer lugar, queremos destacar la falta de rigor científico y de juego limpio por parte de los autores del artículo. Es escasa, por no decir inexistente. Cuando se escribe un artículo científico sobre un tema concreto, lo primero que se hace es recabar asesoramiento y recopilar toda la información disponible al respecto (algo por lo que fuimos criticados cuando comenzaron a publicarse los primeros artículos sobre el impacto de Azuara, ya que no citaban trabajos publicados por geólogos regionales de la zona). En el caso de la Formación Pelarda, ignoran intencionadamente (y no es la primera vez) lo que hemos documentado en nuestra página web y en ResearchGate. Concretamente, la actualización sobre la Formación Pelarda que publicamos en 2019 en nuestra página web y en ResearchGate. Ambas son de acceso abierto, por lo que no se puede alegar que sean de difícil acceso. Esta omisión resulta especialmente interesante porque se trata de la primera —si es que realmente es la primera— publicación que data con precisión la Formación Pelarda, ya que identifica (y fotografía) la zona en la que se superpone directamente a los niveles del Eoceno Superior-Oligoceno Superior (ITGE, 1991) y la zona en la que se encuentra subyacente a los estratos del Mioceno. Por lo tanto, su edad se determina con precisión como comprendida entre el Eoceno Superior y el Mioceno Inferior, en lugar de ser meramente una suposición. Además, se establece y registra (en una columna estratigráfica) la secuencia tipo de la Formación Pelarda, y se analizan sus componentes.
- B. Cuando hablamos de **rudita**, nos referimos a una clase de roca sedimentaria detrítica

compuesta principalmente por fragmentos redondeados o angulosos de más de 2 mm de diámetro, como grava, cantos rodados, guijarros o bloques. El término constituye uno de los tres grupos principales de la clasificación textural clásica de las rocas clásticas, junto con **las areniscas** (de tamaño arenoso) y **las lutitas** (de tamaño limoso y arcilloso). Los ruditos, en función de la forma de sus clastos (fragmentos de roca) y de su grado de consolidación, se dividen en:

conglomerados (roca consolidada con clastos mayoritariamente redondeados); **brechas** (roca consolidada con clastos angulosos); y **grava** (el equivalente no consolidado —sedimento suelto— de fragmentos redondeados o angulosos). En el caso de los conglomerados —aunque no siempre— se supone que la redondez de los clastos se debe al desgaste resultante de un transporte más prolongado que en el caso de las brechas, donde el transporte, y por lo tanto el desgaste, es menor.

- C. Existen diferencias entre los términos «**rudita**» y «**diamictita**». En una rudita, los fragmentos de 2 mm suelen estar en contacto directo entre sí (apoyados en clastos) o clasificados dentro de un rango de tamaño grueso. En una diamictita (una rudita extremadamente mal clasificada), los clastos gruesos están completamente aislados y «flotan» dentro de una abundante matriz fina (de arcilla o arena).

- D. En la refutación de los datos presentados en el artículo de Simón et al. (2026), véase la sección 3 (Discusión–Refutación); los datos de los no impactistas se presentan entre comillas y en cursiva, seguidos de nuestra refutación sin comillas y en tipo de letra normal.

1. Observaciones: datos presentados en el artículo mencionado de Simón et al. (2026)

- La mayor parte de los depósitos, denominados Complejo 1 (C1), constituye una secuencia gruesa e inclinada que abarca desde el Eoceno Medio hasta el Superior, correspondiente al UTS T2 de la cuenca de Montalbán. Los complejos posteriores (C2, C3, C4) son depósitos del Neógeno-Cuaternario derivados de la erosión del C1. La parte superior de la cordillera es un relieve residual que no fue erosionado por la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) y que fue elevado por la falla de Cucalón-Pancrudo, la mayor estructura extensional de la cordillera ibérica centro-oriental
- La mala calidad de los afloramientos dificulta su cartografía y su caracterización estratigráfica y estructural. Estas incertidumbres han dado lugar a interpretaciones muy divergentes: una unidad subhorizontal del Plioceno-Cuaternario sobre el Paleógeno de la cuenca de Montalbán (Carls y Monninger, 1974; Martín et al., 1977; Gabaldón et al., 1989, 1991); una unidad conglomerática dentro de ese mismo Paleógeno, plegada y posteriormente erosionada en parte por superficies de erosión del Neógeno (Moissenet, 1980; Adrover et al., 1982; Pailhé, 1984); material eyectado por el impacto de un meteorito (Ernstson y Claudín, 1990; Ernstson y Fiebag, 1992).
- Cortés Gracia y Casas Sainz (1996) aplican el mismo modelo propuesto por Moissenet (1980) a los conglomerados de la Sierra Pelarda: materiales continentales cenozoicos recubiertos por estratos triásicos y paleozoicos procedentes de Olalla-Collados. Aurell et al. (2022) hacen lo mismo, considerando que los «conglomerados de Pelarda» son una continuación de la serie basal de la cuenca de Montalbán.
- La tercera interpretación sobre los conglomerados cuarcíticos más superiores —claramente distinta de las anteriores— se basa en el trabajo de Ernstson et al. (1985), quienes defendieron la existencia de un impacto de meteorito en el Paleógeno en la zona de transición entre la Cordillera Ibérica y la cuenca del Ebro. El cráter de impacto se correspondería aproximadamente con la cuenca cenozoica de Azuara, rellenada con sedimentos del Oligo-Mioceno. Ernstson y Claudín (1990) y Ernstson y Fiebag (1992) proponen que la unidad de Sierra Pelarda está formada por eyecta de meteorito, es decir, material arrancado del suelo y proyectado hacia el exterior como consecuencia del impacto de Azuara. Se trataría de eyecta proximal, acumulada a solo unos 10 km del borde del cráter. Los autores describen bloques de cuarcita y esquisto que presentan estrías, pulido, fracturas o deformaciones plásticas, lo que presentan como evidencia de deformación por choque. Aurell et al. (1993) demuestran la inconsistencia de esta interpretación, presentando argumentos sólidos basados en el conocimiento de la estratigrafía y la tectónica regional: la estructura de la zona de Azuara viene determinada simplemente por pliegues arqueados y cabalgamientos recubiertos por el Mioceno discordante de la cuenca del Ebro; las brechas y megabrechas atribuidas al impacto son, en realidad, calizas brechificadas del Jurásico Inferior (Formación de Cortes de Tajuña) o conglomerados cenozoicos

deformados a pequeña escala por la compresión alpina; el «ejecta» de la Sierra Pelarda es un conglomerado de guijarros redondeados típico de entornos fluviales o aluviales. Por lo tanto, de las tres hipótesis relativas a la zona, esta no se tiene en cuenta.

- La evaluación de ambas hipótesis requirió llevar a cabo dos tareas principales: (i) analizar críticamente las pruebas aportadas en las publicaciones correspondientes, aplicando rigurosamente el método hipotético-deductivo para identificar qué inferencias comprobables proponen los autores y determinar si estas se han verificado o no; (ii) «revisar» los conglomerados de la Sierra Pelarda y contrastar las hipótesis con nuevas observaciones de campo e imágenes (fotografías aéreas, imágenes de satélite, modelos digitales de elevación).
- La evidencia publicada sobre esta unidad no es muy explícita: no se proporcionan mapas detallados, fotografías panorámicas ni fotografías de afloramientos que la respalden; solo unas pocas fotografías y descripciones de los materiales, junto con consideraciones generales sobre su relación con las superficies de erosión y las estructuras tectónicas.
- En publicaciones anteriores, los materiales de La Pelarda se describieron como conglomerados formados por guijarros redondeados y bloques de hasta 1 m de diámetro, compuestos principalmente por rocas silíceas (cuarcitas y areniscas de origen paleozoico y triásico). Los autores reconocen que, aunque este es el aspecto que presenta el yacimiento en algunos lugares, los estudios de campo realizados en las laderas y estribaciones, así como en los puntos más elevados de la cordillera (basados en afloramientos en determinados barrancos profundamente encajados o, alternativamente, en zanjas de sondeo excavadas con una retroexcavadora), han puesto de manifiesto que la situación es más compleja.
- En este estudio se han distinguido cuatro conjuntos litológicos que contienen los característicos guijarros silíceos redondeados de la facies de Pelarda, pero que difieren claramente en sus características litológicas y texturales, así como en su disposición y edad. Carecen de continuidad estratigráfica y se han designado como grupos C1 a C4. De más antiguo a más reciente, corresponden a: una serie de conglomerados estratificados e inclinados (C1); conglomerados y areniscas estratificados subhorizontales (C2); , no estructurados y no estratificados en altitudes medias y altas de la cordillera (C3); y gravas no cementadas, no estructuradas y no estratificadas en las estribaciones occidentales de la cordillera (C4).
- La unidad C1 constituye la mayor parte de la Formación Pelarda. Sus capas presentan una estratificación inclinada con rumbo NO-SE a ONO-ESE, con un buzamiento que oscila entre 25° y 40°S en la vertiente norte, y que tiende a disminuir hasta 18–20°S en la zona de la cima de la Sierra Pelarda y en su vertiente sur. Teniendo en cuenta el buzamiento y la anchura del afloramiento a lo largo de la cordillera (superior a 2 km), el espesor de toda esta secuencia de conglomerados intercalados con areniscas y lutitas se estima entre 800 y 900 m. Las superficies de erosión del Plioceno SEF2 y SEF3 han afectado a la unidad C1.
- Los depósitos de conglomerado estratificados inclinados hacia el suroeste (complejo C1) constituyen la mayor parte del volumen de material conglomerático de la Sierra Pelarda. Se cree que la zona de origen de los guijarros silíceos que conforman el grueso depósito de conglomerado de la Sierra Pelarda asignado a C1 se encuentra al oeste de la cordillera (Fig. 15A). Los conos aluviales procedentes de esta zona de origen silíceo convergerían, hacia la parte centro-oriental de la cuenca de Montalbán (al sur y sureste de Segura de los Baños), con los conos aluviales predominantemente carbonatados de origen septentrional descritos por Pérez (1989). El origen de los materiales silíceos de la Sierra Pelarda

(grupo C1) se sitúa actualmente en el sustrato paleozoico de la cuenca neógena de Calatayud.

Este sustrato está formado por unidades cámbricas (p. ej., las formaciones de Bámbola, Daroca y Embid) y, en menor medida, por unidades ordovícicas dominadas por rocas silíceas (arenitas de cuarzo/areniscas de cuarcita y conglomerados), que en ocasiones se presentan en capas gruesas (>2 m) (Lotze, 1929; Gabaldón et al., 1991; Liñán et al., 2004). La aparente contradicción entre la altitud actual de los materiales de origen en esta zona (alrededor de 900-1000 m) y la altitud de los depósitos resultantes en la Sierra Pelarda (hasta 1500 m) puede resolverse teniendo en cuenta la estructura tectónica de la región, en particular la resultante de su evolución posterior. Por un lado, la cuenca neógena de Calatayud y su basamento paleozoico están delimitados al este por el segmento de falla Cucalón-Pancrudo, orientado NNW-SSE, cuya altura en el Plioceno-Cuaternario (posterior a SEF3; 3,5 Ma) se ha estimado en el sector de Lagueruela (al oeste de la Sierra Pelarda) en unos 300 m (Peiro, 2023; Peiro et al., 2024). Este salto probablemente superaría los 500 m si se tuviera en cuenta la evolución neogénica de la cuenca en su conjunto (Fig. 15B, C). La reconstrucción de este desplazamiento de la falla normal del Neógeno-Cuaternario situaría el basamento paleozoico de la cuenca de Calatayud a una altura similar o superior a la de los conglomerados del grupo C1 situados en el punto más alto de la Sierra Pelarda, actualmente dentro del bloque elevado de dicha falla normal. Por otra parte, este segmento de falla es el resultado de la falla inversa de un sistema imbricado de fallas de empuje con una orientación similar —quizás con una tendencia más ibérica (NO-SE)— que se reconocen en las proximidades de la localidad de Lagueruela y al noreste y este de la localidad de Collados (al suroeste de la Sierra Pelarda). Se interpreta que el área de origen de los conglomerados silíceos C1 de la Sierra Pelarda sería el bloque superior de este sistema de fallas de empuje, cuyo socavamiento erosivo dio lugar a la deposición de este conjunto. Esta nueva propuesta paleogeográfica para la parte superior de la unidad tectosedimentaria T2 de Montalbán explicaría el cambio de facies aquí descrito y reconocido por Pailhé (1984), con facies aluviales situadas relativamente más al este —es decir, hacia zonas más alejadas del sistema de cabalgamientos—.

- Conclusiones: Los conglomerados silíceos que forman el cuerpo principal de la Sierra Pelarda, caracterizados por su abundancia de bloques redondeados derivados de cuarcitas y areniscas del Paleozoico y del Triásico, pertenecen a un espeso tramo de la serie paleógena de la cuenca de Montalbán, de aproximadamente 800-900 m de espesor y atribuible principalmente al Eoceno Medio-Superior (UTS T2 de la cuenca de Montalbán). Su área de origen fue el bloque superior de un sistema de fallas de empuje activado durante la compresión alpina y posteriormente invertido durante la extensión neogénica, lo que dio lugar a un segmento de la zona de fallas de Cucalón-Pan Crudo. Actualmente, los materiales de esta zona de origen están cubiertos por el relleno neógeno de la cuenca de Calatayud. A partir de estos conglomerados originales (conjunto C1), los cantos rodados y bloques que contienen los materiales aluviales restantes en la cordillera y sus alrededores se reciclaron a partir de ellos durante su desmantelamiento erosivo, que comenzó en el Oligoceno. Aunque estos materiales muestran una notable convergencia de facies derivada de su origen común (facies de Pelarda), constituyen un complejo poligénico y heterocrónico compuesto por tres grupos litológicos: C2, conglomerados y areniscas del Mioceno Medio al Plioceno Inferior; C3, gravas aluviales sin cementar y no estratificadas del Plioceno Superior temprano; C4, gravas aluviales y coluviales del Plioceno Superior-Cuaternario. La evolución morfotectónica y sedimentaria global de la Sierra Pelarda comprende tres etapas: (1) Etapa del Paleógeno. Se depositan los conglomerados silíceos originales, procedentes de una zona de origen paleozoica situada al oeste. Durante y tras su

sedimentación, estos conglomerados se pliegan y son sobrepasados por unidades del Paleozoico inferior. (2) Etapa del Mioceno-Plioceno. La cuenca de Calatayud se hunde en un contexto de transición entre compresión y extensión. Se configura el relieve de la cordillera; su punto más alto permanece como relieve residual, mientras que en su entorno se desarrollan varias superficies de nivel escalonadas: SEF2, SEF3 y SEF4. La erosión de los conglomerados del Paleógeno provoca que sus clastos silíceos se incorporen a los sedimentos del complejo C2 y, posteriormente, a la cubierta C3 asociada a SEF3. (3) Etapa del Plioceno-Cuaternario. Se reactiva la zona de fallas de Cucalón-Pancrudo, completando la inversión negativa de las estructuras contractivas. El salto vertical alcanza los 280–300 m (salto neto de 305–325 m). Durante el Cuaternario, la red de drenaje continúa penetrando en el bloque elevado y se produce una sedimentación aluvial en los abanicos y en las laderas. La extensión espacial de los depósitos de bloques silíceos redondeados y las dificultades objetivas para observarlos llevaron inicialmente a algunos autores a interpretar que toda la parte superior de la Sierra Pelarda estaba formada por una gran unidad aluvial del Plioceno-Cuaternario, con un espesor de casi 200 m —una idea que se incorporó a la cartografía del IGME—. El modelo aquí propuesto corrobora el modelo alternativo defendido en los trabajos de Moissenet, Adrover y Pailhé, que había quedado al margen del debate durante las últimas cuatro décadas.

2. Observaciones Nuestro artículo de 2019

En cuanto a su origen, los yacimientos de la Formación Pelarda se han atribuido a procesos fluviales (Carls y Monninger, 1974; Adrover et al., 1982; Smit, 2000 (comunicación escrita)), a procesos aluviales (Lendínez et al., 1989; Pérez, 1989; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002a, 2002b, 2002c; Díaz-Martínez, 2005), y a procesos relacionados con un impacto (Ernstson y Claudin, 1990; Ernstson y Fiebag, 1992; Rampino et al., 1997a y b; Claudin et al., 2001; Ernstson et al., 2002; Ernstson et al., 2003; Claudin y Ernstson, 2003; Ernstson, 2004; Claudin et al., 2019).

La edad propuesta para el conjunto de materiales que constituyen esta formación ha oscilado entre el Paleógeno (Carls y Monninger, 1974; Adrover et al., 1982; Ernstson y Claudin, 1990; Ernstson y Fiebag, 1992; Ernstson et al., 2002; Ernstson et al., 2003; Claudin y Ernstson, 2003) hasta el Cuaternario (ITGE, 1989; ITGE, 1991; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Smit, 2000 (comentario escrito), Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002a, 2002b, 2002c; Díaz-Martínez, 2005). Los mismos autores (Cortés et al., 2002) que le atribuyen una edad del Cuaternario (Plioceno o Pleistoceno) lo consideran un yacimiento de tipo «raña»¹, generado por un cono aluvial local (adyacente a relieves paleozoicos ahora denudados), aunque Díaz-Martínez (2005), curiosamente, considera que aún se encuentra en fase de estudio. Mientras que en nuestro primer y extenso artículo sobre esta formación (Ernstson y Claudin, 1990) nos limitamos a añadir algunas observaciones al trabajo realizado por Carls y Monninger (1974), *el presente estudio (Claudin y Ernstson, 2018) tiene como objetivo ofrecer una revisión y un análisis más detallados de la misma*.

Desde el punto de vista geológico, la Formación Pelarda está «rodeada» por materiales del Paleozoico, del Mesozoico, del Eoceno Inferior-Oligoceno, del Mioceno Inferior-Medio y del Cuaternario, según los mapas existentes (ITGE, 1991 (Fig. 1); ITGE, 1989; IGME, 1977) y nuestros propios datos de campo.

¹ Un glacis compuesto por guijarros de cuarcita con una matriz arcillosa, desarrollado sobre estratos paleozoicos en un clima periglacial o árido.



Fig. 1. La Formación Pelarda en el mapa erróneo a escala 1:200 000 del ITGE (1991). En este mapa, la Formación (número 76) corresponde a un depósito de edad cuaternaria (una «raña») que sí aparece en la zona de Salcedillo (delimitada en rojo).

- Los métodos utilizados para estudiar la Formación de Pelarda consistieron en:
 - La construcción de columnas estratigráficas allí donde los afloramientos lo permitían, y su correlación.
 - La recogida y el análisis de más de 150 clastos de los niveles diamícticos, cuya redondez y esfericidad se determinaron según los criterios visuales de Powers (1953) y Krumbein y Sloss (1955).
 - La caracterización petrográfica, así como el análisis de 35 secciones delgadas de los clastos recogidos.
 - La recogida y el análisis petrográfico, incluyendo 25 secciones delgadas, de areniscas procedentes tanto de las intercalaciones entre diamictitas como de niveles aislados.
 - El análisis de las estructuras sedimentarias y facies identificadas.
 - Análisis de las paleocorrientes, allí donde el afloramiento lo ha permitido.
 - La búsqueda de fósiles en capas susceptibles de contenerlos, con el fin de realizar dataciones.
- Para construir la columna estratigráfica —en este caso, el corte tipo de la Formación Pelarda— seguimos un sendero que parte de Salcedillo en dirección suroeste y atraviesa la Formación Pelarda aproximadamente en perpendicular a su inclinación (Fig. 2).



Fig. 2. El trazado del sendero que parte de Salcedillo en dirección suroeste, indicado en rojo, ofrece una vista de un corte completo de la Formación Pelarda.

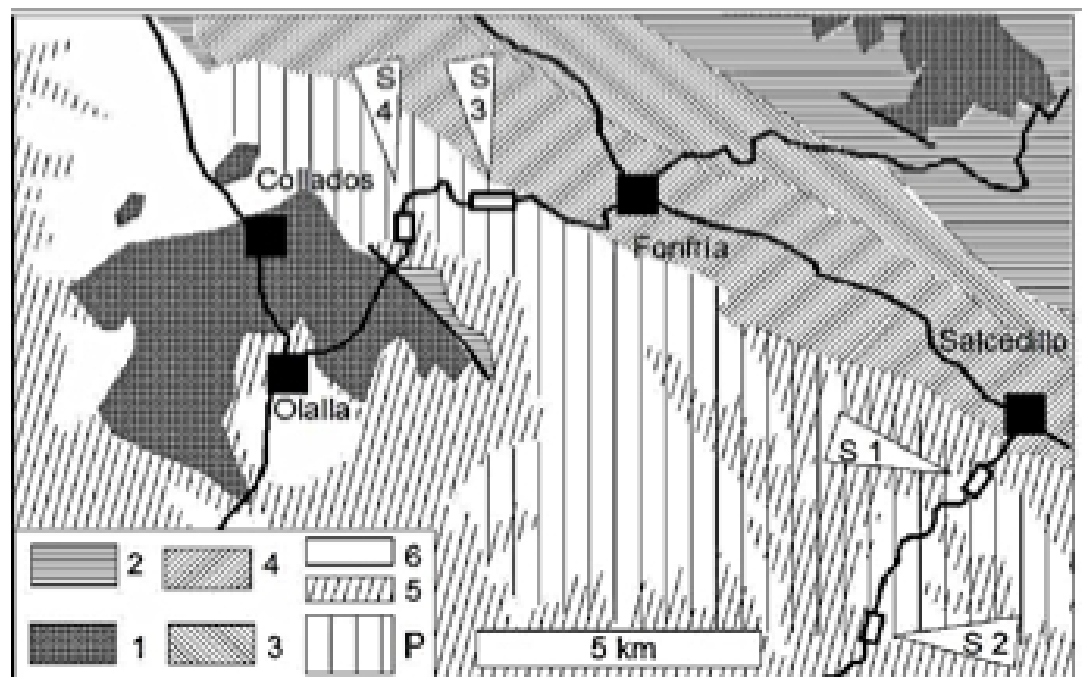


Fig. 3. Mapa geológico simplificado del área de estudio que muestra las ubicaciones donde se pudieron establecer secciones transversales. S1 y S2 corresponden al corte a lo largo de la carretera (en rojo) que va desde Salcedillo hacia el suroeste, lo que permitió establecer la columna tipo de la Formación Pelarda. 1 = Paleozoico; 2 = Triásico; 3 = Cretácico; 4 = Eoceno-Oligoceno Inferior; 5 = Mioceno; 6 = Cuaternario; P = Formación Pelarda.

- El corte tipo de la Formación Pelarda (véase la fig. 4), correspondiente al conjunto C1 de Simón et al. 2026, consta de tres partes que se corresponden con las que pudimos identificar en 1990 a lo largo de la carretera que une Fonfría con Olalla (cuyo talud o zanja marginal intersecta los estratos en un corte paralelo a su inclinación, lo que proporciona una información muy incompleta sobre la formación en comparación con el corte de Salcedillo).

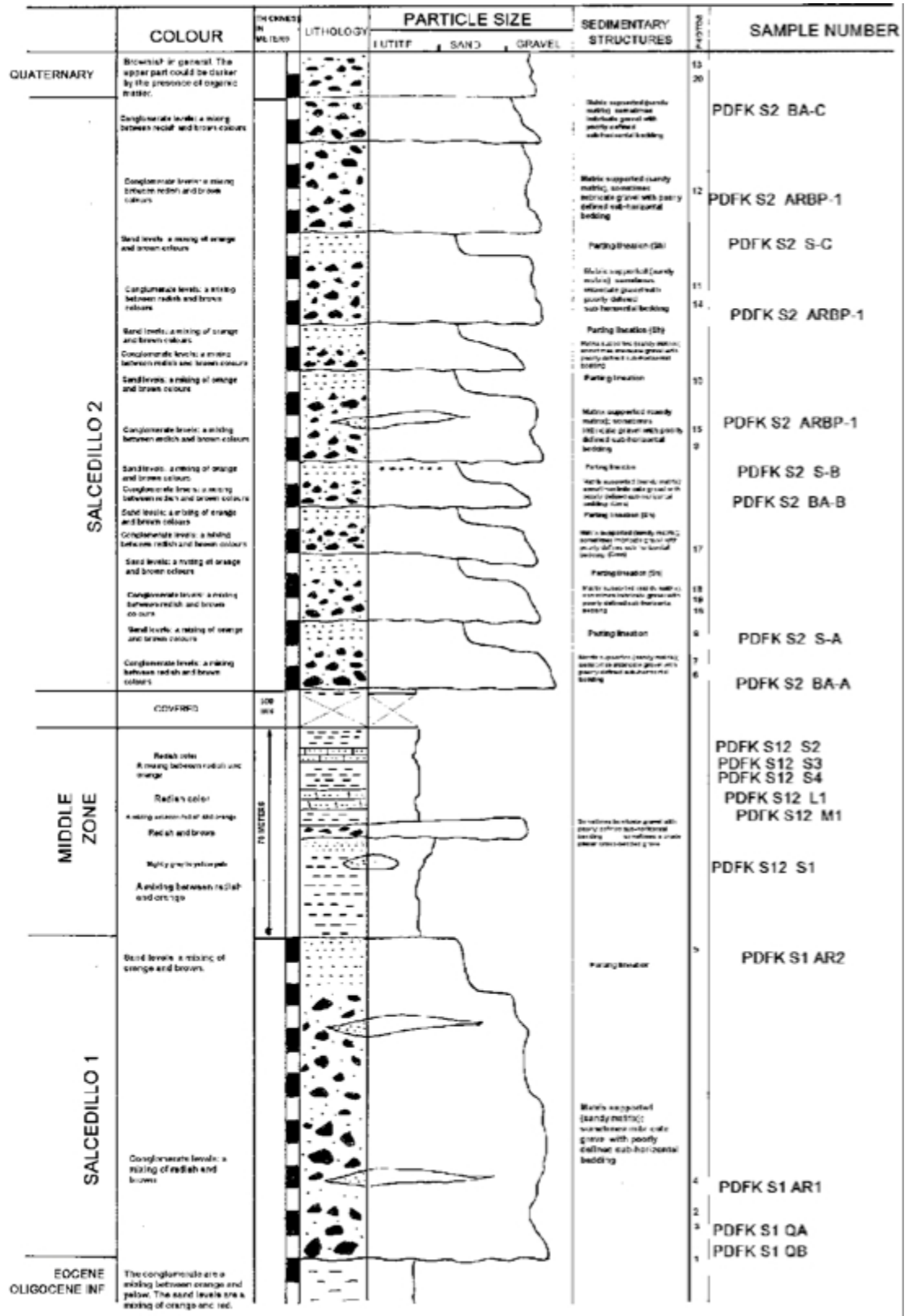


Fig. 4. Columna estratigráfica, el perfil tipo de la Formación Pelarda, recopilada a partir de los datos observados a lo largo del trazado marcado en rojo en la Fig. 2. S1 corresponde al nivel inferior, seguido de la zona media, y S2 es la zona superior de lo que identificamos en 1990 de forma menos detallada y sin poder discernir tantos detalles. S1 tiene un espesor (medido con una varilla de Jacobs

) de unos 14 m. La zona media tiene un espesor medido de unos 70 metros. La zona S2 tiene un espesor de unos 26 m. Entre la zona media y la S2 hay un tramo cubierto de 500 metros de longitud en el que no pudimos realizar ninguna observación de los materiales. Topográficamente, la zona S1 comienza a una altitud de 1.204 m, y la S2 a una altitud de 1.244 m.

- **Salcedillo 1 (sección inferior de la columna estratigráfica)**

La zona S1 comienza en las coordenadas UTM 30667751 E / 4536032 N (altitud 1 204 m) y corresponde a una primera serie conglomerática de la facies de Pelarda. El contacto con los materiales subyacentes del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior es aparentemente concordante, aunque erosivo (Fig. 5)



Fig. 5. Contacto erosivo entre S1 (parte inferior de la Formación Pelarda) y el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior (según ITGE, 1991), compuesto por capas conglomeráticas de morfología lenticular, de menos de 1,5 m de espesor, y dispersas entre arenas.

Consiste en una capa de diamictita de aproximadamente 12 m de espesor, con intercalaciones de areniscas y una capa de arenisca de 2 m de espesor hacia la parte superior de la secuencia. La secuencia muestra una ligera tendencia a un granulometría más fina hacia arriba, aunque existen variaciones marcadas en el tamaño de grano dentro de la capa de diamictita. La capa de diamictita es (Fig. 6):

a. Poligénica (clastos de cuarcita de Bámbola y Armoricana, filitas, esquistos y pizarras). La morfología de los clastos varía de subangular a subredondeada, mostrando en general una esfericidad baja a intermedia.

b. Heterométrica: el tamaño de los clastos puede oscilar entre 1 y 35-40 cm.

c. Sostenida por matriz: aunque puede haber algunas zonas en las que se presente una textura sostenida por clastos, el yacimiento en su conjunto contiene una cantidad significativa de matriz arenosa (que varía de arena fina a gruesa, de composición similar a la de los niveles arenosos).



Fig. 6. Aspecto de un corte del nivel diamítico Salcedillo 1. Obsérvese la marcada heterometría de los clastos, la naturaleza poligénica del depósito, así como la morfología de los componentes, la presencia significativa de matriz arenosa y una débil disposición paralela de algunos clastos.

Las características macroscópicas de la superficie de los clastos incluyen: fracturas paralelas abiertas, fracturas irregulares con bifurcaciones complejas y estrías (Fig. 7). Las características microscópicas incluyen la presencia de rasgos planos (tanto PF como PDF; Figs. 18a, 18b y 18c).



Fig. 7. Clasto de cuarcita armoricana con fracturas irregulares que presentan bifurcaciones complejas.

El color de esta capa se sitúa a medio camino entre los tonos rojizos y amarillento-anaranjados de los materiales lutíticos subyacentes (Eoceno Superior-Oligoceno), por lo que no puede descartarse una cierta aportación de estos materiales a la matriz (dentro de la fracción más fina). En general, se observa una cierta estratificación, definida por la disposición paralela de los clastos alargados (fig. 28), aunque hay zonas en las que esta estratificación es caótica. El buzamiento general de los materiales es de 140/36 SO.

Entre los materiales de la capa diamictítica se pueden encontrar intercalaciones de areniscas no consolidadas. Desde el punto de vista composicional, corresponden a litarenitas heterométricas (Folk, 1968) (el tamaño de los granos varía desde arena fina hasta arena gruesa), compuestas por granos de cuarzo, esquistos, cuarcitas y pizarras. Morfológicamente, los granos varían de angulares a subangulares (los granos de cuarzo son los más angulares, mientras que los granos metamórficos tienden a ser subangulares), y presentan una esfericidad moderada.

La capa de arenisca no consolidada situada en la zona superior (fig. 8) corresponde a una litarenita heterométrica (tamaño de grano que varía de arena fina a gruesa) y poligénica (granos de cuarzo, esquisto, cuarcita y pizarra) (Folk, 1968). Desde el punto de vista morfológico, los granos varían de angulares (granos de cuarzo) a subangulares (granos de roca metamórfica), y presentan una esfericidad de baja a media. La estructura sedimentaria más destacada de esta capa es la presencia de laminación plana (lineación de separación).



Fig. 8. Nivel de litarenita situado en la parte superior de Salcedillo 1. El contacto entre este nivel y la zona intermedia arenosa es difuso, por lo que no puede descartarse su posible inclusión en dicha zona.

- ***Sección intermedia lutítica-arenosa:***

Entre Salcedillo 1 y 2 se encuentra un grueso tramo lutítico-arenoso de aproximadamente 70 m de espesor (Fig. 9). Está compuesta principalmente por limolitas que contienen granos heterométricos de cuarzo, cuarcita (Bambola y Armoricana) y rocas metamórficas (pizarras y esquistos). La morfología de los granos de cuarzo es angular o muy angular, mientras que la del resto es subangular. Los

los niveles arenosos se corresponden, en cuanto a composición, con litarenitas heterométricas (Folk, 1968), con los mismos componentes que las limolitas, pero de mayor tamaño. Su morfología es similar a la de los estratos de lutita. Entre las lutitas y las arenas, se observa en la base y cerca de Salcedillo-1 un estrato lenticular de conglomerado (fig. 10), con un espesor máximo de 2 m y estratificación cruzada de ángulo reducido. En su interior se encuentran clastos heterométricos de cuarcita de Bambolar y de Armórica, así como de rocas metamórficas, incrustados en una matriz arenosa. El tamaño máximo de los clastos no supera los 40 cm. El contacto entre este nivel y las areniscas subyacentes es claramente erosivo.



Fig. 9. Aspecto del nivel intermedio (sección lítica-arenosa). El estrato de forma lenticular en la parte superior de la fotografía corresponde a un nivel carbonatado (no caliza) presente entre las litarenitas.



Fig. 10. Aspecto del nivel conglomerático en la zona media. Se ha resaltado el contacto con la sección arenosa (mostrada en blanco), que es claramente erosivo. El buzamiento de este nivel es de 140/35 SE. Las paleocorrientes, allí donde se han podido medir, indican una dirección de flujo N-NE.

Además de esta capa conglomerática, hay dos capas —una cerca de esta y otra cerca del contacto con Salcedillo-2— que parecen calcáreas y presentan tonos rojizos (Fig. 9). El examen de campo de estos niveles confirma que están formados por los mismos limolitos y litarenitas de grano muy fino descritos hasta ahora, pero incrustados en una matriz muy rica en carbonatos (hecho corroborado por preparaciones microscópicas) y que contienen «pasos» o zonas de acumulación de clastos de mayor tamaño. La masa rocosa presenta un aspecto distintivo similar al del ocre, y es posible observar «canales» perpendiculares, oblicuos y paralelos a la estratificación. En un ejemplar de mano, los cortes revelan la presencia de zonas oxidadas (zonas limonitizadas —antiguos clastos de roca metamórfica— de color amarillento) y zonas rojizas (acumulaciones de material de grano muy fino, de tamaño entre limo y arena, de color rojo vino), que corresponden a «pasos» o zonas de acumulación de arena y conglomerado. A medida que avanzamos lateralmente a lo largo del yacimiento, podemos observar dos niveles «carbonatados» adicionales intercalados entre los lutitas y litarenitas de grano muy fino de esta zona intermedia. Al igual que con los dos niveles encontrados a lo largo del camino, es posible observar «pasos» o zonas de acumulación de clastos de mayor tamaño. Todos ellos tienen una extensión lateral reducida, un espesor siempre inferior a 1,5 m, y superficies aparentemente afectadas por procesos kársticos.

- Salcedillo 2 (sección superior de la columna estratigráfica)

Una serie de aproximadamente 26 m de espesor, formada por capas alternadas diamicticas y arenosas (unas 9 en total; véase la fig. 4), cada una con un tamaño de grano que disminuye hacia la

parte superior (afín hacia arriba), que recubre los materiales de la sección arenosa (fig. 11) y está cubierta (subyace) por una capa del Cuaternario (?) de aproximadamente 5 m de espesor (fig. 12).



Fig. 11. El nivel diamético inicial de la Serie Salcedillo 2 se encuentra en contacto erosivo con las litarenitas de grano fino a medio en la parte media del afloramiento. Cerca del contacto se observa una acumulación de clastos de gran tamaño.



Fig. 12. El Cuaternario (?), con un buzamiento horizontal o subhorizontal ($< 5^\circ$), recubre a la Formación Pelarda en contacto discordante. Su espesor nunca supera los 8 m. Su color parduzco también lo hace fácilmente identificable.

Cada nivel consta, por lo general, de una parte basal de diamictita, en la que pueden observarse (o no) intercalaciones arenosas, y una parte superior arenosa (Fig. 13).



Fig. 13. La parte diamictítica basal de uno de los niveles de la serie, así como su contacto erosivo con la parte superior del nivel precedente. También se ha resaltado una pequeña intercalación arenosa lenticular dentro del nivel diamictítico. Se observa una cierta tendencia hacia la estratificación horizontal de los clastos, aunque la disposición suele ser caótica.

La parte diamictítica es:

- a. Poligénica (clastos de cuarcita de Bambolar y de Armórica, filitas, esquistos, areniscas de cuarzo rojas del Buntsandstein o del Pérmico, areniscas de cuarzo y pizarras). La morfología de los clastos varía de subangular a subredondeada, presentando en general una esfericidad baja a intermedia (Fig. 14).
- b. Heterométrica: el tamaño de los clastos puede oscilar entre 1 y 60 cm.
- c. Sostenida por matriz: aunque puede haber algunas zonas en las que se observe una textura sostenida por clastos, la unidad en su conjunto contiene una cantidad significativa de matriz arenosa (que varía de arena fina a gruesa, de composición similar a la de los niveles arenosos) (Fig. 14)



Fig. 14. Aspecto poligénico, heterométrico y con matriz de la parte diamítica. Se observan clastos con fracturas irregulares y bifurcaciones complejas (centro de la foto).

El color de esta parte tiende a ser rojizo, quizá debido a la aportación de material procedente de los clastos de cuarzenita rojiza de los Bunts que se encuentran en el yacimiento. Los clastos pueden presentar fracturas rotacionales (Fig. 15), estrías superficiales (Fig. 16), fracturas irregulares con bifurcaciones complejas (Fig. 14) y, ocasionalmente, un pulido intenso (Fig. 17). Las mediciones de las estrías en los clastos han mostrado que su azimuth concuerda con el publicado anteriormente por Ernstson y Claudin (1990) (con un pico en la dirección SO-NE). Bajo el microscopio, los cortes finos preparados a partir de clastos de cuarcita de Bambolar y Armoricana presentan características de metamorfismo de impacto (tanto PF como PDF; Figs. 18a, 18b y 18c).



Fig. 15. Fracturas rotacionales presentes en un clasto de cuarcita de Bambola.



Fig. 16. Clasto de filita con estrías marcadas en su superficie. Las mediciones del azimut de estas estrías coinciden con los datos publicados anteriormente por Ernstson y Claudin (1990).



Fig. 17. Clasto de cuarcita de Bambola que muestra un pulido intenso en parte de su superficie, así como estrías (cuyo azimuth concuerda con el publicado anteriormente por Ernstson y Claudin (1990)).

En general, se observa una cierta estratificación, definida por la disposición paralela de los clastos alargados; sin embargo, hay zonas en las que esta estratificación es caótica. El buzamiento general de los materiales, allí donde puede medirse, oscila entre 135/38 SO y 145/33 SO. La dirección de las paleocorrientes indica un origen en el N-NE. Entre los materiales diaméticos se pueden encontrar *intercalaciones de arenisca*. En cuanto a su composición, corresponden a litarenitas heterométricas (el tamaño de grano varía de arena fina a gruesa), compuestas por granos de cuarzo, esquisto, cuarcita y pizarra. Morfológicamente, los granos varían de angulares a subangulares (los granos de cuarzo son los más angulares, mientras que los granos metamórficos tienden a ser de subangulares a angulares), y presentan una baja esfericidad. En cuanto a la estructura sedimentaria, presentan laminación plana (lineación de separación). No se observan partículas magnéticas ni con una lupa binocular ni al exponerlas a un imán.

La parte superior arenosa, donde se realizó el muestreo, corresponde composicionalmente a una litosandita heterométrica (que varía de arena fina a gruesa), que contiene granos de cuarcita, esquisto, filita, pizarra y cuarzo. Morfológicamente, estos granos varían de angulares (principalmente cuarzo) a subangulares y angulares (los metamórficos), y presentan una baja esfericidad. No se encontraron partículas magnéticas en ninguna de las muestras analizadas. Una estructura sedimentaria destacable es la presencia de laminación plana (lineación de separación).

Como se puede observar en la columna estratigráfica, no todos los niveles presentan una parte superior arenosa. De hecho, esta parte está ausente en los dos últimos niveles, ya que probablemente se erosionó o nunca se depositó.

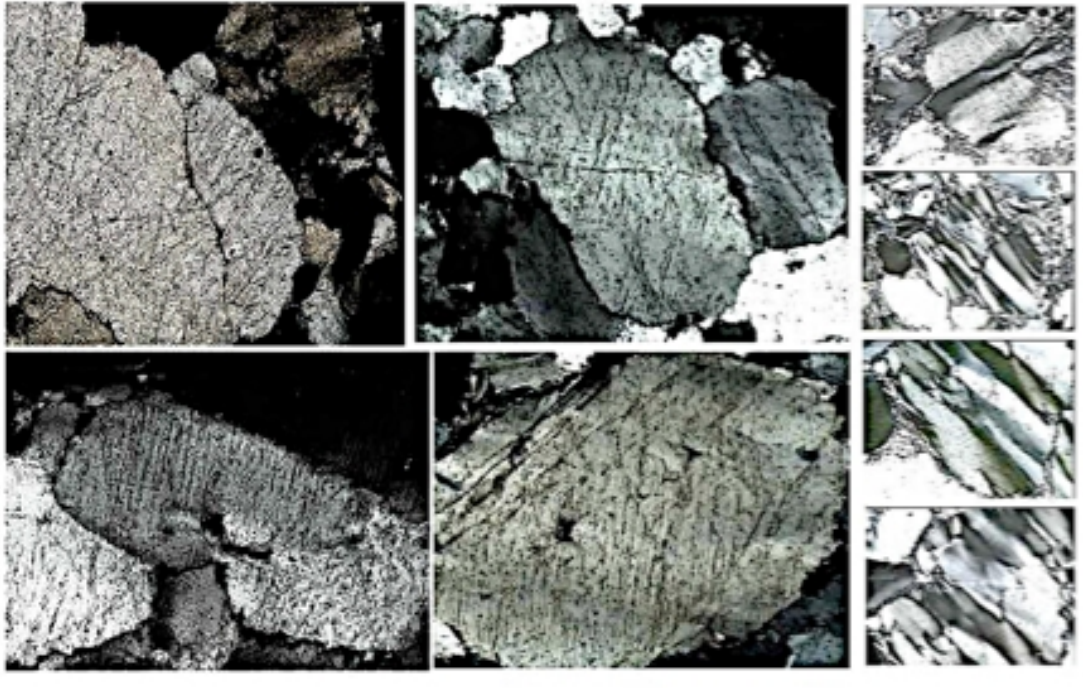


Fig. 18a. Diferentes aspectos de las PDF en cuarzo sometido a choque procedente de cuarcitas de diversos yacimientos de la Formación Pelarda. En muchos casos, existen varios sistemas de PDF que se entrecruzan entre sí. Derecha: También se observa un efecto de choque en los granos de cuarzo de la Formación Pelarda: bandas de doblez (pliegues en forma de acordeón) con PDF que siguen el trazado de las bandas. Polarizadores cruzados; cada una de las imágenes tiene una anchura de entre 200 y 300 μm .



Fig. 18b. Múltiples conjuntos de PDF en un grano de cuarzo procedente de un clasto de cuarcita de Bámbola (muestra PDFKS2 BA-B de la fig. 3).

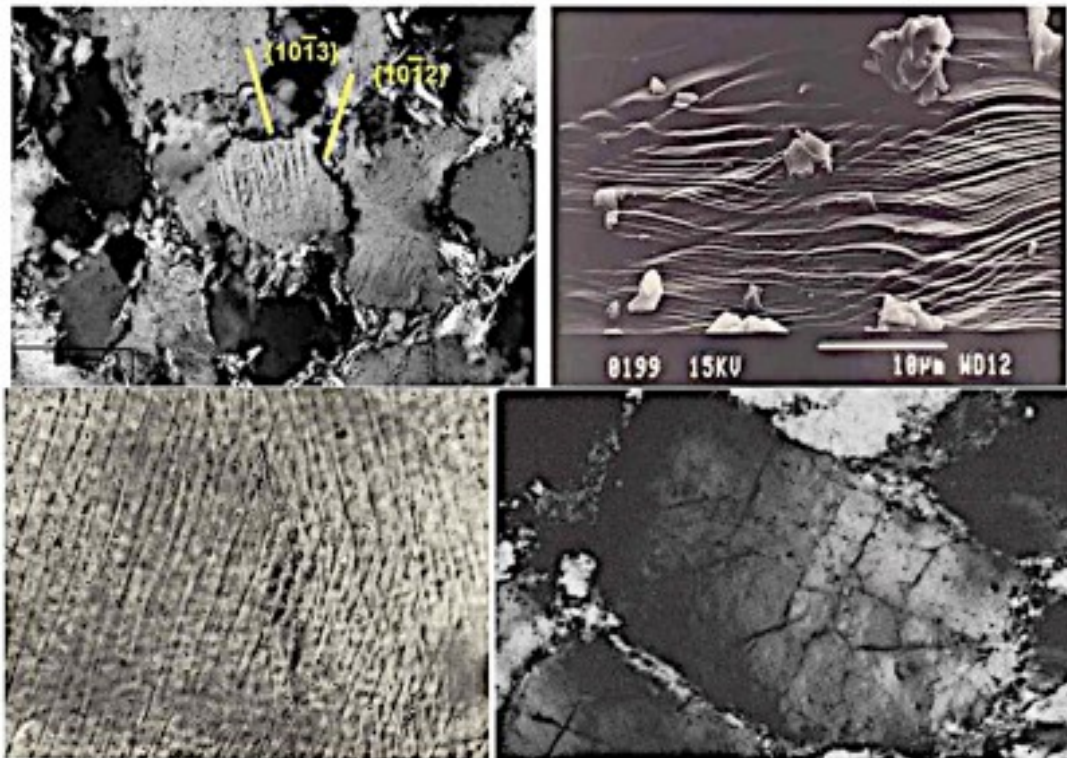


Fig. 18 c. Sistemas entrecruzados de características de deformación planar (PDF y PF) en cuarcitas de la Formación Pelarda, según estudios previos (Ernstson y Claudin 1990; Ernstson et al. 2002). Fotografía superior izquierda: microscopio polarizador, polarizadores cruzados (anchura de la imagen: 200 μm); derecha: microscopio electrónico de barrido; la separación entre las PDF es, en algunos casos, inferior a 1 μm . Imagen inferior izquierda: dos sistemas de PDF que se cruzan en primer plano (anchura de la imagen: 220 μm); imagen inferior derecha: múltiples sistemas de fracturas planas (anchura de la imagen: 440 μm).

Tras su examen bajo una platina universal, estas características de deformación plana presentan las mismas orientaciones cristalográficas que las utilizadas en nuestro estudio de 1990 (fig. 20).

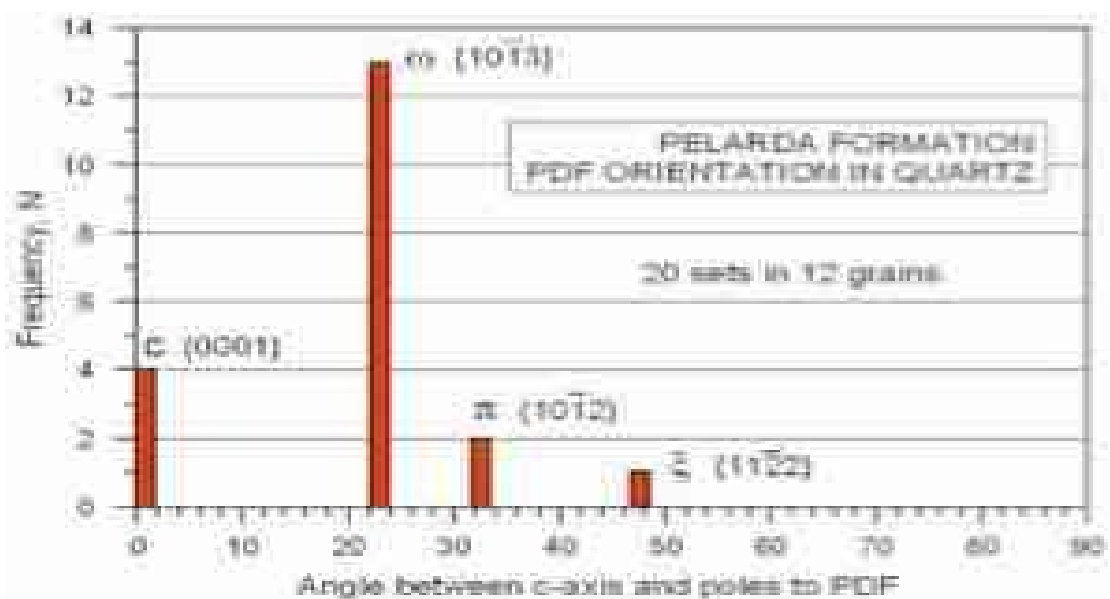


Fig. 18 d. Diagrama de frecuencias de la orientación cristalográfica de las características de deformación planar (PDF) en el cuarzo de la Formación

Pelarda. Datos de Therriault (2000)

Una característica destacable de este corte es la presencia de deformaciones tectónicas, concretamente fallas extensionales que afectan a determinados tramos (partes arenosas o conglomeráticas), pero sin afectar a la totalidad de los tramos subyacentes o suprayacentes (fig. 19).



Fig. 19. Una falla extensional que afecta al tramo arenoso situado justo delante de W. Monninger y la parte inferior de la sección diamítica del nivel siguiente, que, sin embargo, muestra una disposición de los clastos suprayacentes que «fossiliza» claramente la falla.

Las observaciones de campo sugieren que el mecanismo es sin-deposicional, correspondiendo a una secuencia rápida de erosión, sedimentación, fallamiento y flujo dentro de una «unidad limitada». Esto podría representarse como se muestra en la (fig. 20)

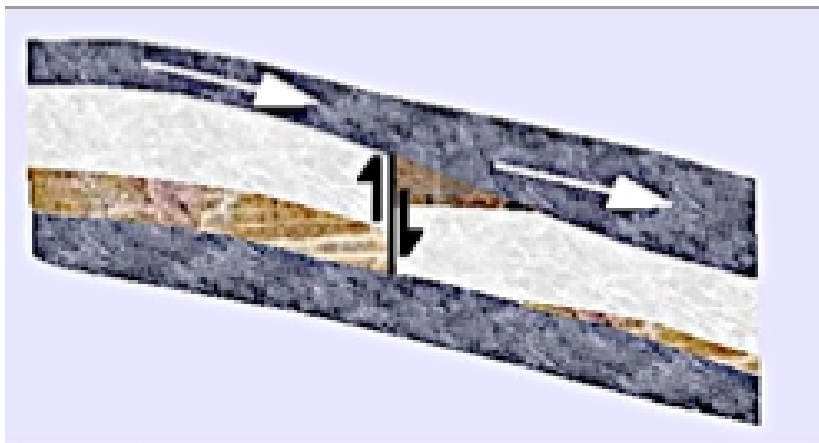


Fig. 20. Representación esquemática del mecanismo sin-deposicional mostrado en la Fig. 19.

Continuando por la carretera que va desde el pueblo de Salcedillo hasta los afloramientos, en las coordenadas 30665781 E / 4533873 N (altitud 1283 m), llegamos a los materiales que conforman la parte superior de la Formación Pelarda en esta zona. En este punto, no hay

ningún corte que nos permita apreciar el aspecto de los materiales; por lo tanto, solo podemos observar su litología gracias al arado de los campos por parte de los agricultores locales. Es evidente que se trata de materiales pertenecientes a la Formación Pelarda, ya que el Mioceno en esta zona está compuesto exclusivamente por brechas de clastos paleozoicos y lutitas (IGME, 1977; ITGE, 1989 y 1991; observaciones de campo propias del autor). Entre los «residuos» —básicamente clastos que dificultan el arado debido a su tamaño (fig. 21)— podemos observar clastos de conglomerados del Eoceno-Oligoceno, así como clastos de cuarcita de Bámbola, cuarcita armórica, Buntsandstein y calizas jurásicas.



Fig. 21. Entre los «residuos» —básicamente clastos demasiado grandes para ser incorporados al arado del campo— podemos observar, junto al localizador GPS, un clasto de conglomerados del Eoceno-Oligoceno (Fig. 22), así como clastos de cuarcita de Bámbola, cuarcita armórica, Buntsandstein y calizas jurásicas.



Fig. 22. Detalle del clasto de conglomerado del Eoceno Superior-Oligoceno hallado entre los materiales de desecho de la fig. 21. La comparación con los conglomerados del Eoceno Superior-Oligoceno (fig. 22) revela similitudes en la composición.

- **Carretera Olalla–Fonfría** (S 3 y S 4 en la fig. 3):

Los afloramientos —situados a lo largo de la carretera que une Fonfría y Olalla, y que han permitido trazar un corte estratigráfico— se limitan a la zona S 4 de la fig. 3. Existe una explicación sencilla para esta situación. La figura 23 muestra una proyección «teórica» aproximada de los estratos que componen los materiales de la Formación Pelarda. Aunque es evidente que esta proyección no es muy válida para materiales de esta naturaleza (ya que su dirección y buzamiento pueden variar teóricamente debido a sus características de deposición), sí nos permite destacar dos aspectos interesantes. El primero de ellos se refiere al aspecto masivo y diamictítico de la Formación de Pelarda a lo largo de la carretera entre Fonfría, el puerto de Pelarda y los dos primeros kilómetros del descenso hacia Olalla (punto S3 de la fig. 23; véase la fig. 24). Este aspecto se debe a que las capas se están seccionando en una dirección paralela a su rumbo.

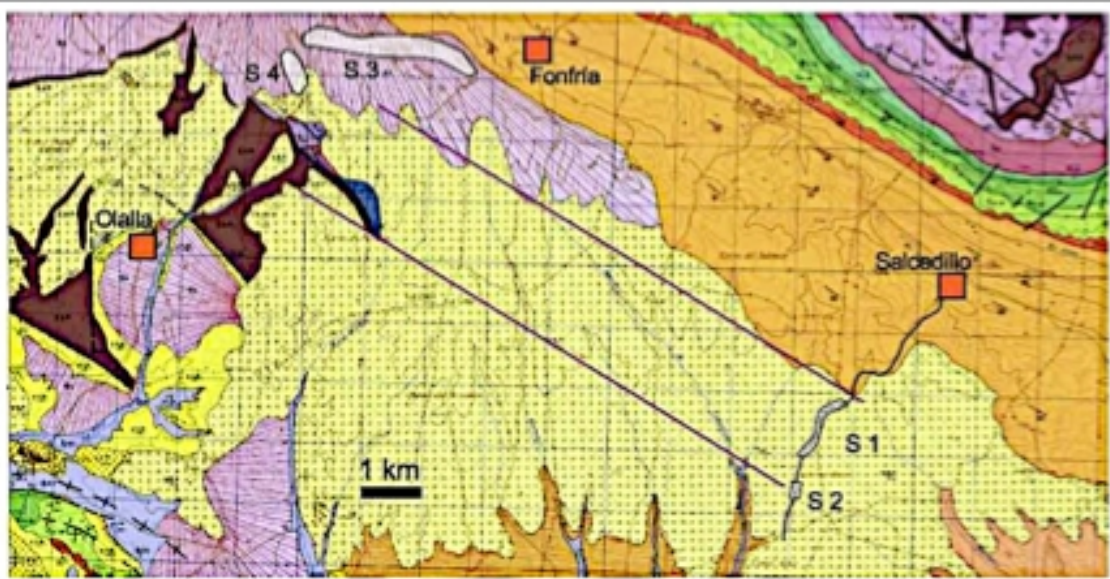


Fig. 23. Ubicación de las zonas S3 y S4 en el mapa geológico —que, obviamente, es erróneo— a escala 1:50 000 (hoja n.º 492 de Segura de los Baños), elaborado por el IGME en 1977. Las líneas moradas representan la «continuidad teórica» lateral de los materiales de la Formación Pelarda, teniendo en cuenta un rumbo medio de 140° (resultado de la media de los rumbos medidos en Salcedillo 1 y 2 y en el tramo de lutita-arena).



Fig. 24. Aspecto masivo y diamíctico de la Formación Pelarda en el afloramiento correspondiente al punto 3 de la fig. 23 (S3 en la fig. 3). Entre los materiales se intercala un megaclasto del Buntsandstein, de aproximadamente 9 m de longitud. Cabe señalar que la coloración rojiza de la matriz de la Formación Pelarda se debe a la aportación de material del Buntsandstein.

A medida que la carretera se aproxima a la perpendicular a esa dirección, las características de deposición se asemejan más a las observadas en Salcedillo (Figs. 25, 26 y 3).

En cuanto al segundo punto: al desplazarnos desde Fonfría hacia Olalla, podemos observar la formación desde su base hasta su parte superior.



Fig. 25. Aspecto de la Formación Pelarda en los afloramientos de la Zona 4 (véase la fig. 23). Una zona arenosa (ar) (con intercalaciones de diamictita) se intercala dentro de un tramo de diamictita (dia). El buzamiento de los materiales en esta zona es de 26° hacia el SO. cu = Cuaternario. 42

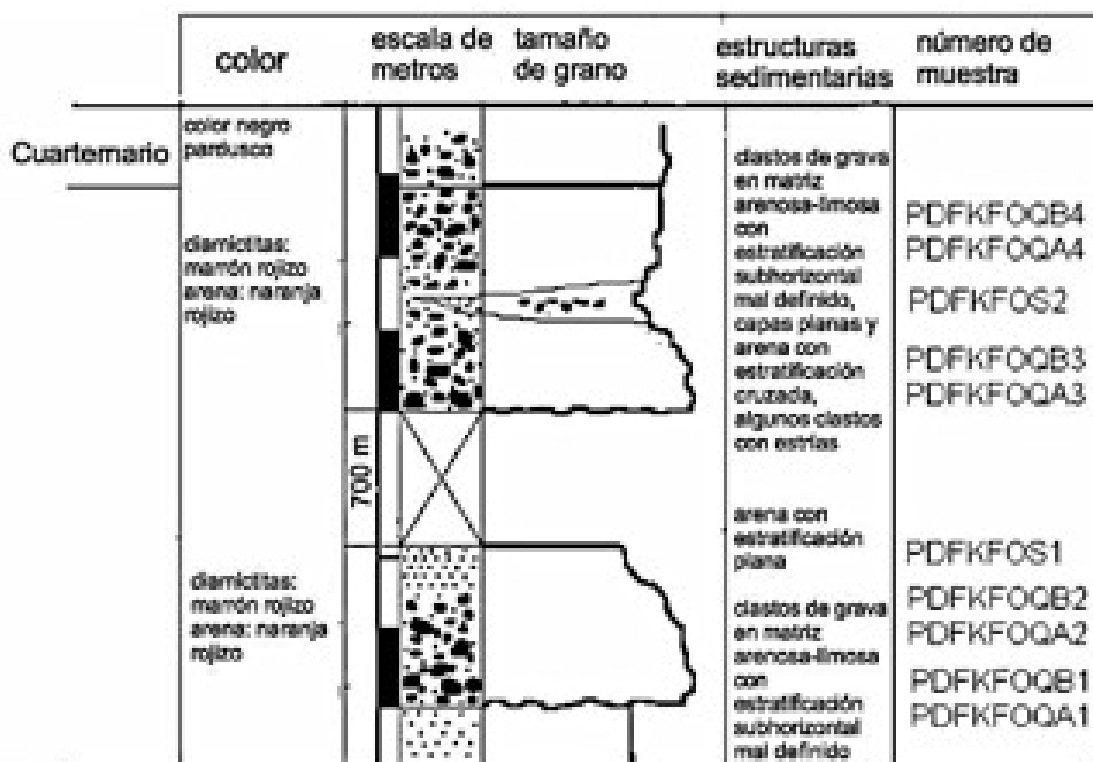


Fig. 26. Columna estratigráfica correspondiente a dos afloramientos situados en la Zona S 4 (Fig. 23) y separados por una distancia de 700 m. Existe una similitud entre los niveles observados aquí y los de Salcedillo. Es imposible establecer una correlación entre ambas zonas debido a la ausencia de capas índice. En la columna de espesor, cada intervalo representa 1 m. Cabe señalar que, en ambos casos, la secuencia presenta siempre una granodecreciente, comenzando con una base diamictica formada por clastos y bloques del tamaño de grava sostenidos por una matriz arenosa, y terminando con una zona arenosa (litarenítica) en la que se observa estratificación plana en la mayor parte de los casos.

Concretamente, al avanzar hacia la parte superior de la formación, en el corte S 4 de la fig. 23, encontramos bloques de cuarcita de Bámbola de más de 1 m con estrías en su superficie. Del mismo modo, frente al santuario de Pelarda, encontramos un afloramiento de Buntsandstein en medio de los materiales de la Formación Pelarda (Figs. 27 y 28). Este afloramiento, cartografiado por Monninger (1973), revela clastos de Buntsandstein con fracturas rotacionales y marcas de impacto (Fig. 29).



Fig. 27. El bloque de Buntsandstein situado en el centro de la Formación Pelarda se reconoce por su color característico y, por lo tanto, también puede localizarse en la fotografía aérea. Según Monninger (1973), el bloque de Buntsandstein se encuentra invertido. Fotografía aérea: Apple Maps.



Fig. 28. Afloramiento del megabloque invertido del Buntsandstein que probablemente fue transportado por la Formación Pelarda. Esta zona se extiende a lo largo de 300 metros.



Fig. 29. Clasto de Buntsandstein con marcadas fracturas rotacionales.

Al igual que en Salcedillo, los clastos de los tramos diamictíticos presentan fracturas rotacionales, estrías superficiales, fracturas paralelas abiertas y fracturas irregulares con bifurcaciones complejas. Todas estas características, descritas anteriormente por Ernstson C. Claudin (1990), son indicativas de una intensa presión de confinamiento en el momento de la deposición.

La Formación Pelarda termina, unos pocos metros antes del afloramiento de la brecha suevítica basal suprayacente, en un tramo de brecha. Esta unidad fue descrita y cartografiada por Monninger (1973), quien la denominó «brecha de borde» y la dividió en dos partes, designadas P y M. P es una brecha compuesta por componentes paleozoicos de composición arcillosa-limosa, que da paso a clastos de cuarcita incrustados en una matriz de arenita de cuarzo, los cuales predominan hacia la carretera (sección S4 de nuestro estudio). Los clastos de cuarcita armórica pueden presentar fracturas rotacionales (Fig. 31), aunque no se han observado estrías en su superficie, posiblemente debido a la superficie granular de la cuarcita. M es una brecha formada por bloques de caliza que pueden superar 1 m de tamaño y presentan una textura similar a la de P.



Fig. 30. Aspecto del tramo de brechas de cuarcita armórica situado en la parte más alta de la Formación Pelarda, ya cerca del afloramiento de la brecha basal.

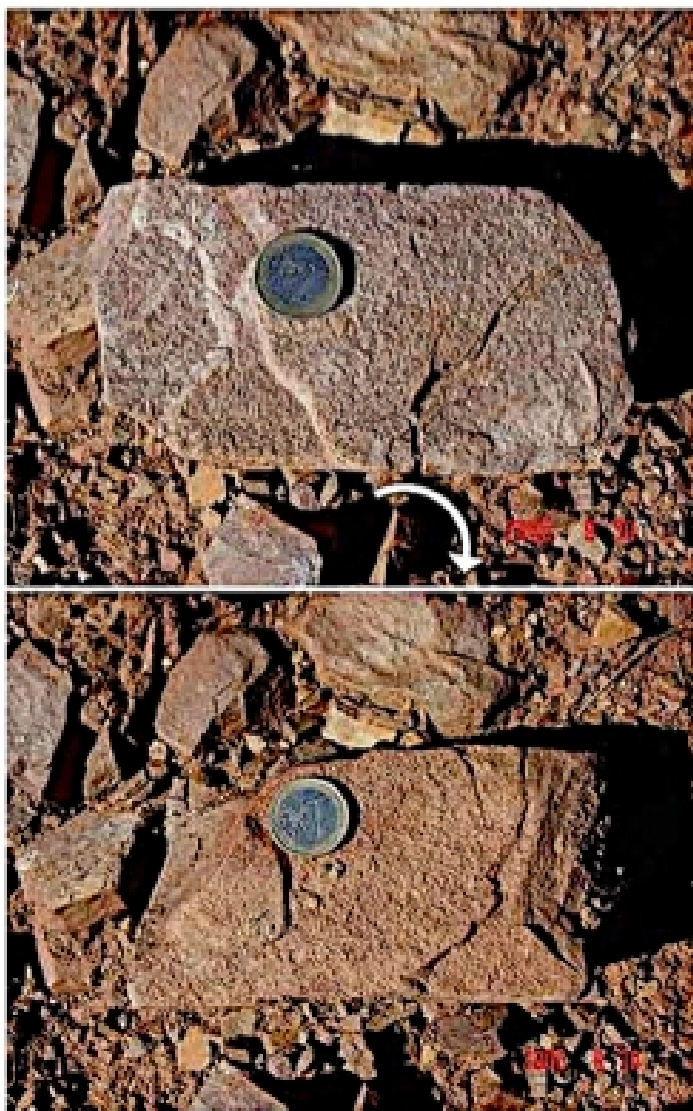


Fig. 31. Fractura rotacional en un clasto de cuarcita del nivel de brecha bajo el cual termina la Formación Pelarda. No se observa fracturación en la cara posterior.

3. Discusión: respuesta al artículo de Simón et al. (2026):

- «La mala calidad de los afloramientos dificulta su cartografía y su caracterización estratigráfica y estructural». Esta afirmación no es del todo exacta. Es posible realizar una caracterización completa de la Formación Pelarda, y su columna tipo (secuencia tipo; fig. 4) puede definirse a lo largo de la carretera que sale de Salcedillo (véase la fig. 2). También se pueden tomar muestras de los niveles para llevar a cabo una caracterización petrográfica, granulométrica y textural de los mismos. Al mismo tiempo, dentro del área abarcada por nuestro estudio (Claudin-Ernstson, 2019), es posible observar las relaciones entre la secuencia tipo —es decir, entre la Formación Pelarda y demás— y los diversos materiales del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico presentes en la zona. Lo que NO es posible es establecer correlaciones estratigráficas con otras áreas, dada

la imposibilidad (hasta la fecha) de identificar otras vías que permitan la construcción de columnas estratigráficas igualmente detalladas.

- *«Cortés Gracia y Casas Sainz (1SSc) aplican el mismo modelo propuesto por Moissenet (1S80) a los conglomerados de la Sierra Pelarda: materiales continentales cenozoicos recubiertos por los estratos triásicos y paleozoicos de Olalla-Collados. Aurell et al. (2022) hacen lo mismo, al considerar que los «conglomerados de Pelarda» son una continuación de la serie basal de la cuenca de Montalbán».* Pues bien, debe de ser que no estábamos al corriente de esto, ya que el artículo citado de Gracia y Sainz (1996) no hace mención alguna a la Formación Pelarda, y en Cortés y Martínez (1999), su origen y edad se atribuyen basándose en el trabajo de Ferreiro et al. (1991); es decir, del Plioceno al Cuaternario y formados por flujos de lodo. Además, durante la excursión del 6.º Taller ESF-IMPACT («Impact Markers in the Stratigraphic Record», celebrado en Granada en 2001) realizada en Azuara, Cortés Gracia insistió una y otra vez (junto con Aurell, Sanz Rubio y Díaz Martínez) en que la Formación Pelarda era una capa de arcilla de edad cuaternaria. Reiteró este punto en un artículo posterior (Cortés et al., 2002). En cuanto al artículo de Aurell et al. (2022), la única mención a la Formación Pelarda aparece en la bibliografía, donde se cita el artículo de Adrover et al. (1982), que utilizan en su trabajo para describir un conjunto de carofitas halladas en Segura de los Baños y estudiadas por Adrover et al. (1982) —que actualmente sirve de referencia para los autores de este artículo al que se responde—. Parece más bien un intento bienintencionado de exonerar a los autores mencionados por su error y su obstinación a la hora de mantener —en lugar de corregir— la edad y la génesis de esta formación a lo largo de los años.
- *«La tercera interpretación de los conglomerados de cuarcita más superiores, claramente distinta de las anteriores, se basa en el trabajo de Ernstson et al. (1S85), quienes defendieron la existencia de un impacto de meteorito del Paleógeno en la zona de transición entre la Cordillera Ibérica y la cuenca del Ebro. Aurell et al. (1SS3) demuestran la incoherencia de dicha interpretación, presentando argumentos sólidos basados en el conocimiento de la estratigrafía y la tectónica regional: la estructura de la zona de Azuara viene determinada simplemente por pliegues arqueados y cabalgamientos recubiertos por el Mioceno discordante de la cuenca del Ebro; las brechas y megabrechas atribuidas al impacto son, en realidad, calizas brechificadas del Jurásico Inferior (Formación de Cortes de Tajuña) o conglomerados cenozoicos deformados a pequeña escala por la compresión alpina; el «ejecta» de la Sierra Pelarda es un conglomerado de guijarros redondeados típico de entornos fluviales o aluviales. Por lo tanto, de las tres hipótesis relativas a la zona, esta no se tiene en cuenta».* ... Nos mantenemos firmes en nuestra postura respecto a la circularidad de Azuara: inicialmente se negó y, posteriormente, se atribuyó a pliegues y cabalgamientos arqueados por tectónica normal. Ninguno de los defensores de la hipótesis del impacto ha afirmado jamás que la Formación de Cortes de Tajuña se produjera durante el impacto. Lo que sí se ha dicho, sin embargo, es que en la zona de Belchite —en un tramo de la pared del cráter donde se encontró esta formación— esta se había visto afectada por el impacto, lo que dio lugar a megabrechas (las brechas originales sufrieron el impacto y se brecharon de nuevo, formando megabrechas). Esto se ha repetido varias veces,

pero Aurell y compañía siguen repitiendo su mismo viejo estribillo para dominar el discurso. En cuanto a las brechas, ¿qué se puede decir? Es escandaloso afirmar que tanto las brechas como las megabrechas que hemos mencionado corresponden a calizas brechificadas de la Formación Cortes de Tajuña. Por poner un ejemplo, en la zona de contacto entre la Formación Pelarda y el Muschelkalk (fig. 32), se observa un dique de brecha, formado por fragmentos del Muschelkalk incrustados en una matriz lapilítica (figs. 33 y 34). Como se puede ver, no se trata de brechas del Jurásico Inferior... Podríamos aportar muchos más ejemplos como este.



Fig. 32. La Formación Pelarda recubre materiales paleozoicos (parte superior derecha de la fotografía) y materiales mesozoicos (calizas del Muschelkalk intrusadas por el dique de lapilli; véanse las Figs. 33 y 34). Se encuentra debajo de la brecha basal (30656447 E / 4539152 N; altitud 1306 m), que a su vez recubre en este punto las brechas paleozoicas, el Muschelkalk y las brechas de cuarcita armórica.

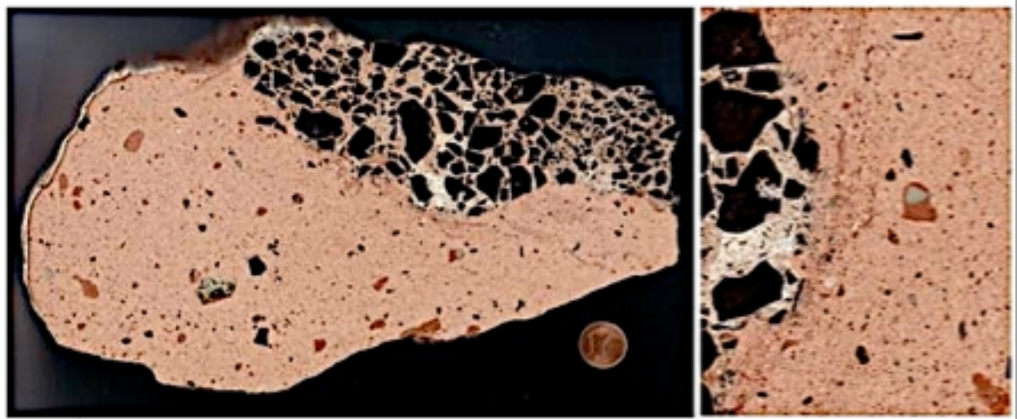


Fig. 33. Sección pulida del dique de brecha rico en lapilli que se introduce en los estratos del Muschelkalk. Fragmentos de

Muschelkalk (de color oscuro) incrustados en una matriz de lapilli de acreción de color naranja. (diámetro de la moneda: 16 mm)

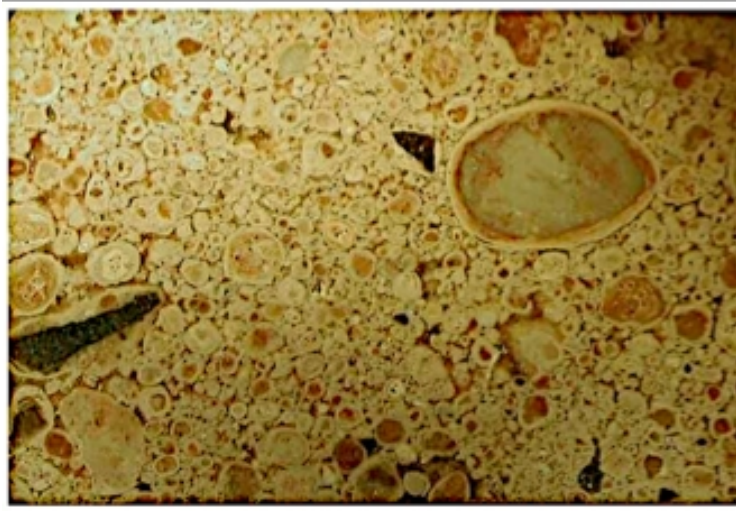


Fig. 34. Sección pulida de roca de lapilli con fragmentos angulosos de caliza (de color oscuro) y cuarcita (de color gris rojizo), rodeados de sílice y carbonato.

En cuanto a los conglomerados cenozoicos deformados a pequeña escala por la compresión alpina, una imagen vale más que mil palabras (Figs. 35, 36 y 37)



Fig. 35. Fractura rotacional en un clasto de caliza procedente del nivel de brecha situado en contacto inmediato entre el Paleozoico y materiales datados como del Mioceno por el IGME (1977) y el ITGE (1991) en la zona (en coordenadas 30655445E / 4536964 N (junto al río en dirección a Fonfría-Olalla, ya cerca de Olalla)).



Fig. 36. Un clasto de Bundsanstein (no del Mesozoico) que ilustra las deformaciones suaves que, según Aurell, son causadas por la deformación alpina en los materiales de la zona de Azuara. A pesar de la intensa deformación, el clasto sigue siendo cohesivo, aunque es evidente que no puede ser transportado por corrientes que no impliquen una intensa presión de confinamiento. Curiosamente, las deformaciones observadas en los materiales de la Formación Pelarda no se aprecian en otros materiales de la zona. ¿Coincidencia?



Fig. 37. Clasto de cuarcita de Bámbola intensamente fracturado. Las fracturas irregulares observadas son incompatibles con el transporte, que habría desmenuzado la muestra, e indican una fracturación in situ bajo una elevada presión de confinamiento.

La afirmación de que la Formación Pelarda *es un conglomerado de guijarros redondeados típico de entornos fluviales o aluviales* queda refutada por nuestras observaciones en la zona de Salcedillo. No se trata ni de conglomerados (se trata más bien de diamictitas), ni son típicos de entornos fluviales o

aluviales, dadas las características observadas en sus componentes (tanto macroscópicas como microscópicas). La secuencia observada en Salcedillo (véase la fig. 4) muestra una secuencia formada por unidades alternas de granulometría decreciente, compuestas siempre por una base diamíctica de cuarcita de Bámbola y Armoricana, filitas, esquistos y pizarras —generalmente sostenidas por la matriz— que da paso hacia una parte superior formada por arenas (litarenitas) que suelen presentar estratificación plana. Dentro de cada sección diamíctica, pueden aparecer lentes de litarenitas o limolitas. Al observar el desarrollo vertical de la secuencia —no solo a lo largo de la carretera que sale de Salcedillo—, se aprecia que la serie es granulocreciente hacia la parte superior (en la parte alta, entre los materiales se pueden encontrar clastos de Bámbola de más de 1 m de diámetro y megabloques de Buntsandstein). Cabe señalar también que, si bien los materiales de la base de la serie son principalmente paleozoicos —aunque con un aporte significativo de Buntsandstein en la matriz —lo que le confiere ese característico color rojizo—, hacia la parte superior los materiales predominantes —al menos en la sección de Salcedillo— son cenozoicos (con clastos de materiales del Eoceno). En otras palabras, esto representa una inversión del patrón de «montaña invertida» típico del desmantelamiento de un relieve preexistente, en el que los materiales más jóvenes se depositan primero... Si a esto le sumamos las características petrográficas de las rocas, que presentan rasgos de metamorfismo de choque (PDF y PF) en todas las unidades mencionadas a lo largo de la serie, entonces esto no parece muy típico de los entornos fluviales y aluviales.

- *«La evidencia publicada sobre esta unidad no es muy explícita: no se proporcionan mapas detallados, fotografías panorámicas ni fotografías de perforaciones que la respalden; solo unas pocas fotografías y descripciones de los materiales, junto con consideraciones generales sobre su relación con las superficies de erosión y las estructuras tectónicas»...* El hecho de que Simón et al. (2026) decidieran no abordar la hipótesis del impacto en su artículo es, obviamente, una elección personal —justificable o no—, pero, en cualquier caso, lo que no es válido es no contrastar la información publicada más reciente sobre el tema. Información en la que habrían podido ver el corte de Salcedillo y las relaciones entre la Formación de La Pelarda y los diversos materiales de la zona, y que les habría evitado realizar afirmaciones claramente erróneas de este tipo (además de algún que otro pozo de sondeo...).
- *«En publicaciones anteriores, los materiales de La Pelarda se describieron como conglomerados formados por guijarros redondeados y bloques de hasta 1 m de diámetro, de composición predominantemente silíceo (cuarcitas y areniscas de origen paleozoico y triásico). Los autores reconocen que, aunque este es el aspecto que presenta el yacimiento en algunos lugares, los estudios de campo realizados en las laderas, las estribaciones y los puntos más elevados de la cordillera (basados en excavaciones en determinados barrancos profundamente encajados o, alternativamente, en zanjas de sondeo exploratorias excavadas con una retroexcavadora) han puesto de manifiesto que la situación es más compleja»...* Como ya hemos señalado, en nuestro artículo de 2019 esto ya se refleja a lo largo del trazado del estudio realizado en Salcedillo, que permitió la elaboración de la columna estratigráfica tipo de la Formación Pelarda. En otras palabras, aunque hay zonas en las que el yacimiento no es

Es fácilmente reconocible; en la zona de Salcedillo, el yacimiento es reconocible y, por lo tanto, susceptible de ser estudiado.

- *«En este estudio se han distinguido cuatro conjuntos litológicos que contienen los característicos guijarros silíceos redondeados de la facies de Pelarda, pero que difieren claramente en sus características litológicas y texturales, así como en su disposición y edad. No muestran continuidad estratigráfica y se han designado como grupos C1 a C4. De más antiguo a más reciente, corresponden a: una serie de conglomerados estratificados e inclinados (C1); conglomerados y areniscas estratificados subhorizontales (C2); gravas sin cementar, sin estructurar y sin estratificar en altitudes medias y altas de la cordillera (C3); y gravas sin cementar, sin estructurar y sin estratificar en las estribaciones occidentales de la cordillera (C4)».* ... El grupo C1 es el que corresponde a nuestra columna compilada en la zona de Salcedillo. Huelga decir que el grado de precisión de nuestro estudio es mayor que el aportado por Simón et al. (2026), dado que las condiciones de observación son mejores a lo largo de la ruta de Salcedillo (fig. 2). No obstante, hay un punto que nos gustaría destacar: ¿por qué Simón et al. (2026) no han realizado análisis petrográficos de los clastos presentes en estos niveles? Esto resultaría interesante para comparar nuestras observaciones con las de F. Langenhorst, cuyas afirmaciones sobre las estructuras presentes en los especímenes del Poyo del Cid (lejos, muy lejos de la estructura de impacto) se utilizaron para argumentar que no existe metamorfismo de impacto en los clastos de La Pelarda ni en otros clastos de la zona. Estas afirmaciones fueron rápidamente —y sin verificación— por los «no impactistas» para respaldar su narrativa. En cuanto a los demás conjuntos, C2, C3 y C4, solo hemos identificado —en la zona estudiada— algunos materiales discordantes dentro el conjunto C1, que hemos supuesto que pertenece al Cuaternario (fig. 12). Resulta curioso que, dadas las difíciles condiciones de observación y continuidad lateral reconocidas por los autores de este estudio (Simón et al. (2026)), asignen edades y relaciones espaciales a estos conjuntos C2, C3 y C4.
- *«La formación C1 constituye la mayor parte de la formación Pelarda. Sus capas presentan una estratificación inclinada con rumbo NW-SE a WNW-ESE y un buzamiento que oscila entre 25° y 40°S en la vertiente norte, que tiende a disminuir hasta 18–20°S en la cima de la sierra Pelarda y en su vertiente sur. Teniendo en cuenta el buzamiento y la anchura del afloramiento a lo largo de la cordillera (superior a 2 km), el espesor de toda esta secuencia de conglomerados con intercalaciones de areniscas y lutitas se estima en 800–500 m. Las superficies de erosión del Plioceno SEF2 y SEF3 han afectado a la C1.»*... De hecho, C1, que es fácilmente visible en la zona de Salcedillo, permite identificar y representar la mayoría de las características de la Formación Pelarda. En cuanto a su espesor total (incluidas las tres zonas de la columna de la fig. 3), creemos que una cifra de unos 400 m es más precisa.

Evidentemente, tras la deposición de C1, esta unidad sufrió episodios de erosión postoligocénicos.

- *«La zona de origen de los guijarros silíceos que conforman el grueso depósito conglomerático de la Sierra Pelarda, asignado a C1, se situaría al oeste de la sierra (fig. 15A). Los conos aluviales procedentes de esta zona de origen silíceo convergerían, hacia la parte centro-oriental de la cuenca de Montalbán (al sur y sureste de Segura de los Baños), con los conos aluviales predominantemente carbonatados de origen septentrional descritos por Pérez (1985). El origen de los materiales silíceos de la Sierra Pelarda (grupo C1) se sitúa actualmente en el basamento paleozoico de la cuenca neógena de Calatayud. Este sustrato está formado por unidades cámbricas (p. ej., las formaciones de Bámbola, Daroca y Embid) y, en menor medida, por unidades ordovícicas dominadas por rocas silíceas (arenitas de cuarzo/areniscas de cuarcita y conglomerados), que en ocasiones se presentan en capas gruesas (>2 m) (Lotze, 1982; Gabaldón et al., 1991; Liñán et al., 2004)». ... Los clastos presentes en la Formación Pelarda muestran rasgos de metamorfismo de impacto (PDF y PF; figs. 18a, 18b, 18c) y estrías superficiales.*

Estas características no se observan en las muestras recogidas durante dos campañas (una en 1990 y otra en 1995) a lo largo de la carretera que une Mainar y Codos (muestras de la F. Bámbola), entre Huermeda y Embid (muestras de la Formación Bámbola) y muestras recogidas en un puerto situado a 1.250 m de altitud entre Atea y Used (muestras de cuarcita armórica). En todos estos casos, ninguna de estas muestras presenta las características observadas en los clastos de la misma litología y edad procedentes de la Formación Pelarda.

Formación de Pelarda.

La zona de origen de los materiales, según las paleocorrientes y el azimut de las estrías, se situaba hacia el N-NE. La morfología subredondeada-subangular de los clastos presentes tanto en los niveles de conglomerado como en los de litarenitas y lutitas (limolitas de grano grueso) descarta una génesis sedimentaria vinculada a un cono aluvial adyacente a las formaciones del terreno cercano. En este caso, dadas las características de deposición (que, si se considera esta hipótesis, son compatibles con una baja eficiencia de transporte [Colombo, 1989]), cabría esperar una mayor angularidad en los clastos, dada la corta distancia al cono aluvial (que, en principio, sería similar a los conos de tipo II según la definición del ITGE (1991)). El origen a través de sistemas fluviales cuyas corrientes se originaran en la zona de Codos —una hipótesis utilizada para explicar la presencia de clastos de cuarcita de Bámbola en los materiales de la Formación (Adrover, 1982; Carls, 2005 (comunicación personal))— contradice las paleocorrientes observadas, así como las características de deposición ya mencionadas. La ausencia de clastos de caliza mesozoica en los niveles inferiores y el grado de redondez de los clastos presentes en el yacimiento nos llevan a concluir que se trata de características heredadas. Tal y como hemos comentado anteriormente en otros estudios (Ernstson y Claudin, 1990; Ernstson et al., 2002), es probable que los materiales procedieran de molasa —depositada en el interior de lo que hoy es la estructura de Azuara— que se vio afectada por el impacto y, posteriormente, fue eyectada y «redepositada». El impacto habría dado lugar a la superposición de rasgos de impacto mesoscópicos y microscópicos sobre las características heredadas de los clastos. Esto también ayudaría a explicar la presencia de

grandes bloques de cuarcita de Bámbola, megaclastos y megabloques de Buntsandstein a lo largo de toda la formación, y clastos del Paleógeno incorporados al yacimiento.

- *«La aparente contradicción entre la cota actual de los materiales en esta zona de origen (alrededor de 500–1000 m) y la cota de los depósitos derivados de ella en la Sierra Pelarda (hasta 1500 m) puede resolverse teniendo en cuenta la estructura tectónica de la región, especialmente la resultante de su evolución posterior. Por un lado, la cuenca neógena de Calatayud y su sustrato paleozoico están delimitados al este por el segmento de falla Cucalón-Pancrudo, orientado NNW-SSE, cuyo Plioceno-Cuaternario (posterior a SEF3; 3,5 Ma) se ha estimado en el sector de Lagueruela (al oeste de la Sierra Pelarda) en aproximadamente 300 m (Peiro, 2023; Peiro et al., 2024). Este salto probablemente superaría los 500 m si se considera la evolución neogénica de la cuenca en su conjunto (Fig. 15B, C). La reconstrucción de esta falla normal del Neógeno-Cuaternario situaría el basamento paleozoico de la cuenca de Calatayud a una altitud similar o superior a la de los conglomerados del complejo C1, situados en el punto más alto de la Sierra Pelarda, que actualmente se encuentra dentro del bloque elevado de dicha falla normal. Por otra parte, este segmento de falla es el resultado de la falla inversa de un sistema imbricado de fallas de empuje con una orientación similar —quizás con una tendencia más ibérica (NO-SE)— que se reconocen en las proximidades de la localidad de Lagueruela y al noreste y al este de la localidad de Collados (al suroeste de la Sierra Pelarda). Se interpreta que la zona de origen de los conglomerados silíceos C1 de la Sierra Pelarda sería el bloque superior de este sistema de fallas de empuje, cuyo socavamiento erosivo dio lugar a la deposición de este conjunto. Esta nueva propuesta paleogeográfica para la parte superior de la unidad tectosedimentaria T2 de Montalbán explicaría el cambio de facies aquí descrito y reconocido por Pailhé (1984), con facies aluviales relativamente más distales hacia el este —es decir, hacia zonas más alejadas del sistema de cabalgamientos»....Para proponer que los materiales que componen el yacimiento de Pelarda proceden del sustrato paleozoico de la cuenca de Calatayud, Simón et al. (2026) deben presentar una nueva propuesta —como ellos mismos reconocen— en la que, naturalmente, se recurre a toda una serie de fallas para elevar y rebajar bloques con el fin de justificar el origen de los materiales en esa zona dentro de la zona de Calatayud. En nuestra opinión, tal y como explicamos en nuestros artículos de 1990 y 2019, así como en el punto anterior de esta respuesta, los materiales procederían de moladas —depositadas en el interior de lo que hoy es la estructura de Azuara—, afectados por el impacto y posteriormente eyectados y «redepositados». El impacto daría lugar a la superposición de rasgos de impacto mesoscópicos y microscópicos sobre las características inherentes a los clastos. También explicaría la presencia de grandes bloques de cuarcita de Bámbola, megaclastos/megabloques de Buntsandstein a lo largo de toda la formación y clastos del Paleógeno incorporados al yacimiento. Además, sería coherente con las paleocorrientes y el azimut de las estrías, que indican que la zona de origen se situaba al N-NE.*

- *«Conclusiones: Los conglomerados silíceos que forman el cuerpo principal de la Sierra Pelarda, caracterizados por su abundancia de bloques redondeados derivados de cuarcitas y areniscas del Paleozoico y del Triásico, pertenecen a un espeso tramo de la serie paleogenética de la cuenca de Montalbán, de aproximadamente 800 500 m de espesor y atribuible principalmente al Eoceno Medio-Superior (UTS T2 de la cuenca de Montalbán). Su zona de origen fue el bloque superior de un sistema de fallas de empuje activadas durante la compresión alpina y posteriormente invertidas durante la extensión neogénica, dando lugar a un segmento de la zona de fallas de Cucalón-Pan Crudo. Actualmente, los materiales de esa zona de origen están cubiertos por el relleno neogénico de la cuenca de Calatayud. A partir de esos conglomerados originales (conjunto C1), los cantos rodados y bloques que contienen los materiales aluviales restantes en la cordillera y sus alrededores se reciclaron a partir de ellos durante su desmantelamiento erosivo, que comenzó en el Oligoceno. Aunque estos materiales*

muestran una notable convergencia de facies derivada de su origen común (facies de Pelarda); constituyen un complejo poligénico y heterocrónico formado por tres grupos litológicos: C2, conglomerados y areniscas del Mioceno Medio al Plioceno Inferior; C3, gravas aluviales sin cementar y no estratificadas del Plioceno Superior temprano; C4, gravas y limos aluviales y coluviales del Plioceno Superior-Cuaternario. La evolución morfotectónica y sedimentaria general de la Sierra Pelarda comprende tres etapas: (1) Etapa paleógena. Se depositan los conglomerados silíceos originales, procedentes de una zona de origen paleozoica situada al oeste. Durante y tras su sedimentación, estos conglomerados sufren plegamientos y son sometidos a sobrepujamiento por unidades del Paleozoico inferior. (2) Etapa del Mioceno-Plioceno. La cuenca de Calatayud se hunde en un contexto de transición entre compresión y extensión. Se configura el relieve de la cordillera; su punto más alto permanece como relieve residual, mientras que en su entorno se desarrollan varias superficies de nivel escalonadas: SEF2, SEF3 y SEF4. La erosión de los conglomerados del Paleógeno provoca que sus clastos silíceos se incorporen a los sedimentos de la unidad C2 y, posteriormente, a la cubierta C3 asociada a SEF3. (3) Etapa del Plioceno-Cuaternario. La zona de fallas de Cucalón-Pan Crudo se reactiva, completando la inversión negativa de las estructuras contractivas. El salto vertical alcanza los 280-300 m (salto neto de 305-325 m). Durante el Cuaternario, la red de drenaje continuó cortando el bloque elevado, y la sedimentación aluvial prosiguió en los abanicos y en las laderas. La extensión espacial de los depósitos de bloques silíceos redondeados y las dificultades objetivas para observarlos llevaron inicialmente a algunos autores a interpretar que toda la parte superior de la Sierra Pelarda estaba formada por una gran unidad aluvial del Plioceno-Cuaternario, con un espesor de casi 200 m —una idea que se incorporó a la cartografía del IGME—. El modelo aquí propuesto corrobora el modelo alternativo defendido en los trabajos de Moissenet, Adrover y Pailhé, que había quedado al margen del debate durante las últimas cuatro décadas». ... Todas las características observadas en la zona de Salcedillo, así como a lo largo de la carretera entre Fonfría y Olalla y en los senderos que

atravesan la Sierra de Pelarda, nos permiten concluir que se trata de un depósito asociado a flujos de gravedad (Lowe, 1979 y 1982; Colombo, 1989). Los tramos diamictíticos presentes en el depósito presentan características

que pueden correlacionarse con los flujos de escombros, en los que la matriz (arenosa en este caso) ha proporcionado la cohesión suficiente para sostener los clastos, permitiendo su transporte en masa. Este transporte habría impedido, en la mayoría de los casos, la colisión entre ellos. Así, los clastos podrían haberse conservado con deformaciones plásticas significativas (fracturas rotacionales, fracturas paralelas, fracturas con bifurcaciones complejas) observadas en los tramos diamictíticos de Salcedillo y en los tramos 3 y 4 entre Fonfría y Olalla. Esto también explicaría la tendencia de muchos de los clastos observados a orientarse paralelamente a la base. Sin embargo, hay zonas que muestran que esta tendencia hacia un régimen laminar (no newtoniano) no siempre se mantiene y que, como es habitual en este tipo de depósitos, se produce una evolución a lo largo del tiempo desde un comportamiento laminar a uno turbulento (Enos, 1977; Nemec y Steel, 1984; Wilson, 1980; Colombo, 1989; Colombo y Martí, 1989). Este sería el caso de las bases de los tramos diamictíticos, que son claramente erosionales e incorporan fragmentos de los materiales subyacentes, así como de los megabloques incorporados al yacimiento que pueden observarse en la parte superior del mismo (cerca del Santuario) y en la carretera que une Fonfría y Olalla (tramo 3 de la fig. 53). Si a estos datos añadimos la presencia de una cierta tendencia a la estratificación interna, nos encontramos ante flujos muy densos con una alta concentración de partículas. Esta alta concentración favorecería un comportamiento masivo (más que tractivo) a pesar de la turbulencia. Los tramos arenosos intercalados entre los tramos diamictíticos indicarían que el transporte no se produjo en una sola etapa, sino que hubo varios episodios masivos. A su vez, los tramos arenosos de la parte superior confirmarían esta circunstancia, lo que significaría que tendríamos un conjunto de «flujos» (unidades de flujo) que se superpondrían entre sí. Esta circunstancia es especialmente evidente en la secuencia de Salcedillo 2.

El gran tramo arenoso-litítico situado entre Salcedillo 1 y Salcedillo 2, compuesto por litosarenitas masivas o con laminación paralela ocasional y sin consolidar, también indica condiciones de transporte de alta energía, así como una pérdida del carácter «canalizado» de las «corrientes». En esta zona, el único depósito diamictítico con estructuras que indican claramente un régimen no laminar y asociado a corrientes de tracción (flujo fluidal). Los niveles de litarenitas de grano muy fino —limosas cementadas con una morfología ligeramente lenticular, de escaso espesor y tamaño de grano, sin fósiles asociados y dispersas dentro de la gran sección arenosa-litítica— podrían corresponder a zonas de acumulación de fluido carbonatado incrustadas en este tramo durante su transporte. La karstificación observada en estas zonas se produjo tras su formación, cuando estos niveles quedaron expuestos a la meteorización. Clasificarlos como niveles de suelo endurecido asociados a la actividad lacustre parece poco probable a juzgar por las observaciones de campo, ya que no se han observado ni fósiles ni zonas de alteración lateral asociadas en la sección arenosa en la que están incrustados. Las estructuras grisáceas, similares a pseudocanales, orientadas en diversas direcciones, que ocasionalmente atraviesan estos materiales, no parecen corresponder a rizocreaciones.

En secciones delgadas, se presentan como acumulaciones de cristales de calcita subidiomórficos-xenomórficos, sin que se aprecie zonación alguna en las secciones perpendiculares a la dirección del pseudocanal. A partir de estos datos, proponemos un origen vinculado a la fuga de gases del fluido que los transportó dentro de la sección lutítica-arenosa. Además, cabe señalar que, dentro de los materiales del yacimiento: a. Se observan características de impacto, que pueden ser macroscópicas (deformaciones plásticas en los clastos, estructuras de espalación) y microscópicas (estructuras planas); b. Existe una «fallamiento sin-deposicional¹⁰» particular; c. Hay megaclastos y megabloques intercalados. Teniendo en cuenta todas las zonas muestreadas y analizadas, además de Salcedillo, la secuencia general es de tipo granulogranular, con clastos de más de un metro y grandes megabloques en la parte superior del yacimiento. La secuencia termina por debajo de brechas compuestas por componentes metamórficos. Estas observaciones sugieren una génesis vinculada a «flujos» sucesivos (inundaciones/unidades de flujo) originados a partir de la «cortina de eyección» generada durante el impacto que dio lugar a la estructura de Azuara. Estos flujos habrían consistido en corrientes de material semifluidizado y de alta densidad que se desplazaban principalmente en un flujo laminar (Schultz y Gault, 1979; Melosh, 1989; Mackaman, Lofland et al., 2014). La relación partículas-fluido habría sido elevada (alta concentración) lo que favoreció un comportamiento laminar a pesar de la turbulencia. El fluido, teniendo en cuenta los diques de lapilli hallados bajo el depósito, pudo haber sido ocasionalmente vapor de agua (producido en grandes cantidades durante el impacto), aunque la gran masa global del depósito sugiere que el fluido predominante fue el agua (producida por la condensación del vapor). Las transiciones de fase vapor-líquido, así como las pérdidas repentinas de fluido dentro de la masa transportada, debieron de influir en el deposición de los eyectados. A este respecto, la presencia de estrías cuyo azimut apunta predominantemente en dirección NE-SO —generadas por la fricción con la matriz— sugiere que la parada repentina (probablemente debida a la pérdida de flotabilidad causada por el fluido) de las distintas unidades fue la responsable de este fenómeno. La presencia de la peculiar en algunas unidades también podría estar relacionada con el mismo fenómeno. La secuencia —consistente en una capa basal de conglomerado que recubre litarenitas superiores— parece reflejar una tendencia hacia las pulsaciones dentro del material eyectado y, a pesar de las diferencias evidentes, es similar a la observada en los flujos piroclásticos volcánicos y en los depósitos de algunos cráteres de Marte (Schultz y Gault, 1979; Melosh, 1989). Siguiendo la misma línea de analogía, los materiales de la Formación Pelarda podrían haberse depositado mediante unidades de flujo cuya morfología era similar a la de los flujos piroclásticos: una gran gota que se desplazaba por la superficie preexistente, en cuyo interior se pueden identificar varias partes diferenciadas, cada una de las cuales da lugar a un depósito característico. Al igual que con los flujos piroclásticos, y en función de las variaciones en la velocidad del flujo (a veces influenciada por la topografía) y de la relación partículas-fluido, se puede observar toda una gama de transiciones que dan lugar a diferentes facies de deposición. En el caso de los depósitos masivos, estas facies pueden abarcar desde flujos de escombros hasta flujos acuosos altamente concentrados (flujos de inundación hiperconcentrados

) (Colombo y Martí, 1989). Hasta aquí las analogías. Desde la época de Oberbeck (1975), se dispone de un modelo importante para explicar la deposición de eyecta: el de la sedimentación balística. Nosotros (Ernstson y Claudin, 1990) propusimos anteriormente este modelo para explicar la génesis de la Formación Pelarda, ya que las características mesoscópicas (así como las características de deposición) de los clastos —indicativas de una intensa presión de confinamiento— no son compatibles con una deposición vinculada a «oleadas de base» (es decir, flujos piroclásticos con un cierto grado de turbulencia) (Chao, 1977). A partir de la distribución de velocidades dentro del material eyectado (Melosh, 1989; French, 1998), podemos deducir que los materiales de la Formación Pelarda habrían sido de los primeros en depositarse, ya que procedían de los niveles superficiales (y cercanos al lugar del impacto) del objetivo. Las brechas clásticas de cuarcita armoricana, que presentan una morfología angular a muy angular y claros signos de deformación plástica, y que se encuentran en la parte superior de la formación, corresponden a materiales procedentes de la zona del borde del cráter. En este caso, su deposición habría tenido lugar más tarde, ya que se encuentran más alejadas de la zona inicial de contacto entre el impactador y el objetivo. Es probable que su angularidad se deba a la ausencia de retexturación, ya que su colocación probablemente se produjo de manera similar a la de la Formación Pelarda. Clasificar estos materiales como pertenecientes a esta formación —aunque se formaran durante el mismo proceso de impacto— nos parece ilógico, ya que, según la definición estratigráfica de una formación, sus materiales se diferencian de los adyacentes por el predominio de una determinada litología o combinación de litologías (o por poseer características litológicas unificadoras o notables).

Teniendo esto en cuenta, la facies típica de Pelarda sería la observada en el perfil tipo (estratotipo) de Salcedillo (incluidos Salcedillo 1, el tramo intermedio, Salcedillo 2 y Salcedillo 3). Por lo tanto, habría continuidad litológica a lo largo de toda la formación, compuesta principalmente por clastos de pizarra, filita, esquisto y arenisca de cuarzo del Buntsandstein, cuarcitas de Armoricana y cuarcitas de Bámbola, que presentan características de impacto tanto mesoscópicas como microscópicas.

- *«La extensión espacial de los depósitos de bloques silíceos redondeados y las dificultades objetivas para observarlos llevaron inicialmente a algunos autores a interpretar que toda la parte superior de la Sierra Pelarda estaba formada por una gran unidad aluvial del Plioceno-Cuaternario, con un espesor de casi 200 m —una idea que se incorporó a la cartografía del IGME—. El modelo aquí propuesto corrobora el modelo alternativo defendido en los trabajos de Moissenet, Adrover y Pailhé, que había permanecido al margen del debate durante las últimas cuatro décadas».*

... Insisto en que esos «algunos autores» son precisamente los mismos que ahora intentan proponer un nuevo modelo para salvar su narrativa a la luz de las pruebas que contradicen la génesis y la evolución que habían propuesto anteriormente. Durante décadas, defendieron una Edad Cuaternaria y una génesis vinculada a las marcas de erosión (ITGE, 1989; ITGE, 1991; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Smit, 2000 (comentario escrito), Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002a, 2002b, 2002c; Díaz-Martínez, 2005), haciendo caso omiso de cualquier otra evidencia. Curiosamente, a pesar de las dificultades

dificultades objetivas de observación y datación, los materiales de la serie tipo de la Formación Pelarda que se sitúan por encima del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior (según IGME, 1977; ITGE, 1989; ITGE, 1991) pertenecen al Eoceno Medio-Superior y se correlacionan con el UTS 2 de Montalbán...

4. Bibliografía citada en nuestra respuesta:

- Adrover, R., Freist, M., Hugueney, M., Mein, P., C. Moissenet, E. (1982): La edad y el levantamiento de la formación detrítica terminal de la Sierra Pelarda (provincia de Teruel, España). C.R. Acad. Sc. Paris, 295: 231–236.
- Aurell, M., González, A., Pérez, A., Guimerà, J., Casas, A. y Salas, R. (1993). Comentario sobre «La estructura de impacto de Azuara (España): nuevos datos a partir de investigaciones geofísicas y geológicas», de K. Ernstson y C. J. Fiebag. *Geologische Rundschau*. 82: 750–755.
- Aurell, M. (1994). *Comentario sobre algunas de las pruebas presentadas a favor del impacto del meteorito de Azuara*. En: La extinción y el registro fósil (E. Molina, ed.). Cuadernos Interdisciplinarios. 5: 59–74. Seminario Interdisciplinario de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza.
- Carls, P., y C. Monninger, W. (1974): Un conglomerado en bloques en el Terciario de la cordillera ibérica oriental (España). **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, Abhandlungen, 145: 1-16.
- Chao, E. Ch. (1977): El cráter de Ries, en el sur de Alemania: un modelo para grandes cuencas en superficies planetarias. **Geologisches Jahrbuch**, A43: 3–81.
- Claudin, K., Ernstson, K., Rampino, M. R. y Anguita, F. (2001). Estrías, pulido, huellas, fracturas giradas y características relacionadas en los eyectos del impacto de Puerto Mínguez (noreste de España). *Resúmenes, 1.º Taller IMPACT de la ESF, «Marcadores de impacto en el registro estratigráfico»*, pp. 15–16.
- Claudin, F. y Ernstson, K. (2003): Geología planetaria y geología regional: el debate sobre un impacto múltiple en Aragón. *Teaching Earth Sciences*, 2003 (11.3): 202–212
- Colombo, F. (1989): Conos aluviales. En: A. Arche (ed.): *Sedimentología*, CSIC, vol. I: 143-218.
- Colombo, F. y Martí, J. (1989): Depósitos volcánico-sedimentarios. En: A. Arche (ed.): *Sedimentología*, CSIC, vol. I: 271–345.

- Cortés, A. L. y Casas-Sainz, A. M. (1996): Deformación alpina del basamento y de los estratos suprabásicos en el margen norte de la Cordillera Ibérica (Cuenca de Azuara–Sierra de Herrera). *Anales de la Sociedad Geológica de España*, 9: 51–66.
- Cortés, A. L., Díaz-Martínez, E., Sanz-Rubio, E., Martínez-Frías, J., C. Fernández, C. (2002). Impacto cósmico frente a origen terrestre de la estructura de Azuara (España): una revisión. **Meteoritics and Planetary Science** 37: 875–894.
- Díaz Martínez, E., Cortés, A.L., Martínez Frías, J. (2002a): Las pruebas tectónicas y sedimentarias refutan la hipótesis de un impacto para la estructura de Azuara, España, *Programa, resúmenes y libro de la excursión del 8.º Taller del Programa IMPACT de la ESF, Mora: p. 17.*
- Díaz Martínez, E., Martínez Frías, J., Sanz Rubio, E. (2002b): Registro de cráteres de impacto en España: una revisión de los resultados recientes. *Resúmenes del Primer Congreso Ibérico sobre Meteoritos y Geología Planetaria, Cuenca: pp. 34–35.*
- Díaz Martínez, E., Sanz Rubio, E. y C. Martínez Frías, J. (2002c): Registro sedimentario de eventos de impacto en España. En: C. Koeberl y K.G. MacLeod (eds.): «*Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*». *Publicación especial de la Sociedad Geológica de América*, 35c: 551–5c2.
- Díaz Martínez, E. (2005): Registro geológico de los eventos de impacto de meteoritos en España: revisión de los conocimientos actuales y perspectivas futuras. *Revista de Geología Ibérica* 31 (1): c5–84.
- Enos, P. (1977): Regímenes de flujo en los flujos de escombros. *Sedimentology*, 24: 133–142.
- Ernstson, K. C., Claudin, F. (1990). Formación Pelarda (Cordilleras Ibéricas Orientales, noreste de España): material eyectado de la estructura de impacto de Azuara. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1990: 581–599.
- Ernstson, K. C., Fiebag, J. (1992). La estructura de impacto de Azuara: nuevos datos a partir de investigaciones geofísicas y geológicas. *Geol. Rundschau*, 81: 403–427.
- Ernstson, K., Claudin, F., Schüssler, U. C., Hradil, K. (2002). Las estructuras de impacto emparejadas de Azuara y Rubielos de la Cérida, del Terciario medio (España). **Treballs del Museu de Geologia de Barcelona**. 11: 5–65.
- Ernstson, K., Schüssler, U., Claudin, F. y Ernstson, T. (2003). Una cadena de cráteres de impacto en el norte de España. **Meteorite**, 9, n.º 3, 35–39.
- Folk, R. (1968): Petrología de las rocas sedimentarias. Hemphill's: Austin. 170 pp.

- French, B. M. (1998). *Huellas de la catástrofe: manual de efectos metamórficos por choque en estructuras de impacto de meteoritos terrestres*. Contribución n.º 954 del LPI, Instituto Lunar y Planetario, Houston. 120 pp.
- IGME (1977): Hoja n.º 492 (Segura de los Baños) del Mapa Geológico de España. 1:50 000.
- ITGE (1989): Hoja n.º 466 (Moyuela) del Mapa Geológico de España. 1:50 000.
- ITGE (1991): Hoja n.º 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España. 1:200 000
- Lowe, D.R. (1979): Flujos gravitacionales de sedimentos: su clasificación y algunos problemas de aplicación a los flujos y depósitos naturales. En: L.J. Doyle y D.H. Pilkey (eds.): *Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Public.*, 27: 75–82.
- Lowe, D.R. (1982): Flujos gravitacionales de sedimentos II. Modelos de deposición con especial referencia a los depósitos de corrientes de turbidez de alta densidad. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 279–297.
- Melosh, H.J. (1989): *Impact Cratering: A Geologic Process*. Nueva York: Oxford University. 245 pp.
- Monninger, W. (1973): Explicaciones sobre la cartografía geológica en la zona de Olalla (provincia de Teruel) (noreste de España), Trabajo de fin de diplomatura, Universidad de Würzburg, 140 pp.
- Nemec, W., y C. Steel, R.J. (1984): Conglomerados aluviales y costeros: sus características significativas y algunos comentarios sobre los depósitos de flujos de masa de grava. En: E.H. Koster y C.R. Steel (eds.): *Sedimentología de gravas y conglomerados. Soc. Canad. de Geología Petrólea*, Mem. 10: 1–31.
- Oberbeck, V.R. (1975): El papel de la erosión balística y la sedimentación en la estratigrafía lunar. *Geophys. and Space Phys.*, 13: 337–362.
- Schultz, P.H. y Gault, D.E. (1979): Efectos atmosféricos en la deposición de eyecta marciana. *J. Geophys. Res.*, 84: 7669–7687.
- Wilson, L. (1980): Relaciones entre la presión, el contenido de volátiles y la velocidad de los eyectos en tres tipos de explosiones volcánicas. *J. Volc. Geot. Res.*, 8:297-313.

