

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 eyectos 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

REPLICA AL ARTÍCULO: EL CONTROVERTIDO COMPLEJO CONGLOMERÁTICO DE SIERRA PELARDA (CORDILLERA IBÉRICA CENTRAL): EL RECICLADO DE CLASTOS EN UN MODELO INTEGRAL MORFO-TECTO-SEDIMENTARIO. (José L. Simón¹, Luis E. Arlegui¹, Aránzazu Luzón¹, Alba Peiro², M^a Asunción Soriano¹, Carlos L. Liesa¹, Revista de la Sociedad Geológica de España, 39 (1), 2026; <https://doi.org/10.55407/rsge.120742>)

Antes de empezar la réplica al mencionado artículo, al menos en esta web, vamos a matizar algunos aspectos que después aparecerán a lo largo de la réplica:

- A. En primer lugar destacar el poco rigor científico y fair play de los firmantes del artículo. Poco, por no decir nada. Cuando uno escribe un artículo científico sobre un determinado tema, antes se asesora y recaba todo lo expuesto sobre el mismo (cosa que nos reprocharon cuando se empezaron a publicar los primeros artículos sobre el impacto de Azuara donde no se citaban trabajos publicados por los geólogos regionalistas de la zona). En el caso de la Fm. Pelarda obvian, de manera intencionada (y no es la primera vez), lo documentado por nosotros en nuestra web y en ResearchGate. En concreto la actualización sobre la Formación Pelarda que colgamos en el año 2019 en nuestra web y que publicamos en ResearchGate. En ambos casos de acceso abierto por lo cual no puede alegarse problemas para su consulta. Y es particularmente interesante la obviedad porque es la primera, si la primera, publicación donde se data de manera exacta a la Fm Pelarda ya que se identifica (y fotografía) la zona donde suprayace de manera directa los niveles del eoceno superior-oligoceno superior (ITGE, 1991) y la zona donde infrayace a los miocénicos. Su edad por tanto queda comprendida entre el eoceno superior y el mioceno inferior de manera exacta y no supuesta. Además se establece y se registra (en columna estratigráfica) la secuencia tipo de la Fm 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 mayores a 2 mm de diámetro, como gravas, cantos rodados, guijarros o bloques. El termino constituye uno de los tres grandes grupos de la clasificación textural clásica de las rocas clásticas, junto con las **Arenitas** (tamaño arena) y las **Lutitas** (tamaño limo y arcilla). Las Ruditas, dependiendo de la forma de sus clastos (fragmentos de roca) y de su consolidación se dividen en: **Conglomerados** (roca consolidada con clastos mayoritariamente redondeados; **Brechas** (roca consolidada con cantos angulosos; **Gravas** (el equivalente no consolidado – sedimento suelto – de los 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 por un transporte más prolongado que en el caso de las brechas donde el transporte, y por tanto el desgaste, es menor.
- C. Existen diferencias entre los términos **Rudita** y **Diamictita**. En una Rudita los fragmentos de 2mm suelen estar en contacto directo entre si (soportados por clastos o clast supported) o bien seleccionados dentro de un rango de tamaño grueso. En una Diamictita (rudita extremadamente mal seleccionada) los clastos gruesos están completamente aislados y “flotan” dentro de una matriz fina abundante (de arcilla o arena).

D. En la replica a los datos presentados en el artículo de Simón et al. (2026), ver apartado 3 (Discusión-Réplica), los datos de los no impactistas vienen entre comillas y en *itálica* y a continuación nuestra réplica sin entrecomillado y en letra normal.

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

- El grueso de los depósitos, denominado Conjunto 1 (C1), es una potente serie inclinada del Eoceno medio-superior, correspondiente a la UTS T2 de la Cuenca de Montalbán. Los conjuntos posteriores (C2, C3, C4) son depósitos neógeno-cuaternarios derivados de la erosión de C1. La parte alta de la sierra es un relieve residual que no quedó arrasado por la Superficie de Erosión Fundamental (SEF) y fue sobreelevado por la falla de Cucalón-Pancrudo, la mayor estructura extensional en la Cordillera Ibérica centro-oriental
- La baja calidad de los afloramientos dificulta su cartografía y la caracterización estratigráfica y estructural. Esas incertidumbres han alentado interpretaciones muy dispares: unidad plio-cuaternaria subhorizontal discordante sobre el Paleógeno de la Cuenca de Montalbán (Carls y Monninger, 1974; Martín et al., 1977; Gabaldón et al., 1989, 1991); unidad conglomerática dentro de ese mismo Paleógeno, plegada y luego parcialmente arrasada por las superficies de erosión neógenas (Moissenet, 1980; Adrover et al., 1982; Pailhé, 1984); ejecta procedente de un impacto meteorítico (Ernstson y Claudín, 1990; Ernstson y Fiebag, 1992)
- Cortés Gracia y Casas Sainz (1996) asumen para los conglomerados de Sierra Pelarda el mismo modelo propuesto por Moissenet (1980): materiales continentales del Cenozoico cabalgados por el Triásico y Paleozoico de Olalla-Collados. Lo mismo hacen Aurell et al. (2022), que consideran los “Pelarda conglomerates” una continuación de la serie basal de la Cuenca de Montalbán.
- La tercera interpretación para los conglomerados cuarcíticos culminantes, claramente distinta de las anteriores, parte del trabajo de Ernstson et al. (1985), que argumentaba la existencia de un impacto meteorítico paleógeno en la zona de tránsito de la Cordillera Ibérica a la Cuenca del Ebro. El cráter de impacto se correspondería grosso modo con la cubeta cenozoica de Azuara, rellena de sedimentos oligo-miocenos. Ernstson y Claudín (1990) y Ernstson y Fiebag (1992) presentan la unidad de Sierra Pelarda como restos de la ejecta meteorítica, esto es, material arrancado del terreno y proyectado hacia el exterior como consecuencia del impacto de Azuara. Se trataría de una ejecta proximal, acumulada a sólo unos 10 km del anillo del cráter. Los autores describen bloques de cuarcita y de esquisto estriados, pulidos, fracturados o deformados plásticamente, que se presentan como evidencias de la deformación de choque. Aurell et al. (1993) demuestran la inconsistencia de esa interpretación, presentando argumentos sólidos basados en el conocimiento de la estratigrafía y la tectónica regional: la estructura del área de Azuara la determinan simplemente pliegues y cabalgamientos arqueados recubiertos por el Mioceno discordante de la Cuenca del Ebro; brechas y megabrechas atribuidas al impacto son, en realidad, calizas brechoides del Jurásico inferior (Fm. Cortes de Tajuña) o conglomerados cenozoicos

deformados a pequeña escala por la compresión alpina; la “ejecta” de Sierra Pelarda es un conglomerado de cantos redondeados típicos de ambientes fluviales o aluviales. Por tanto de las tres hipótesis sobre la zona ésta no se tiene en cuenta.

- La valoración de ambas hipótesis ha requerido acometer dos tareas principales: (i) analizar críticamente las evidencias aportadas en las correspondientes publicaciones, aplicando con rigor el método hipotético-deductivo para identificar qué inferencias contrastables plantean los autores y averiguar si las mismas han sido o no verificadas; (ii) “revisitar” los conglomerados de Sierra Pelarda y contrastar las hipótesis con nuevas observaciones sobre el terreno y sobre imágenes (fotos aéreas, imágenes de satélite, Modelos Digitales del Terreno).
- Las evidencias publicadas sobre esta unidad son poco explícitas: no se muestran cartografías detalladas, ni fotos panorámicas o de afloramiento que las avalen; sólo algunas fotografías y descripciones de los materiales, junto a consideraciones generales sobre su relación con superficies de erosión y con las estructuras tectónicas.
- En las publicaciones previas el aspecto de los materiales de la Pelarda era el de conglomerados constituidos por cantos y bloques redondeados de hasta 1 m de diámetro de composición mayoritariamente silíceo (cuarcitas y areniscas de origen paleozoico y triásico). Los autores reconocen que aunque este es el aspecto del depósito en algunos lugares, el reconocimiento de campo en las laderas y piedemontes y en las partes culminantes de la sierra (a partir de afloramientos en ciertos barrancos incididos o, alternativamente, en catas de reconocimiento realizadas mediante retroexcavadora) ha mostrado que la casuística es más compleja
- En este estudio se han diferenciado cuatro conjuntos litológicos que contienen los característicos cantos redondeados silíceos de la fácies Pelarda pero que difieren claramente en sus rasgos litológicos y texturales, así como en su disposición y edad. No presentan continuidad estratigráfica y han sido denominados conjuntos C1 a C4. De más antiguo a más moderno corresponden a: serie conglomerática estratificada e inclinada (C1); conglomerados y areniscas estratificados subhorizontales (C2); gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas en altitudes medias y altas de la sierra (C3), y gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas del piedemonte oeste de la sierra (C4).
- El conjunto C1 es el que representa la mayoría de la Fm Pelarda. Sus capas muestran estratificación inclinada de dirección NW-SE a WNW-ESE y un buzamiento que varía entre 25° y 40°S en la vertiente norte, y que tiende a disminuir hasta 18-20°S en la zona culminante de Sierra Pelarda y en su vertiente sur. Teniendo en cuenta el buzamiento y la anchura de afloramiento a lo largo de la sierra (superior a 2 km), el espesor de todo este conjunto de conglomerados con intercalaciones de areniscas y lutitas se estima en 800-900 m. Las superficies de erosión SEF2 y SEF3, del plioceno, han afectado a C1.
- Los depósitos de conglomerados estratificados y basculados hacia el suroeste (conjunto C1) constituyen la mayor parte del volumen de material conglomerático de Sierra Pelarda. El área fuente de los cantos silíceos que

conforman el potente depósito de conglomerados de Sierra Pelarda asignado a C1 se situaría hacia el oeste de la misma (Fig. 15A). Los abanicos aluviales procedentes de esta área fuente silíceas convergerían, hacia el centro-este de la Cuenca de Montalbán (sur y sureste de Segura de los Baños), con los abanicos aluviales fundamentalmente carbonatados de procedencia norte descritos por Pérez (1989). La fuente de los materiales silíceos de Sierra Pelarda (conjunto C1) se sitúa actualmente en el sustrato paleozoico de la cuenca neógena de Calatayud. Este sustrato está formado por unidades cámbricas (e.g., Fms. Bámbola, Daroca o Embid) y, en menor medida, ordovícicas en las que dominan rocas silíceas (cuarzoarenitas/areniscas cuarcíticas y conglomerados), a veces, en bancos potentes (>2 m) (Lotze, 1929; Gabaldón et al., 1991; Liñán et al., 2004). La aparente contradicción entre la altura actual de los materiales de esta área fuente (en torno a 900-1000 m) y la altitud de los depósitos derivados de ella en Sierra Pelarda (hasta 1500 m) puede resolverse si se tiene en consideración la estructura tectónica de la región, especialmente la derivada de su evolución posterior. Por un lado, la cuenca neógena de Calatayud, y su sustrato paleozoico, están limitados por el este por el segmento de falla NNW-SSE de Cucalón-Pancrudo, cuyo salto vertical plio-cuaternario (post SEF3; 3,5 Ma) se ha evaluado en el sector de Lagueruela (oeste de Sierra Pelarda) en unos 300 m (Peiro, 2023; Peiro et al., 2024). Este salto probablemente superaría los 500 m si se considera en conjunto la evolución neógena de la cuenca (Fig. 15B, C). La restitución de este salto normal neógeno-cuaternario situaría el sustrato paleozoico de la Cuenca de Calatayud a una altura similar o mayor que los conglomerados del conjunto C1 localizados en la parte culminante de Sierra Pelarda, actualmente en el bloque levantado de esa falla normal. Por otro lado, este segmento de falla resulta de la inversión negativa de un sistema imbricado de cabalgamientos de similar orientación, quizás con directriz más ibérica (NW-SE), que se reconocen en el entorno de la localidad de Lagueruela y al noreste y este de la localidad de Collados (suroeste de Sierra Pelarda). Se interpreta que el área fuente de los conglomerados silíceos de C1 de Sierra Pelarda sería el bloque superior de este sistema de cabalgamientos, cuyo rebaje erosivo dio lugar al depósito de este conjunto. Esta nueva propuesta paleogeográfica para la parte alta 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.

- Conclusiones: Los conglomerados silíceos que forman el cuerpo de la Sierra Pelarda, caracterizados por su abundancia en bloques redondeados procedentes de cuarcitas y areniscas paleozoicas y triásicas, pertenecen a un potente tramo de la serie paleógena de la Cuenca de Montalbán, de unos 800-900 m de espesor y atribuible esencialmente al Eoceno medio-superior (UTS T2 de la Cuenca de Montalbán). Su área fuente fue el bloque superior de un sistema de cabalgamientos activados durante la compresión alpina, y posteriormente invertidos durante la extensión neógena para dar lugar a un segmento de la zona de falla de Cucalón-Pan crudo. Actualmente, los materiales de dicha área fuente se hallan cubiertos por el relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud. Partiendo de esos conglomerados originales

(conjunto C1), los cantos y bloques que contienen el resto de materiales aluviales en la sierra y su entorno vienen reciclados de ellos durante su desmantelamiento erosivo a partir del Oligoceno. Esos materiales, aunque muestran una notable convergencia de facies resultado de su herencia común (facies Pelarda), componen un complejo poligénico y heterócrono formado por tres conjuntos litológicos: C2, conglomerados y areniscas del Mioceno medio-Plioceno inferior; C3, gravas aluviales, no cementadas y no estratificadas, del inicio del Plioceno superior; C4, gravas y limos aluviales y coluviales del Plioceno superior-Cuaternario. La evolución global, morfo-tecto-sedimentaria, de la Sierra Pelarda comprende tres etapas: (1) Etapa paleógena. Se depositan los conglomerados silíceos originales, procedentes de un área fuente paleozoica situada al oeste. Durante y después de su sedimentación, esos conglomerados son plegados y cabalgados por unidades paleozoicas inferiores. (2) Etapa mio-pliocena. Se hunde la Cuenca de Calatayud, en un contexto de transición compresión-extensión. Se modela el relieve de la sierra; su parte culminante queda como relieve residual mientras en su entorno se desarrollan varias superficies de aplanamiento escalonadas: SEF2, SEF3 y SEF4. La erosión de los conglomerados paleógenos hace que sus cantos silíceos se incorporen a los sedimentos del conjunto C2 y posteriormente a la cubierta de C3 asociada a SEF3. (3) Etapa plio-cuaternaria. Se reactiva la zona de falla de Cucalón-Pancrudo, culminando la inversión negativa de las estructuras contractivas. El salto vertical llega a 280-300 m (salto neto de 305-325 m). En el Cuaternario continúa la incisión de la red de drenaje en el bloque levantado y la sedimentación aluvial en abanicos y laderas. La extensión espacial de los depósitos de bloques silíceos redondeados y las dificultades objetivas de observación de los mismos condujo inicialmente a la interpretación, por parte de algunos autores, de que toda la parte superior de la Sierra Pelarda estaba formada por una gran unidad aluvial plio-cuaternaria, con un espesor cercano a los 200 m, idea que fue incorporada 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.

2. Observaciones: Nuestro artículo de 2019

En relación a su génesis, los depósitos de la Fm. Pelarda han sido atribuidos a procesos fluviales (Carls & 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., 2002 a, 2002b, 2002c; Díaz-Martínez, 2005), y a procesos ligados a un impacto (Ernstson & Claudin, 1990; Ernstson & Fiebag, 1992; Rampino et al., 1997 a y b; Claudin et al., 2001; Ernstson et al., 2002; Ernstson et al., 2003; Claudin & Ernstson, 2003; Ernstson, 2004, **Claudin & Ernstson, 2019**).

La edad propuesta para el conjunto de materiales que constituyen esta Formación ha variado entre el paleógeno (Carls & Monninger, 1974; Adrover et al., 1982; Ernstson & Claudin, 1990; Ernstson & Fiebag, 1992; Ernstson et al., 2002; Ernstson et al., 2003; Claudin & Ernstson, 2003) y el cuaternario (ITGE, 1989; ITGE, 1991; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Smit, 2000 (comentario escrito), Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al.,

2002 a, 2002b, 2002c; Diaz-Martinez, 2005). Los mismos autores (Cortés et al., 2002) que le atribuyen una edad cuaternaria (del Plioceno o Pleistoceno) la consideran como un depósito de tipo “raña”¹ generado por un abanico aluvial de carácter local (adosado a relieves paleozoicos hoy ya denudados), aunque Diaz-Martinez (2005) curiosamente considere que aún está en estudio. Si bien en nuestro primer y extenso artículo sobre esta Formación (Ernstson & Claudin, 1990) tan sólo añadíamos algunas observaciones al trabajo realizado por Carls & Monninger (1974), *el presente trabajo (Claudin & Ernstson, 2018) pretende ser una revisión y estudio más detallado de la misma.*

Geológicamente la Fm. Pelarda queda “rodeada” por materiales del paleozoico, del mesozoico, del eoceno-oligoceno inferior, del mioceno inferior-medio y del cuaternario, de acuerdo con las cartografías existentes (ITGE, 1991 (Fig.1); ITGE, 1989 ; IGME, 1977) y los datos propios de campo.

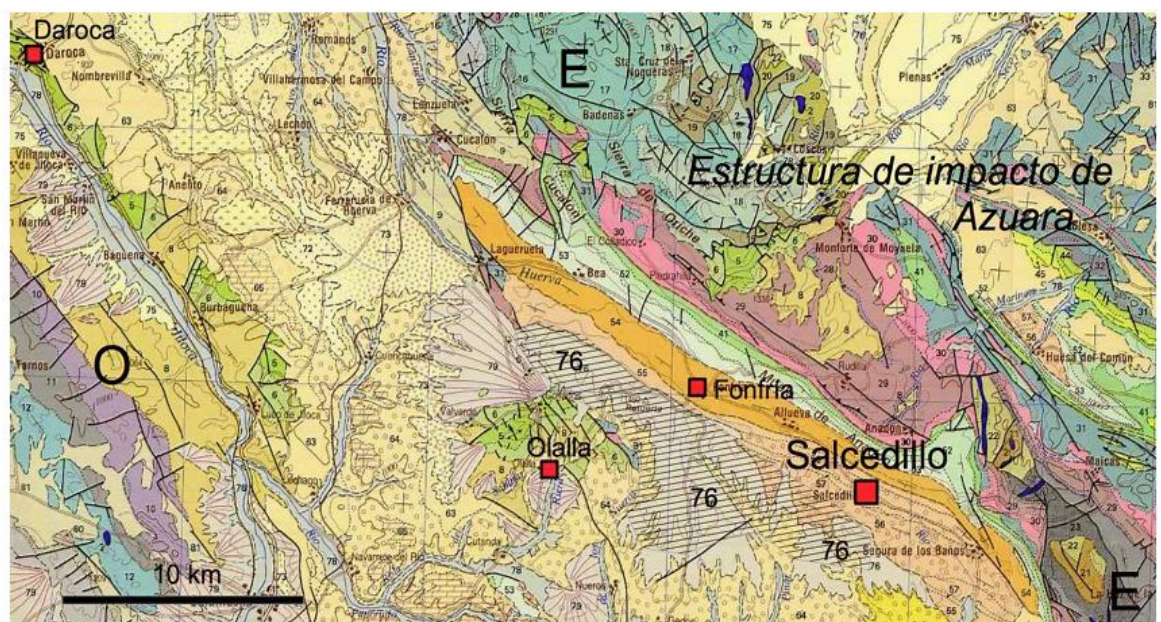


Fig 1. La Formación Pelarda en la incorrecta cartografía 1:200.000 del ITGE (1991). En esta cartografía la Formación (número 76) corresponde a un depósito de edad cuaternaria (una raña) que si aparece en la zona de Salcedillo (enmarcado en rojo).

- El método utilizado para el estudio de la Fm. Pelarda consistió en:

La realización de columnas estratigráficas allí donde los afloramientos así lo han permitido y su correlación.

La recolección y análisis de más de 150 clastos procedentes de los niveles diamicticos, cuya redondez y esfericidad fueron determinados siguiendo los criterios visuales de Powers (1953) y de Krumbein y Sloss (1955).

La caracterización petrográfica, así como el análisis de 35 láminas delgadas de los clastos recolectados

La recolección y análisis petrográfico, incluyendo 25 láminas delgadas, de arenitas procedentes tanto de las intercalaciones entre diamictitas como de niveles aislados.

El análisis de las estructuras sedimentarias y facies identificadas.

¹ Glacis formado por cantos cuarcíticos, con matriz arcillosa, y desarrollado sobre terrenos paleozoicos bajo un clima periglacial o árido.

El análisis de paleocorrientes, allí donde el afloramiento lo ha permitido.
La búsqueda de fósiles, en los niveles susceptibles de presentarlos, a fin de poder realizar una datación.

- Para la confección de la columna estratigráfica, en este caso la columna tipo de la Fm. Pelarda, se siguió un camino que sale de Salcedillo en sentido hacia el SW y que corta a la Fm Pelarda aproximadamente en perpendicular a su buzamiento (Fig.2).

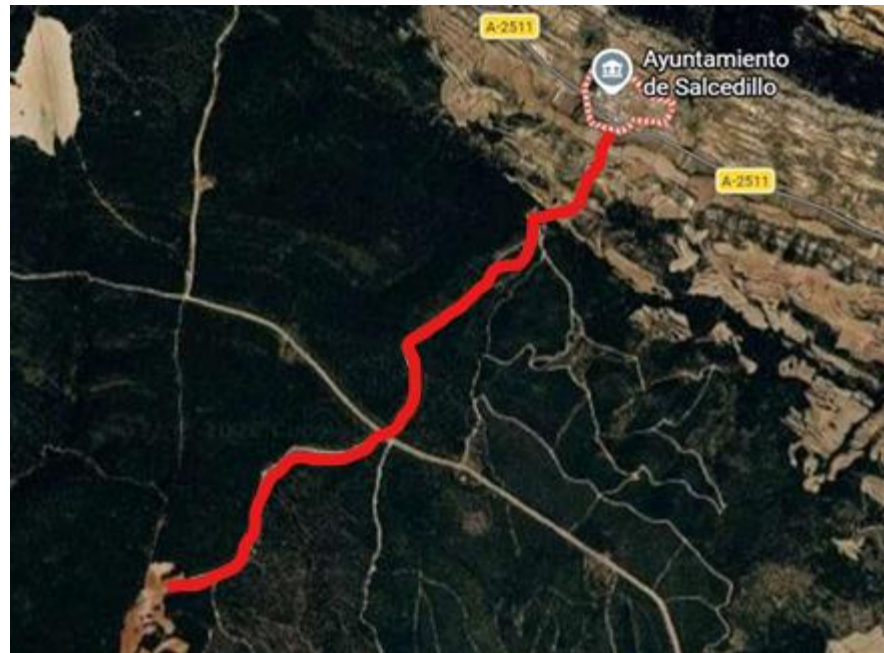


Fig. 2. En rojo la trayectoria del camino que sale desde Salcedillo en dirección SW y que permite ver una sección completa de la Fm. Pelarda.

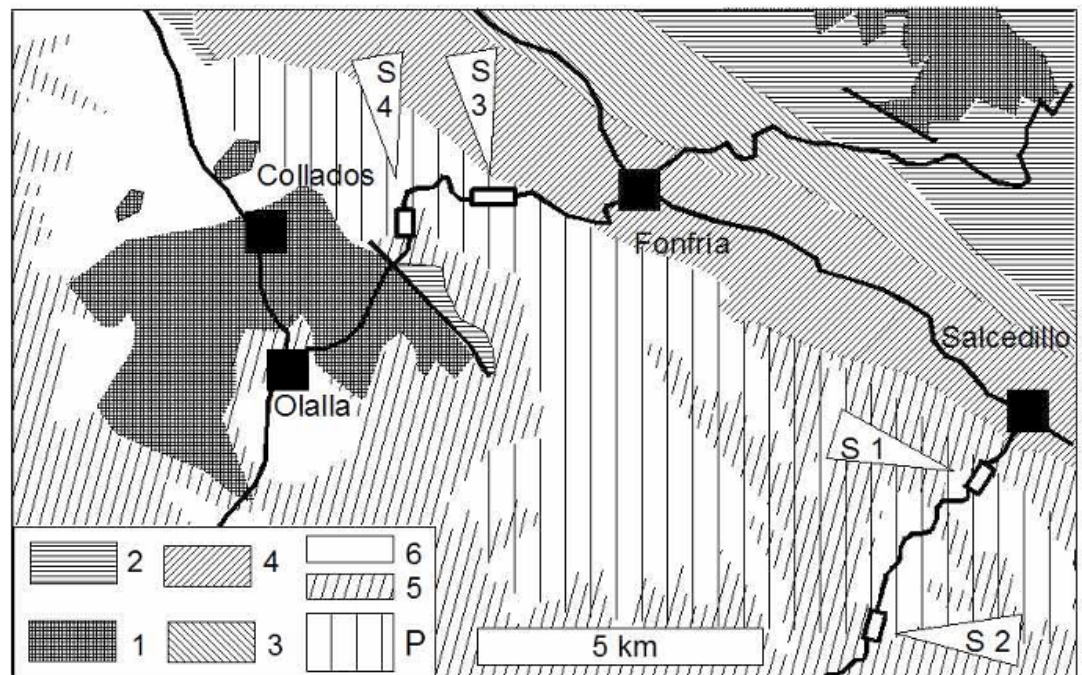


Fig.3. Mapa geológico simplificado de la zona investigada en el que pueden verse los lugares en los que ha sido posible la realización de secciones. S1 y S2

corresponden a la sección realizada a lo largo del camino (en rojo) que sale de Salcedillo hacia el SW y que permitió la realización de la columna tipo sobre la Fm. Pelarda. 1= Paleozoico; 2= Triásico; 3= Cretácico; 4= Eoceno-Oligoceno inferior; 5= Mioceno; 6= Cuaternario; P= Fm. Pelarda

- La columna tipo de la Fm Pelarda (ver Fig. 4), correspondiente al conjunto C1 de Simón et al. 2026, consiste en 3 partes que se corresponden con las que pudimos identificar en 1990 a lo largo de la carretera que une Fonfría con Olalla (cuya trinchera o lateral de la misma intersecta las capas en una sección paralela al buzamiento de las mismas, dando una información muy incompleta de la Formación en comparación con la sección de Salcedillo).

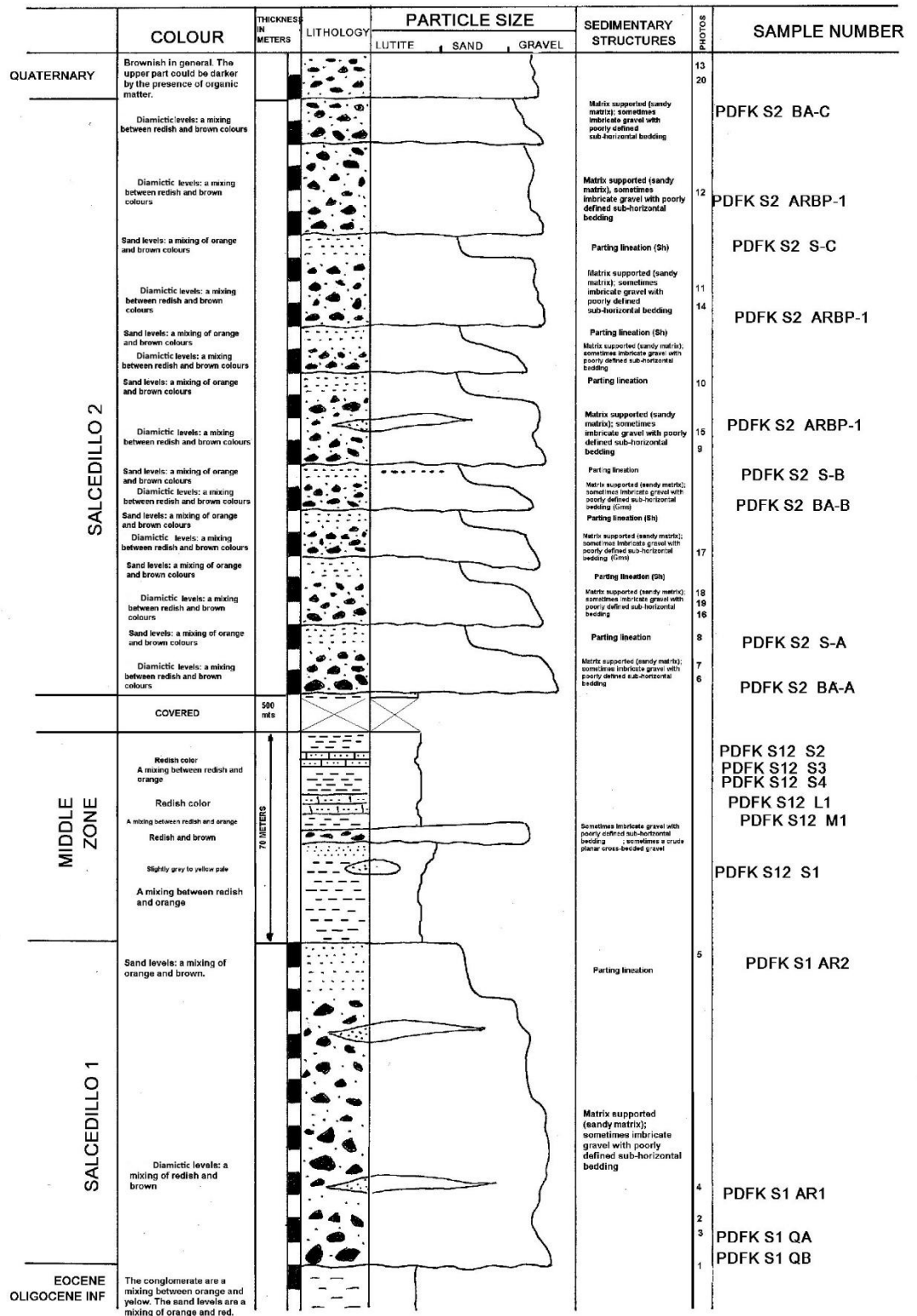


Fig.4. Columna estratigráfica, la sección tipo de la Fm.Pelarda, elaborada a partir de los datos observados a lo largo del camino marcado en rojo en la Fig.2. S1 correspondería al nivel inferior, luego vendría la zona media y S2 sería la zona superior de lo identificado por nosotros en 1990 de una forma menos detallada y sin poder apreciar tanto detalle. S1 presenta un espesor (medido con una vara 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 unos 500 m de zona cubierta donde no nos fue posible realizar ninguna observación de los materiales. Topográficamente, la zona S1 empieza a los 1204 m de altitud y la S2 a los 1244 m de altitud.

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

S1 empieza en las coordenadas UTM 30667751 E / 4536032 N (1204 m de altitud), y corresponde a una primera serie conglomerática de facies Pelarda. El contacto con los materiales del eoceno sup.-oligoceno inferior infrayacentes es aparentemente concordante aunque erosivo (Fig. 5)

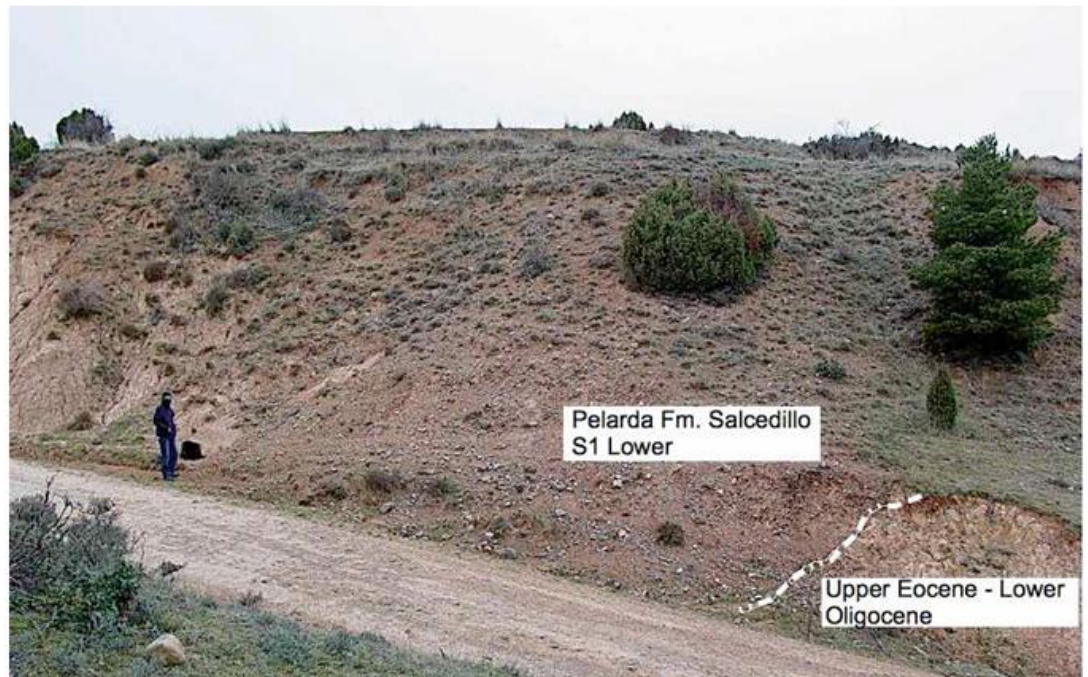


Fig.5. Contacto erosivo entre S1 (tramo inferior Fm Pelarda) y el eoceno sup. – oligoceno inf. (según ITGE, 1991) formado por niveles conglomeraticos que presentan una morfología lenticular, un espesor inferior a los 1,5 m., y se hallan dispersos entre arenas.

Consta de un nivel diamictítico de unos 12 m de espesor, con intercalaciones de areniscas y un nivel de areniscas (2 m) hacia el techo del conjunto. El conjunto muestra una ligera tendencia al granodecrecimiento hacia el techo (fining upwards), aunque dentro del nivel diamictítico existen variaciones del tamaño de grano acusadas. El nivel diamictítico es (Fig.6.):

- a. Poligénico (clastos de cuarcita Bámbola y Armoricana, filitas, esquistos y pizarras). La morfología de los clastos va desde subangulosa a subredondeada, presentando por lo general una esfericidad que va desde baja a intermedia.
- b. Heterométrico: el tamaño de los clastos puede oscilar entre 1 y 35-40 cm.
- c. Soportado por la matriz: a pesar de que puede haber zonas, escasas, donde exista una textura soportada por clastos, el conjunto presenta una importante cantidad de matriz arenosa (de arena fina a gruesa, composicionalmente similar a la de los niveles arenosos).



Fig.6. Aspecto de una parte del nivel diamíctico de Salcedillo 1. Puede apreciarse la acusada heterometría de los clastos, la naturaleza poligénica del depósito, así como la morfología de los componentes, la importante presencia de matriz arenosa y una débil disposición paralela de algunos clastos.

Como características superficiales macroscópicas de los clastos, pueden citarse: fracturas paralelas abiertas, fracturas irregulares con bifurcaciones complejas y estrías (Fig. 7.). Como características microscópicas puede citarse la presencia de rasgos planares (tanto PFs como PDFs; Fig. 18 a, 18 b y 18 c).



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

El color de este nivel es un intermedio entre el rojizo y el anaranjado amarillento de los materiales infrayacentes lutíticos (eoceno sup-oligoceno), por lo que no se descarta una cierta contribución de estos en la matriz (dentro de la fracción más fina). En general puede hablarse de una cierta estratificación definida por la disposición paralela a la misma de los clastos elongados (fig. 28), aunque existen puntos donde la misma es caótica. El buzamiento general de los materiales es de 140/36 SW.

Entre los materiales del nivel diamictítico pueden hallarse intercalaciones de areniscas sin consolidar. Composicionalmente corresponden a litarenitas (Folk, 1968) heterométricas (el tamaño oscila entre arena fina a gruesa), formadas por granos de cuarzo, esquistos, cuarcitas y pizarras. Morfológicamente los granos van desde angulosos a subangulosos (los granos de cuarzo son los más angulosos, mientras que los metamórficos acostumbran a ser subangulosos), que exhiben una esfericidad media.

El nivel de areniscas no consolidadas ubicado en la zona superior (Fig.8), corresponde a una litarenita (Folk, 1968) heterométrica (cuyo tamaño oscila entre arena fina – gruesa) y poligénica (granos de cuarzo, esquisto, cuarcita y pizarra). Morfológicamente los granos van desde angulosos (granos de cuarzo) a subangulosos (granos de rocas metamórficas), exhibiendo una esfericidad media-baja. La estructura sedimentaria destacable de este nivel es la presencia de laminación planar (parting lineation).



Fig.8. Nivel de litarenitas sito en la parte superior de Salcedillo 1. El contacto entre este nivel con la zona intermedia arenosa es difuso, por lo que no se descarta su posible inclusión en dicha zona.

- ***Tramo intermedio lutítico-arenoso:***

Entre Salcedillo 1 y 2, se halla un potente tramo lutítico-arenoso de unos 70 m de espesor (Fig.9). Esta formado básicamente por limolitas que presentan granos heterométricos de cuarzo, cuarcita (bambolar y armoricana), y rocas metamórficas (pizarras y esquistos). La morfología de los granos de cuarzo es angulosa o muy angulosa, mientras que la del resto es subangulosa. Los niveles arenosos corresponden composicionalmente a litarenitas (Folk, 1968) heterométricas, con los mismos componentes de las limolitas pero de mayor tamaño. La morfología de los mismos es similar a la de los niveles lutíticos. Entre el conjunto de lutitas y arenas es posible apreciar, en la base y cercano a Salcedillo-1, un nivel conglomerático de morfología lenticular (Fig.10), con un espesor máximo de 2 m. y con estratificación cruzada de bajo ángulo. En él hallamos clastos heterométricos de cuarcita bambolar y armoricana, y de rocas metamórficas, inmersos en una matriz arenosa. El tamaño máximo de los clastos no supera los 40 cm. El contacto de este nivel con las arenitas infrayacentes es claramente erosivo.



Fig. 9. Aspecto del nivel intermedio (tramo lutítico – arenoso). El estrato de forma lenticular en la parte superior de la fotografía corresponde a un nivel carbonatado (que no de caliza) presente entre las litarenitas.



Fig.10. Aspecto del nivel conglomerático de la zona media. Se ha remarcado el contacto con el tramo arenoso (en blanco), claramente erosivo. El buzamiento de este nivel es 140/35 SE. Las paleocorrientes, donde han podido ser medidas, indican un aporte del N – NE.

Además de este nivel conglomerático, existen dos niveles – uno cercano a dicho nivel y otro cerca ya del contacto con Salcedillo-2 – de aspecto calizo y tonalidades rojizas (Fig.9). El examen de los mismos en el campo confirma que se trata de las mismas limolitas-litarenitas de grano muy fino descritas hasta el momento pero inmersas en una matriz muy carbonatada (hecho corroborado por las preparaciones microscópicas) y con “pasadas” o zonas de acumulación de clastos de mayor tamaño. El conjunto presenta un aspecto oqueroso importante siendo posible observar “conductos” perpendiculares, oblicuos y paralelos a la estratificación. En muestra de mano, las secciones permiten ver la presencia de zonas de óxidos (zonas limonitizadas (antiguos clastos de rocas metamórficas), de color amarillento) y de zonas rojizas (acumulaciones de material de tamaño limo-arena muy fina, de color rojo vinoso), que se corresponden con “pasadas” o zonas de acumulación de arenas y conglomerados. Al movernos lateralmente a lo largo del depósito, es posible observar otros 2 niveles “carbonatados” intercalados entre las lutitas-litarenitas de grano muy fino de esta zona intermedia. Al igual que en los dos niveles hallados a lo largo del camino, es posible observar “pasadas” o zonas de acumulación de clastos de mayor tamaño. Todos ellos, presentan una corta extensión lateral, un grosor siempre inferior a los 1,5 m, y superficies afectadas aparentemente por procesos cársticos.

- Salcedillo 2 (tramo superior de la columna estratigráfica)

Serie, de unos 26 m de espesor, formada por una alternancia de niveles diamictico-arenosos (unos 9 en total; ver fig. 4), cada uno de tendencia granodecreciente hacia el

techo (fining upwards), que suprayace los materiales del tramo arenoso (fig.11) y queda cubierta (bajoyace) por un cuaternario (?) de unos 5 m de espesor (fig.12).



Fig. 11. El nivel diamíctico inicial de la serie Salcedillo 2 se dispone en contacto erosivo sobre las litarenitas de grano fino-medio de la parte media del afloramiento. Puede apreciarse la acumulación de grandes clastos cerca del contacto.



Fig.12. El cuaternario (?), de buzamiento horizontal o subhorizontal ($< 5^\circ$), sobreyace en contacto discordante a la Fm. Pelarda. Su espesor nunca supera los 8 m. Su color, marronoso, también lo hace fácilmente identificable.

Cada nivel esta constituido, por lo general, por una parte basal diamictitica , entre la que pueden apreciarse (o no) intercalaciones de cuerpos arenosos, y una parte superior arenosa (fig. 13).



Fig.13. La parte basal diamictítica de uno de los niveles de la serie, así como su contacto erosivo con la parte superior del anterior nivel. Se ha remarcado también una pequeña intercalación arenosa, de morfología lenticular, que se halla dentro del nivel diamictítico. Puede observarse una cierta tendencia a la estratificación horizontal de los clastos, aunque a menudo la disposición es caótica.

La *parte diamictítica* es:

- a. Poligénica (clastos de cuarcita bambolar y armoricana, filitas, esquistos, cuarzoarenitas rojas del buntsandstein o del pérmico, cuarzonarenitas, pizarras). La morfología de los clastos va desde subangulosa a subredondeada, presentando por lo general una esfericidad que va desde baja a intermedia (fig. 14).
- b. Heterométrica: el tamaño de los clastos puede oscilar entre 1 y 60 cm.
- c. Soportada por la matriz: a pesar de que puede haber zonas, escasas, donde exista una textura soportada por clastos, el conjunto presenta una importante cantidad de matriz arenosa (de arena fina a gruesa, composicionalmente similar a la de los niveles arenosos) (fig. 14)



Fig. 14. Aspecto poligénico, heterométrico y soportado por la matriz de la parte diamíctica. Pueden observarse clastos con fracturas irregulares con bifurcaciones complejas (centro de la foto).

El color de esta parte tiende a ser rojizo, quizás debido a la contribución de material proveniente de los clastos de cuarzoarenita rojiza del Bunts que se hallan en el depósito. Los clastos pueden presentar fracturas rotacionales (fig. 15), estrias superficiales (fig. 16), fracturas irregulares con bifurcaciones complejas (fig. 14) y en ocasiones un intenso pulido (fig. 17). Las medidas realizadas con las estrias presentes en los clastos, han permitido ver que su azimuth concuerda con el ya publicado en Ernstson & Claudin (1990) (dando un máximo en dirección SW-NE). Bajo el microscopio, las secciones delgadas realizadas de clastos de cuarcita Bambolar y Armoricana, exhiben rasgos de metamorfismo de impacto (tanto PFs como PDFs; Fig.18 a, 18b y 18c)



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



Fig.16. Clasto de filita con marcadas estrías en su superficie. Las medidas del azimut de las mismas, concuerdan con los datos ya publicados en Ernstson & Claudin (1990).



Fig.17. Clasto de cuarcita bambolar que muestra un pulido intenso en parte de su superficie y además estrías (cuyo azimuth concuerda con el ya publicado por Ernstson & Claudin (1990).

En general puede hablarse de una cierta estratificación definida por la disposición paralela a la misma de los clastos elongados, aunque existen puntos donde la misma es caótica. El buzamiento general de los materiales, allí donde puede ser medido, oscila entre 135/38 SW y 145/33 SW. La dirección de las paleocorrientes indica una procedencia del N-NE. Entre los materiales de la parte diamítica pueden hallarse *intercalaciones de areniscas*. Composicionalmente corresponden a litarenitas heterométricas (el tamaño oscila entre arena fina a gruesa), formadas por granos de cuarzo, esquistos, cuarcitas y pizarras. Morfológicamente los granos van desde angulosos a subangulosos (los granos de cuarzo son los más angulosos, mientras que los metamórficos acostumbran a ser subangulosos-angulosos), que exhiben una esfericidad baja. Como estructura sedimentaria presentan una laminación planar (parting lineation). No se observan partículas magnéticas bajo lupa binocular ni bajo la acción de un imán.

La *parte superior arenosa*, allí donde ha sido muestreada, corresponde composicionalmente a una litoarenita heterométrica (que va de arena fina a gruesa), con granos de cuarcita, esquisto, filita, pizarra y cuarzo. Morfológicamente estos granos van desde angulosos (la mayoría de los de cuarzo) a subangulosos-angulosos (los metamórficos), presentando una baja esfericidad. En ninguna de las muestras analizadas se han hallado partículas magnéticas. Como estructura sedimentaria destacable puede mencionarse la presencia de laminación planar (parting lineation). Como puede observarse en la columna estratigráfica, no todos los niveles presentan una parte superior arenosa. De hecho en los dos últimos esta parte no se halla, ya que probablemente fue erosionada o no depositada.

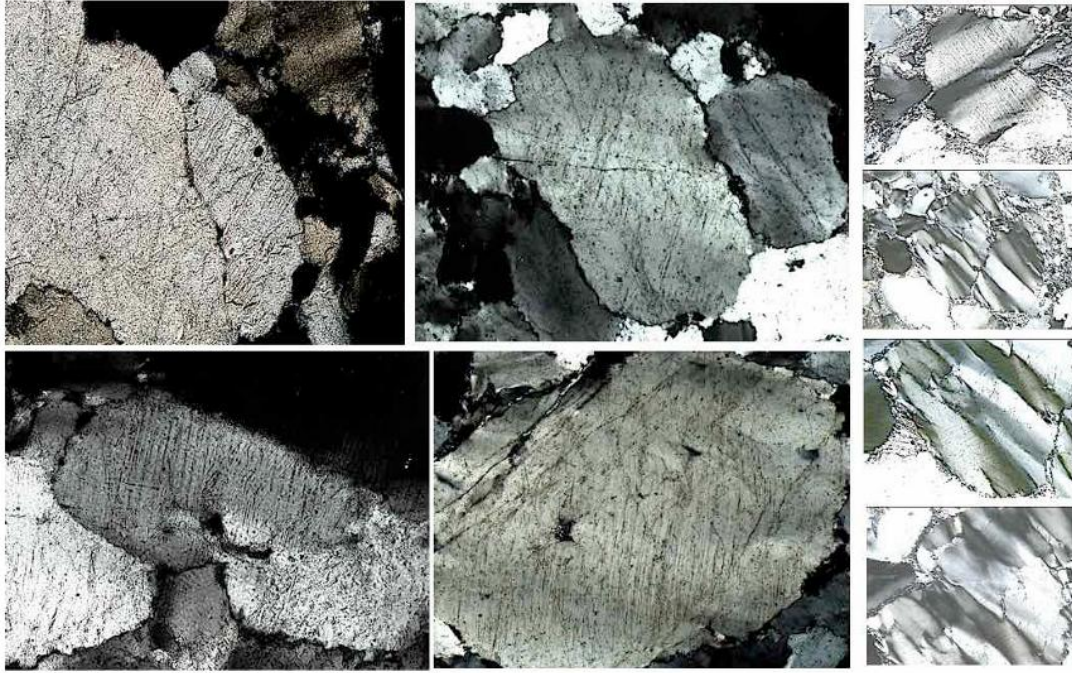


Fig. 18 a. Diferentes aspectos de PDFs en cuarzo chocado de cuarcitas de diferentes localidades dentro de la Formación Pelarda. En muchos casos, hay varias sistemas de PDF que se cruzan entre sí. Derecha: También se considera un efecto de choque en cuarzos de la formación Pelarda: bandas de kinks (pliegues en acordeón) con PDFs siguiendo las bandas. Polarizadores cruzados; las imágenes tienen un ancho de 200 - 300 μm cada una.



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

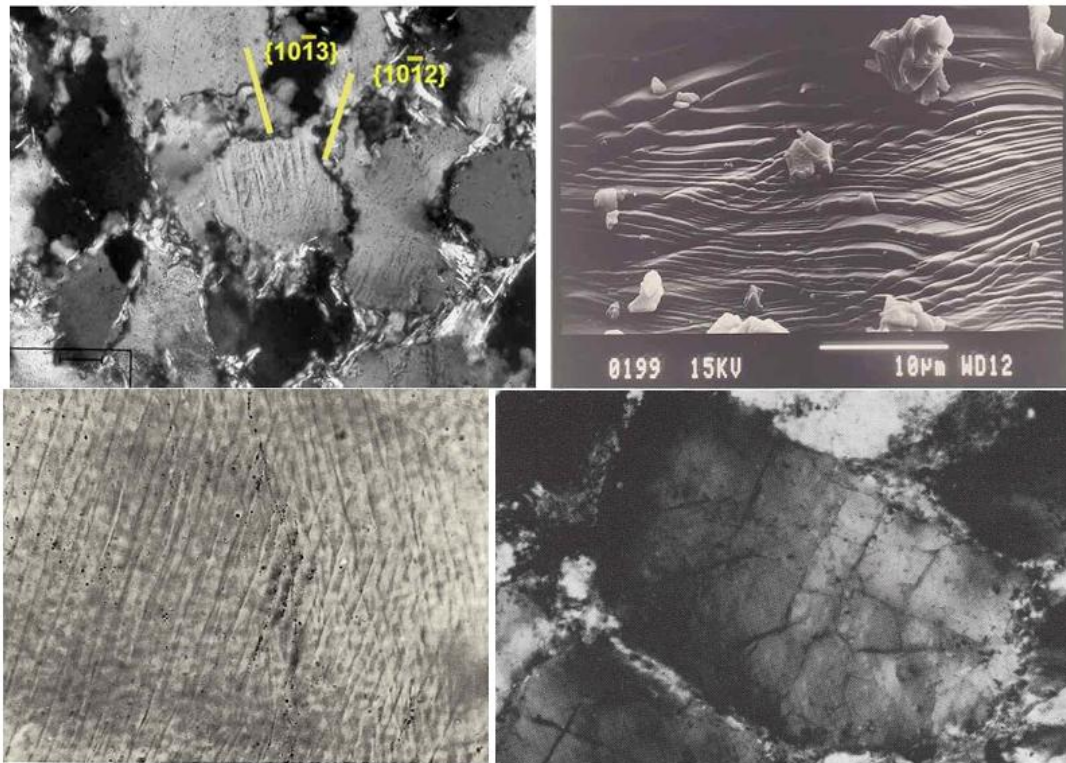


Fig 18 c. Sistemas de intersección de rasgos de deformación planar (PDFs y PFs) en cuarcitas de la Formación Pelarda a partir de investigaciones anteriores (Ernstson & Claudin 1990, Ernstson et al. 2002). Foto superior izquierda: Microscopio de polarización, polarizadores cruzados (la imagen tiene 200 μm de ancho); derecha: microscopio electrónico de barrido, la distancia de los PDF es en parte inferior a 1 μm . Imagen inferior izquierda: Dos sistemas de intersección de PDFs en primer plano (ancho de imagen 220 μm); imagen inferior derecha: múltiples sistemas de fracturas planares (ancho de imagen 440 μm).

Tras el estudio bajo platina universal estas estructuras de deformación planar presentan las mismas orientaciones cristalográficas que ya sirvieron para nuestro trabajo de 1990 (Fig. 20 d)

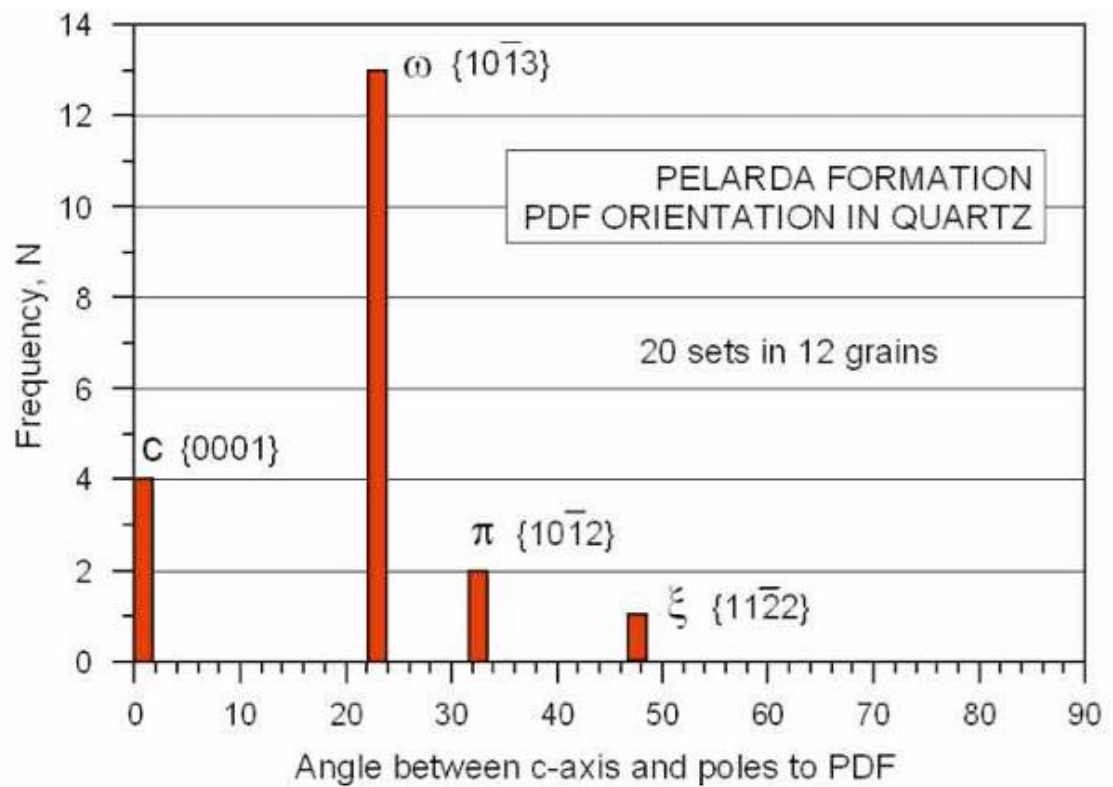


Fig. 18 d. Diagrama de frecuencia de la orientación cristalográfica de rasgos de deformación planar (PDFs) en cuarzo de la Formación Pelarda. Datos de Therriault (2000)

Un aspecto destacable en este tramo es la presencia de deformaciones tectónicas, concretamente fallas distensivas que afectan a determinados tramos (partes arenosas o conglomeráticas), pero sin afectar a la totalidad de las partes bajoyacentes o suprayacentes (fig. 19).



Fig-19. Falla distensiva que afecta al tramo arenoso situado justo enfrente de W. Monninger y la parte inferior del tramo diamítico del siguiente nivel que, no obstante, muestra una disposición de los clastos situados encima que claramente “fossiliza” la falla.

De las observaciones de campo se deduce que el mecanismo es sindeposicional, correspondiendo a una rápida secuencia de erosión, sedimentación, fallamiento y flujo dentro de una “limitada unidad”. Lo mencionado podría representarse como (Fig.20)

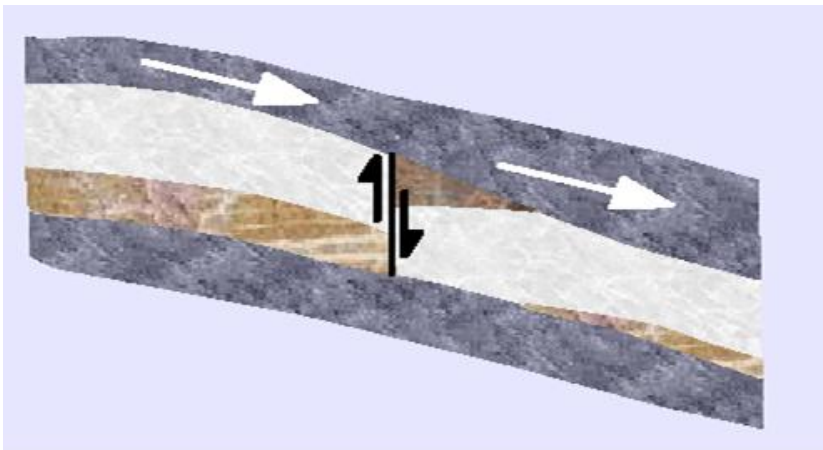


Fig.20. Representación esquemática del mecanismo sindeposicional de la Fig.19.

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

ninguna sección que permita ver el aspecto de los materiales, por lo que tan sólo podemos ver la litología de los mismos debido al arado de los campos por los agricultores de la zona. Es evidente que se trata de materiales correspondientes a la Fm. Pelarda, ya que el mioceno esta formado, en esta zona, exclusivamente por brechas de clastos paleozoicos y lutitas (IGME, 1977; ITGE, 1989 y 1991; observaciones propias de campo). Entre los “materiales de desecho”, básicamente clastos que molestan por su tamaño para la roturación del campo (Fig. 21), podemos observar clastos de conglomerados del Eoceno-oligoceno, además de clastos de cuarcita Bámbola, cuarcita Armoricana, del Buntsandstein y de calizas del jurásico.



Fig.21. Entre los “materiales de desecho”, básicamente clastos que molestan por su tamaño para la roturación del campo, podemos observar – al lado del localizador GPS – un clasto de conglomerados del Eoceno-oligoceno (Fig 22), además de clastos de cuarcita Bámbola, cuarcita Armoricana, del Buntsandstein y de calizas del jurásico.



Fig. 22. Detalle del clasto de conglomerados del eoceno sup-oligoceno localizado entre los materiales de desecho de la Fig. 21. La comparación con los conglomerados del Eoceno sup-oligoceno (fig. 22) muestra las similitudes composicionales.

- **Carretera Olalla - Fonfría** (S 3 y S 4 de la Fig. 3):

Los afloramientos que, sitios a lo largo de la carretera que une Fonfría con Olalla, han permitido realizar alguna sección estratigráfica, quedan restringidos a la zona S 4 de la fig. 3. El porqué de esta situación tiene una fácil explicación. En la figura 23 se ha procedido a trazar, de modo aproximado, la proyección “teórica” de las capas que conforman los materiales de la Fm. Pelarda. Esta proyección, a todas luces no muy válida para materiales de estas características (ya que teóricamente pueden variar de dirección y buzamiento debido a sus características deposicionales), si que nos permite explicar dos puntos interesantes. El primero de ellos consiste en el aspecto masivo y diamictítico que presenta la Fm. Pelarda en la carretera entre Fonfría, el alto de Pelarda y los primeros 2 Km de bajada hacia Olalla (punto S 3 de la fig. 23; ver fig. 24) . Este aspecto se debe a que se esta intersectando las capas en dirección paralela a su rumbo.

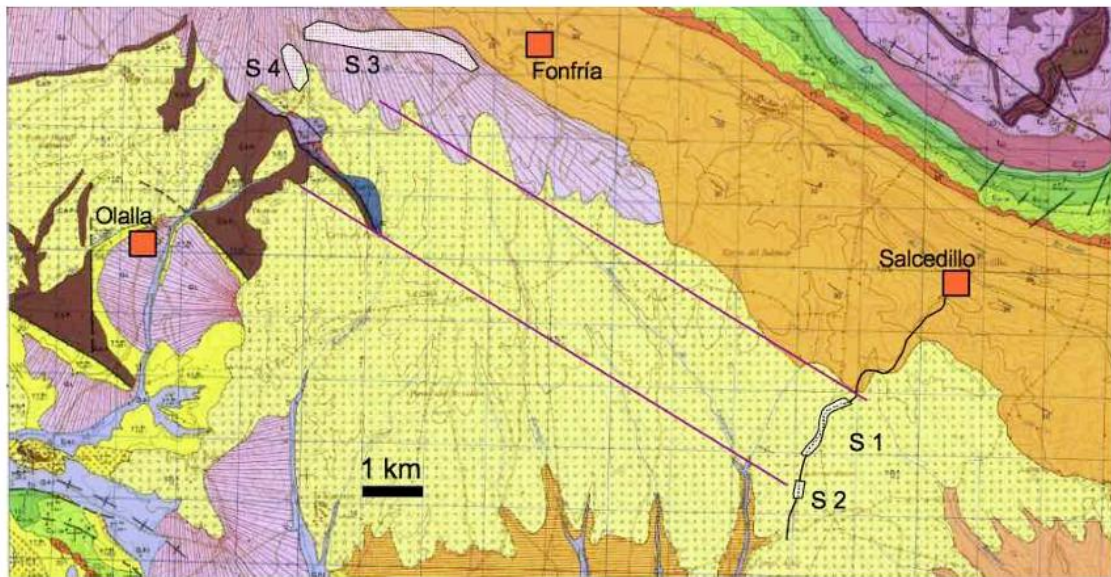


Fig. 23. Ubicación de las zonas S3 y S4 en el mapa geológico, obviamente erróneo, a escala 1:50000 (hoja nº 492 de Segura de los Baños), elaborado por el IGME en 1977. Las líneas de color morado vienen a representar la “continuidad teórica” lateral de los materiales de la Fm. Pelarda, teniendo en cuenta una dirección promedio de 140° (resultado de hacer la media entre las direcciones medidas en Salcedillo 1 y 2, y el tramo lutítico-arenoso)



Fig. 24. Aspecto masivo y diamictico de la Fm. Pelarda en el afloramiento correspondiente al punto 3 de la Fig. 23 (S3 de la Fig.3). Un megaclasto, de unos 9 m de extensión, del Buntsandstein está intercalado entre los materiales. Cabe recordar que la coloración rojiza de la matriz de la Fm. Pelarda se debe a las aportaciones de material del Buntsandstein.

A medida que la carretera se acerca a la perpendicular a dicha dirección, las características deposicionales se asemejan más a las observadas en Salcedillo (figs. 25, 26 y 3).

En cuanto al segundo punto: A medida que vamos de Fonfría hacia Olalla, vamos visualizando la formación desde su base hasta su techo.



Fig.25. Aspecto de la Fm. Pelarda en los afloramientos de la zona 4 (ver fig. 23). Una zona arenosa (ar) (con pasadas de diamictitas) está intercalada dentro de un tramo diamictítico (dia). El buzamiento de los materiales en esta zona es de 26° hacia el SW. cu = Cuaternario. 42

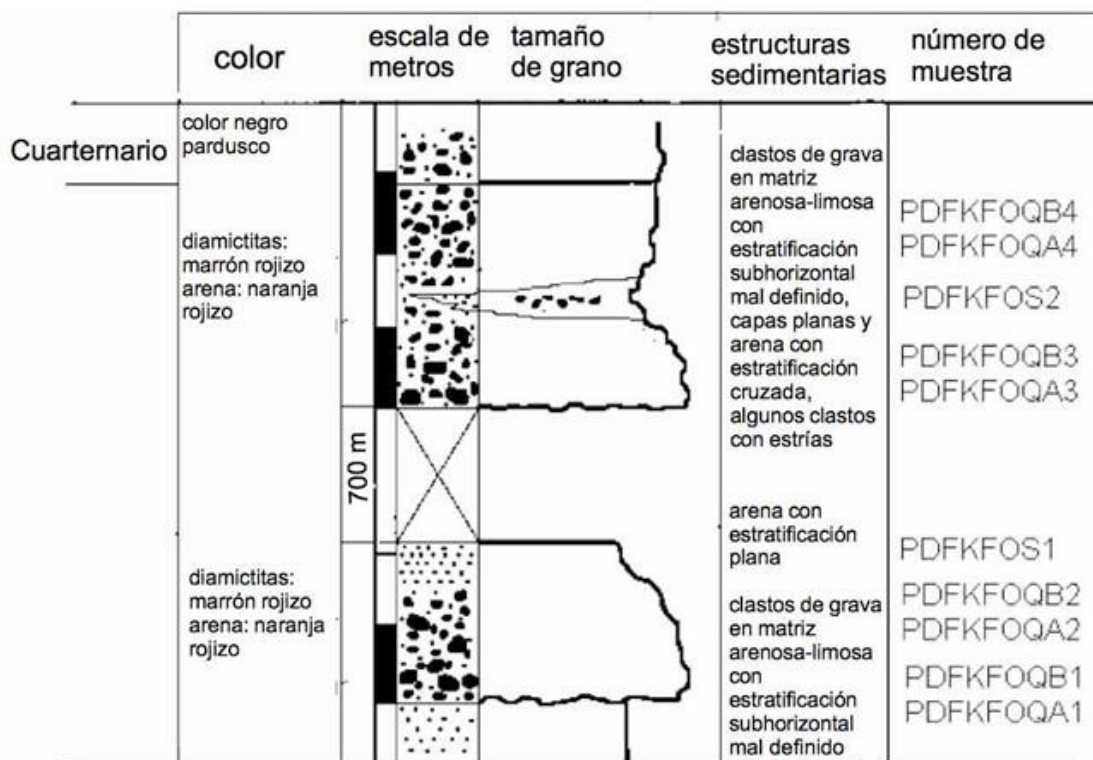


Fig.26. Columna estratigráfica correspondiente a dos afloramientos localizados en la zona S 4 (fig. 23) y separados por una distancia de 700m. Existe semejanza entre los niveles aquí observados y los de Salcedillo. Cualquier correlación entre ambas zonas deviene imposible al no haber ningún nivel guía. En la columna de espesor, cada intervalo representa 1 m. Observese como en cada caso es siempre la de una secuencia granodecreciente que empieza con una base diamíctica de clastos tamaño grava y bloques soportados por una matriz arenosa, y que finaliza con una zona arenosa (litarenítica) en la que puede observarse estratificación planar la mayoría de las veces.

Precisamente avanzando hacia el techo de la Formación, en el tramo S 4 de la fig. 23, encontramos bloques de cuarcita Bámbola superiores a 1 m con estrías en su superficie. De igual modo, frente al santuario de Pelarda encontramos un afloramiento de Buntsandstein en medio de los materiales de la Fm. Pelarda (figs. 27 y 28). Dicho afloramiento, cartografiado por Monninger (1973), permite observar clastos del Buntsandstein con fracturas rotacionales y con marcas de impacto (fig. 29).

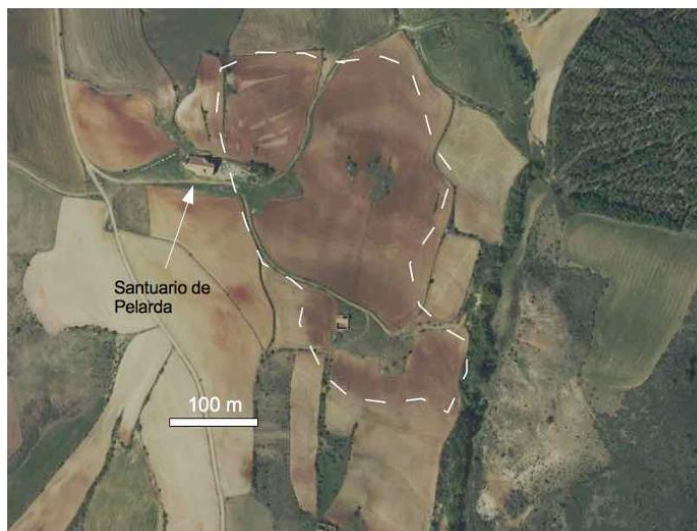


Fig. 27. El bloque del Buntsandstein en el centro de la Formación Pelarda puede ser reconocido por su color característico y, por lo tanto, también puede ser cartografiado en la fotografía aérea. Según Monninger (1973) el bloque Buntsandstein se encuentra invertido. Fotografía aérea Apple Maps.

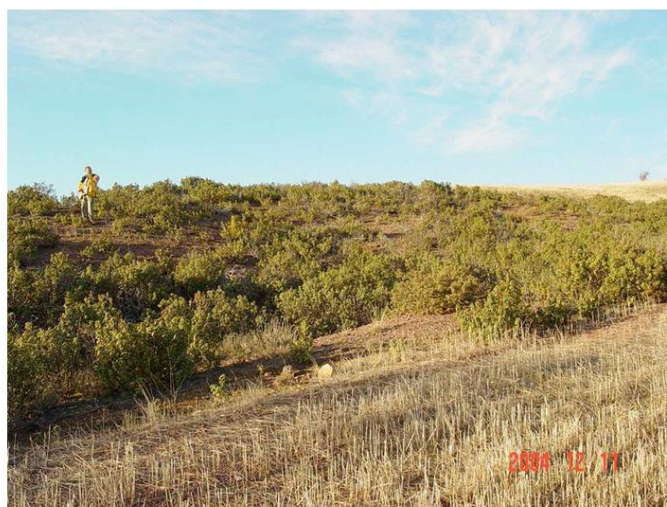


Fig. 28. Afloramiento del megabloque Buntsandstein invertido que probablemente fue transportado por la Fm. Pelarda. La extensión de esta zona es superior a los 300 metros.



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

Al igual que en Salcedillo, los clastos de los tramos diamictíticos presentan fracturas rotacionales, estrías en su superficie, fracturas paralelas abiertas y fracturas irregulares con bifurcaciones complejas. Todas estas características, descritas ya con anterioridad por Ernstson & Claudin (1990), son indicativas de la acción de intensa presión confinante en el momento de la deposición.

La Fm. Pelarda finaliza, pocos metros antes del afloramiento de la brecha suevítica basal, que la sobreyace, en un tramo de brechas. Este conjunto fue descrito y cartografiado por Monninger (1973) al cual denominó brecha de pared (rim breccia) y lo dividió en dos partes que denominó P y M. P es una brecha constituida por componentes paleozoicos de composición arcillo-limosa con transición a clastos de cuarcita inmersos en una matriz cuarzoarenítica que predominan hacia la carretera (la sección S4 de nuestro estudio). Los clastos de cuarcita Armoricana 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 constituida por bloques de caliza que pueden tener un tamaño superior a 1m y con una textura similar a la de P.



Fig.30. Aspecto del tramo de brechas de cuarcita armoricana situado sobre la parte superior final de la Fm. Pelarda, cerca ya del afloramiento de la brecha basal.



Fig.31. Fractura rotacional en un clasto de cuarcita del nivel de brechas bajo el que finaliza la Fm. Pelarda. No hay ninguna fracturación en la parte posterior.

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

- *“La baja calidad de los afloramientos dificulta su cartografía y la caracterización estratigráfica y estructural.”* Esta afirmación no es del todo cierta. Se puede realizar una caracterización completa de la Fm. Pelarda y definir su columna tipo (secuencia tipo; Fig.4) a lo largo del camino que sale de Salcedillo (ver Fig. 2). También se pueden muestrear los niveles para realizar una caracterización petrográfica, granulométrica y textural de los mismos. A la vez, en la zona comprendida por nuestro estudio (Claudin&Ernstson, 2019) es posible ver las relaciones entre la secuencia tipo, es decir entre la Fm. Pelarda ss. y los diferentes materiales del paleozoico, mesozoico y cenozoico de la zona. Lo que NO es posible es establecer correlaciones estratigráficas con otras zonas dada

la imposibilidad (hasta el presente) de localizar otros caminos que permitan realizar otras columnas estratigráficas tan detalladas.

- *“Cortés Gracia y Casas Sainz (1996) asumen para los conglomerados de Sierra Pelarda el mismo modelo propuesto por Moissenet (1980): materiales continentales del Cenozoico cabalgados por el Triásico y Paleozoico de Olalla-Collados. Lo mismo hacen Aurell et al. (2022), que consideran los “Pelarda conglomerates” una continuación de la serie basal de la Cuenca de Montalbán.”* Pues debe ser que nosotros no nos enteramos de ello ya que en el artículo citado de Gracia & Sainz (1996) no se habla de la Fm. Pelarda y en Cortés & Martínez (1999) se le asigna el origen y edad del trabajo de Ferreira et al. (1991) o lo que es lo mismo pliocuaternario y por coladas de barro. Además durante la salida de campo del 6th ESF-IMPACT Workshop (Impact Markers in the Stratigraphic Record (celebrado en Granada, 2001) realizada en Azuara, Cortés Gracia insistió una y otra vez (junto con Aurell, Sanz Rubio y Díaz Martínez) en que la Fm. Pelarda era una raña de edad cuaternaria. E insistió en ello en un artículo posterior (Cortés et al., 2002). Respecto al artículo de Aurell et al (2022), la única mención a la Fm. Pelarda aparece en la bibliografía al citar el artículo de Adrover et al (1982) que utilizan en su escrito para un conjunto de carófitas que se halla en Segura de los Baños y que fue estudiado por Adrover et al (1982; y que son en la actualidad el referente seguido por los autores de este artículo bajo réplica). Más parece un buen intento por blanquear a los mencionados autores sobre su error y obstinación al mantener y no enmendar la edad y génesis para esta Formación a lo largo de estos años.
- *“La tercera interpretación para los conglomerados cuarcíticos culminantes, claramente distinta de las anteriores, parte del trabajo de Ernstson et al. (1985), que argumentaba la existencia de un impacto meteorítico paleógeno en la zona de tránsito de la Cordillera Ibérica a la Cuenca del Ebro. Aurell et al. (1993) demuestran la inconsistencia de esa interpretación, presentando argumentos sólidos basados en el conocimiento de la estratigrafía y la tectónica regional: la estructura del área de Azuara la determinan simplemente pliegues y cabalgamientos arqueados recubiertos por el Mioceno discordante de la Cuenca del Ebro; brechas y megabrechas atribuidas al impacto son, en realidad, calizas brechoides del Jurásico inferior (Fm. Cortes de Tajuña) o conglomerados cenozoicos deformados a pequeña escala por la compresión alpina; la “ejecta” de Sierra Pelarda es un conglomerado de cantos redondeados típicos de ambientes fluviales o aluviales. Por tanto de las tres hipótesis sobre la zona ésta no se tiene en cuenta.”* Seguimos como siempre en cuanto a la circularidad de Azuara, al principio la negaban y luego se trataba de pliegues y cabalgamientos arqueados por la tectónica normal. Ninguno de los autores impactistas ha dicho nunca que la Fm. Cortes de Tajuña fuera producida durante el impacto. Lo que si se ha dicho es que en la zona de Belchite, en una zona de la pared del cráter donde esta formación aparecía, había sido afectada por el impacto dando lugar a megabrechas (las brechas originales fueron afectadas y brechadas otra vez dando megabrechas). Esto se ha repetido diversas veces

pero Aurell y Cia siguen una y otra vez con su cantinela para dominar el relato. En cuanto a las brechas, que decir. Es una barbaridad decir que tanto las brechas como las megabrechas por nosotros mencionadas corresponden a calizas brechoides de la Fm. Cortes de Tajuña. Por poner un ejemplo en la zona de contacto de la Fm Pelarda con el Mushchelkalk (Fig. 32) puede observarse un dique de brechas formado por fragmentos del Muschelkalk inmersos en una matriz lapillitica (Figs 33 y 34). Como puede apreciarse no se trata de brechas del Jurásico inferior.....Como este podríamos poner más ejemplos.



Fig. 32. La Fm. Pelarda sobreyace a los materiales del Paleozoico (parte superior derecha de la fotografía) y a los del Mesozoico (calizas del Muschelkalk intruidas por el dique de lapilli (ver figs. 33 y 34)). Subyace respecto a la brecha basal (30656447 E / 4539152 N; 1306 m. de altitud), que a su vez sobreyace al Paleozoico, al Muschelkalk y a las brechas de cuarcita Armoricana en este punto.

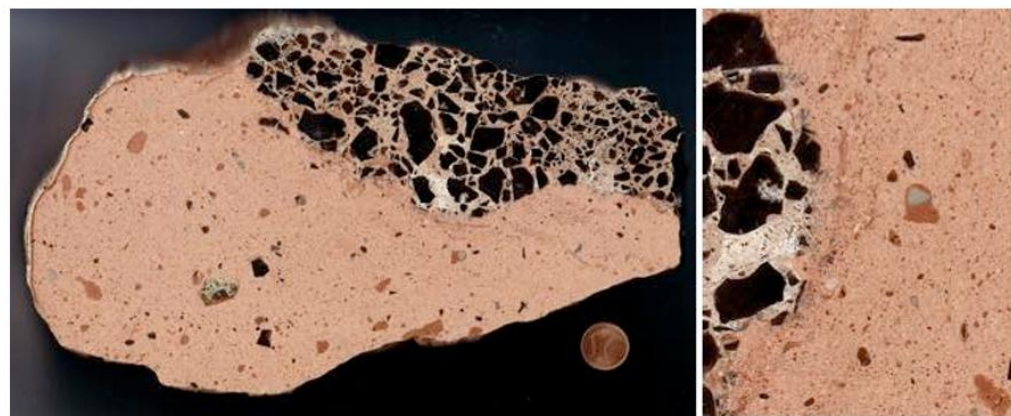


Fig. 33. Sección pulida del dique de brechas lapillítico que intruye a los materiales del Muschelkalk. Pueden apreciarse los fragmentos del

Muschelkalk (color oscuro) inmersos en una matriz de lapilli acrecional de color anaranjado. (diámetro de la moneda: 16mm)

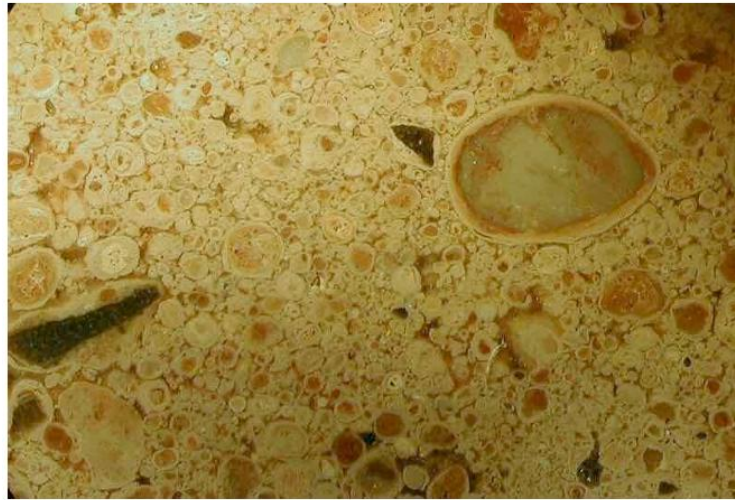


Fig.34. Sección pulida de la roca lapillítica con fragmentos angulosos de caliza (de color oscuro) y de cuarcita (color rojizo-gris), rodeados por capas acrecionales concéntricas de sílice y carbonato.

En cuanto a los conglomerados cenozoicos deformados a pequeña escala por la compresión alpina, mejor unas imágenes que mil palabras (Figs 35,36 y 37)



Fig. 35. Una fractura rotacional en un clasto calizo, procedente del nivel de brechas sito en inmediato contacto entre el Paleozoico y los materiales datados como miocénicos por el IGME (1977) y el ITGE (1991) de la zona (En las coordenadas 30655445E / 4536964 N (al lado del río en dirección Fonfría-Olalla, cerca ya de Olalla)).



Fig.36. Clasto del Bundsanstein (no es del mesozoico) que ilustra las suaves deformaciones que según Aurell provoca la deformación alpina en los materiales de la zona de Azuara. A pesar de la intensa deformación el clasto sigue cohesionado aunque evidentemente no puede ser transportado por corrientes que no impliquen presión de confinamiento intensa. Curiosamente, las deformaciones observadas en los materiales de la Fm. Pelarda no son observables en otros materiales de la zona. ¿Casualidad?



Fig. 37. Clasto de cuarcita bámbola intensamente fracturado. Las fracturas irregulares observadas son incompatibles con un transporte, que disgregaría la muestra e indican una rotura in situ bajo gran presión de confinamiento.

Respecto a que la Fm. Pelarda es *un conglomerado de cantos redondeados típicos de ambientes fluviales o aluviales* queda contestada mediante la exposición de nuestras observaciones en la zona de Salcedillo. Ni son conglomerados (son más bien diamictitas), ni es típica de ambientes fluviales o

aluviales por las características observadas en sus componentes (tanto macroscópicas como microscópicas). La serie observada en Salcedillo (ver Fig.4) ilustra un secuencia formada por una alternancia de unidades granodecrecientes formadas siempre por una base diamíctica de cuarcita Bámbola y Armoricana, filitas, esquistos y pizarras soportados por la matriz generalmente y que pasa hacia un techo constituido por arenas (litarenitas) que acostumbran a presentar estratificación planar. En el interior de cada parte diamíctica puede haber lentejones de litarenitas o de limolitas. Al mirar la evolución del conjunto en vertical, no solo a lo largo del camino que sale de Salcedillo, puede apreciarse que la serie es granocreciente hacia el techo (en la parte superior podemos encontrar clastos de Bámbola de más de 1m de diámetro y megabloques del buntsandstein entre los materiales). Hay que recordar también que si bien en la base de la serie los materiales son paleozoicos básicamente, aunque con una contribución acusada del buntsandstein entre la matriz lo que le confiere ese color rojizo característico, hacia el techo los materiales predominantes – al menos en la sección de Salcedillo – son cenozoicos (con clastos de materiales eocénicos). Es decir una inversión de la montaña invertida típica del desmantelamiento de un relieve preexistente en el que primero se depositan los materiales más jóvenes... Si a esto le unimos las características petrográficas de los cantos que exhiben rasgos de metamorfismo de choque (PDFs y PFs), en todas las unidades referidas a lo largo de la serie, pues muy típico de ambientes fluviales y aluviales no parece.

- *“Las evidencias publicadas sobre esta unidad son poco explícitas: no se muestran cartografías detalladas, ni fotos panorámicas o de afloramiento que las avalen; sólo algunas fotografías y descripciones de los materiales, junto a consideraciones generales sobre su relación con superficies de erosión y con las estructuras tectónicas.”... El que Simón et al. (2026) hayan decidido no discutir en su escrito sobre la hipótesis impactista es obviamente una opción personal, justificable o no, pero en cualquier caso lo que no es válido es no contrastar la información más reciente publicada sobre el tema. Información en la que podrían haber visto la sección de Salcedillo y las relaciones de la Fm. Pelarda con los diferentes materiales de la zona, y que les hubiera evitado realizar afirmaciones de este tipo claramente erróneas (además de alguna que otra calicata...).*
- *“En las publicaciones previas el aspecto de los materiales de la Pelarda era el de conglomerados constituidos por cantos y bloques redondeados de hasta 1 m de diámetro de composición mayoritariamente silíceo (cuarcitas y areniscas de origen paleozoico y triásico). Los autores reconocen que aunque este es el aspecto del depósito en algunos lugares, el reconocimiento de campo en las laderas y piedemontes y en las partes culminantes de la sierra (a partir de afloramientos en ciertos barrancos incididos o, alternativamente, en catas de reconocimiento realizadas mediante retroexcavadora) ha mostrado que la casuística es más compleja”... Como ya hemos comentado, en nuestro artículo de 2019 esto ya queda reflejado a lo largo del itinerario realizado en Salcedillo que permitió la elaboración de la columna estratigráfica tipo de la Fm. Pelarda. O lo que es lo mismo, si bien hay zonas en las que el depósito no*

es fácilmente reconocible, en la zona de Salcedillo el depósito lo es y por tanto susceptible de su estudio.

- *“En este estudio se han diferenciado cuatro conjuntos litológicos que contienen los característicos cantos redondeados silíceos de la fácies Pelarda pero que difieren claramente en sus rasgos litológicos y texturales, así como en su disposición y edad. No presentan continuidad estratigráfica y han sido denominados conjuntos C1 a C4. De más antiguo a más moderno corresponden a: serie conglomerática estratificada e inclinada (C1); conglomerados y areniscas estratificados subhorizontales (C2); gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas en altitudes medias y altas de la sierra (C3), y gravas no cementadas, desestructuradas y no estratificadas del piedemonte oeste de la sierra (C4).”* ... El conjunto C1 es el que corresponde a nuestra columna elaborada en la zona de Salcedillo. Ni que decir tiene que el grado de precisión de nuestro estudio es superior al aportado por Simón et al. (2026) dado que a lo largo del itinerario de Salcedillo (Fig.2) las condiciones observacionales son mejores. A pesar de ello, si que hay algo que nos gustaría remarcar: ¿porqué Simón et al. (2026) no han realizado investigaciones petrográficas de los clastos presentes en estos niveles? Ello sería interesante para contrastar nuestras observaciones con las de F. Langenhorst, cuyas afirmaciones sobre estructuras presentes en preparaciones procedentes del Poyo del Cid (lejos, muy lejos de la estructura) sirvieron para decir que no hay metamorfismo de impacto en los clastos de la Pelarda ni en otros clastos de la zona. Afirmaciones que rápidamente – y sin contrastar – fueron adoptadas por los no impactistas para mantener su relato. En cuanto a los otros conjuntos C2, C3 y C4, nosotros tan solo – en la zona estudiada – hemos identificado unos materiales discordantes sobre el conjunto C1 que hemos supuesto como pertenecientes al cuaternario (Fig. 12). Es curioso que dadas las condiciones de dificultad de observación y de continuidad lateral reconocidas por los autores del presente estudio (Simón et al. (2026)), asignen edades y relaciones espaciales a dichos conjuntos C2, C3 y C4.
- *“El conjunto C1 es el que representa la mayoría de la Fm Pelarda. Sus capas muestran estratificación inclinada de dirección NW-SE a WNW-ESE y un buzamiento que varía entre 25° y 40°S en la vertiente norte, y que tiende a disminuir hasta 18-20°S en la zona culminante de Sierra Pelarda y en su vertiente sur. Teniendo en cuenta el buzamiento y la anchura de afloramiento a lo largo de la sierra (superior a 2 km), el espesor de todo este conjunto de conglomerados con intercalaciones de areniscas y lutitas se estima en 800-900 m. Las superficies de erosión SEF2 y SEF3, del plioceno, han afectado a C1.”*... Efectivamente el C1, fácilmente visualizable en la zona de Salcedillo, permite la identificación y representación de la mayoría de características de la Fm. Pelarda. Respecto a su espesor total (contando las 3 zonas de la columna de la Fig. 3) a nosotros nos parece más acertado alrededor de 400 m.

Evidentemente con posterioridad a la deposición de C1, este conjunto se vio sometido a las etapas de erosión post-oligocénicas.

- *“El área fuente de los cantos silíceos que conforman el potente depósito de conglomerados de Sierra Pelarda asignado a C1 se situaría hacia el oeste de la misma (Fig. 15A). Los abanicos aluviales procedentes de esta área fuente silícea convergerían, hacia el centro-este de la Cuenca de Montalbán (sur y sureste de Segura de los Baños), con los abanicos aluviales fundamentalmente carbonatados de procedencia norte descritos por Pérez (1989). La fuente de los materiales silíceos de Sierra Pelarda (conjunto C1) se sitúa actualmente en el sustrato paleozoico de la cuenca neógena de Calatayud. Este sustrato está formado por unidades cámbricas (e.g., Fms. Bámbola, Daroca o Embid) y, en menor medida, ordovícicas en las que dominan rocas silíceas (cuarzoarenitas/areniscas cuarcíticas y conglomerados), a veces, en bancos potentes (>2 m) (Lotze, 1929; Gabaldón et al., 1991; Liñán et al., 2004)”*. ... Los clastos presentes en la Fm. Pelarda muestran rasgos de metamorfismo de impacto (PDFs y PFs; figs 18 a, 18b, 18c) y estriaciones en su superficie. Rasgos que no se observan en las muestras recogidas en dos campañas (una en el año 1990 y otra en 1995) en las zonas de la carretera que une Mainar y Codos (muestras de F. Bámbola), entre Huermeda y Embid (muestras de la Fm. Bámbola) y muestras recogidas en un alto localizado a 1250 m de altitud entra Atea y Used (muestras de cuarcita armoricana). En todos estos casos ninguna de estas muestras presenta los rasgos observados en los clastos de la misma litología y edad de la Fm. Pelarda.

El área fuente de los materiales, a tenor de las paleocorrientes y el azimut de las estrías, estaba situada en el N-NE. La morfología subredondeada-subangulosa de los clastos presentes tanto en los niveles conglomeráticos, como en los de litarenitas y lutitas (limolitas de grano grueso), es una prueba en contra de una génesis sedimentaria ligada a un abanico aluvial adosado a relieves cercanos. En este caso sería de esperar, dadas las características deposicionales (concordantes, si se tiene en cuenta esta hipótesis, con una baja eficacia de transporte (Colombo, 1989)), una mayor angulosidad en los clastos dada la poca distancia del abanico (que en principio sería similar a los de tipo II del ITGE (1991)). La génesis por sistemas fluviales cuyas corrientes procedían del área de Codos, utilizada para explicar la presencia de clastos de cuarcita Bámbola en los materiales de la Formación (Adrover, 1982; Carls, 2005 (comentario personal)), contraviene las paleocorrientes que se han podido observar, así como las características deposicionales ya citadas. La ausencia de clastos calizos del Mesozoico en los niveles inferiores, y el grado de redondez de los clastos presentes en el depósito, nos inducen a pensar en características heredadas. Como ya hemos comentado en otros trabajos (Ernstson & Claudin, 1990; Ernstson et al., 2002), los materiales provendrían de moladas – depositadas en la parte interna de lo que hoy es la estructura de Azuara – afectadas por el impacto y que habrían sido eyectados y posteriormente “re-depositados”. El impacto conllevaría la superposición sobre las características heredadas de los clastos de rasgos de impacto mesoscópicos y microscópicos. Igualmente permitiría explicar la presencia de

grandes bloques de cuarcita Bámbola, de megaclastos/megabloques del Buntsandstein a lo largo de la Formación, y de los clastos del Paleógeno incorporados en el seno del depósito.

- *“La aparente contradicción entre la altura actual de los materiales de esta área fuente (en torno a 900-1000 m) y la altitud de los depósitos derivados de ella en Sierra Pelarda (hasta 1500 m) puede resolverse si se tiene en consideración la estructura tectónica de la región, especialmente la derivada de su evolución posterior. Por un lado, la cuenca neógena de Calatayud, y su sustrato paleozoico, están limitados por el este por el segmento de falla NNW-SSE de Cucalón-Pancrudo, cuyo salto vertical plio-cuaternario (post SEF3; 3,5 Ma) se ha evaluado en el sector de Lagueruela (oeste de Sierra Pelarda) en unos 300 m (Peiro, 2023; Peiro et al., 2024). Este salto probablemente superaría los 500 m si se considera en conjunto la evolución neógena de la cuenca (Fig. 15B, C). La restitución de este salto normal neógeno-cuaternario situaría el sustrato paleozoico de la Cuenca de Calatayud a una altura similar o mayor que los conglomerados del conjunto C1 localizados en la parte culminante de Sierra Pelarda, actualmente en el bloque levantado de esa falla normal. Por otro lado, este segmento de falla resulta de la inversión negativa de un sistema imbricado de cabalgamientos de similar orientación, quizás con directriz más ibérica (NW-SE), que se reconocen en el entorno de la localidad de Lagueruela y al noreste y este de la localidad de Collados (suroeste de Sierra Pelarda. Se interpreta que el área fuente de los conglomerados silíceos de C1 de Sierra Pelarda sería el bloque superior de este sistema de cabalgamientos, cuyo rebaje erosivo dio lugar al depósito de este conjunto. Esta nueva propuesta paleogeográfica para la parte alta 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 poder proponer una procedencia de los materiales que conforman el depósito de la Pelarda desde el sustrato Paleozoico de la cuenca de Calatayud, Simón et al (2026) necesitan realizar una nueva propuesta – como ellos reconocen – en la cual, como no, toda una serie de fallas elevan y bajan bloques para poder justificar el origen en la zona de Calatayud de los materiales en esa zona. Para nosotros, tal y como explicamos en nuestro artículo de 1990 y el de 2019, y en el anterior punto de esta réplica, los materiales provendrían de molasas – depositadas en la parte interna de lo que hoy es la estructura de Azuara – afectadas por el impacto y que habrían sido eyectados y posteriormente “re-depositados”. El impacto conllevaría la superposición sobre las características heredadas de los clastos de rasgos de impacto mesoscópicos y microscópicos. Igualmente permitiría explicar la presencia de grandes bloques de cuarcita Bámbola, de megaclastos/megabloques del Buntsandstein a lo largo de la Formación, y de los clastos del Paleógeno incorporados en el seno del depósito. Además concordaría con las paleocorrientes y el azimut de las estrías que indican que el área de procedencia estaba situada en el N-NE.*

- *“Conclusiones: Los conglomerados silíceos que forman el cuerpo de la Sierra Pelarda, caracterizados por su abundancia en bloques redondeados procedentes de cuarcitas y areniscas paleozoicas y triásicas, pertenecen a un potente tramo de la serie paleógena de la Cuenca de Montalbán, de unos 800 900 m de espesor y atribuible esencialmente al Eoceno medio-superior (UTS T2 de la Cuenca de Montalbán. Su área fuente fue el bloque superior de un sistema de cabalgamientos activados durante la compresión alpina, y posteriormente invertidos durante la extensión neógena para dar lugar a un segmento de la zona de falla de Cucalón-Pan crudo. Actualmente, los materiales de dicha área fuente se hallan cubiertos por el relleno neógeno de la Cuenca de Calatayud. Partiendo de esos conglomerados originales (conjunto C1), los cantos y bloques que contienen el resto de materiales aluviales en la sierra y su entorno vienen reciclados de ellos durante su desmantelamiento erosivo a partir del Oligoceno. Esos materiales, aunque muestran una notable convergencia de facies resultado de su herencia común (facies Pelarda), componen un complejo poligénico y heterócrono formado por tres conjuntos litológicos: C2, conglomerados y areniscas del Mioceno medio-Plioceno inferior; C3, gravas aluviales, no cementadas y no estratificadas, del inicio del Plioceno superior; C4, gravas y limos aluviales y coluviales del Plioceno superior-Cuaternario. La evolución global, morfo-tecto-sedimentaria, de la Sierra Pelarda comprende tres etapas: (1) Etapa paleógena. Se depositan los conglomerados silíceos originales, procedentes de un área fuente paleozoica situada al oeste. Durante y después de su sedimentación, esos conglomerados son plegados y cabalgados por unidades paleozoicas inferiores. (2) Etapa mio-pliocena. Se hunde la Cuenca de Calatayud, en un contexto de transición compresión-extensión. Se modela el relieve de la sierra; su parte culminante queda como relieve residual mientras en su entorno se desarrollan varias superficies de aplanamiento escalonadas: SEF2, SEF3 y SEF4. La erosión de los conglomerados paleógenos hace que sus cantos silíceos se incorporen a los sedimentos del conjunto C2 y posteriormente a la cubierta de C3 asociada a SEF3. (3) Etapa plio-cuaternaria. Se reactiva la zona de falla de Cucalón-Pan crudo, culminando la inversión negativa de las estructuras contractivas. El salto vertical llega a 280-300 m (salto neto de 305-325 m). En el Cuaternario continúa la incisión de la red de drenaje en el bloque levantado y la sedimentación aluvial en abanicos y laderas. La extensión espacial de los depósitos de bloques silíceos redondeados y las dificultades objetivas de observación de los mismos condujo inicialmente a la interpretación, por parte de algunos autores, de que toda la parte superior de la Sierra Pelarda estaba formada por una gran unidad aluvial plio-cuaternaria, con un espesor cercano a los 200 m, idea que fue incorporada 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.” Todas las características observadas en la zona de Salcedillo, así como entre la carretera entre Fonfria y Olalla y en los caminos que atraviesan la Sierra de Pelarda, permiten afirmar que se trata de un depósito ligado a flujos gravitativos (Lowe, 1979 y 1982; Colombo, 1989). Los tramos diamictíticos presentes en el depósito exhiben características*

correlacionables con debris flows (flujos de derrubios), en los que la matriz (arenosa en este caso) ha ejercido la suficiente cohesión como para soportar los clastos y que estos hayan podido ser transportados en masa. Este transporte habría impedido, en la mayoría de los casos, los fenómenos de colisión entre los mismos. De esta manera se habrían podido preservar los clastos con importantes deformaciones plásticas (fracturas rotacionales, fracturas paralelas, fracturas con bifurcaciones complejas) que se observan en los tramos diamictíticos de Salcedillo y del tramo 3 y 4 entre Fonfria y Olalla. También se explicaría la tendencia a la orientación paralela a la base de muchos de los clastos observados. Con todo, existen zonas que evidencian que esta tendencia al régimen laminar (no newtoniano) no siempre se mantiene, y que como es normal en este tipo de depósitos se produce una evolución a lo largo del tiempo entre comportamiento laminar/comportamiento 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, claramente erosivas y que incorporan fragmentos de los materiales bajoyacentes así como de los megabloques incorporados en el depósito que pueden observarse en la parte superior del depósito (cerca del Santuario) y en la carretera que une Fonfria y Olalla (tramo 3 de la fig. 53). Si añadimos a este dato la presencia de una cierta tendencia a la estratificación interna, nos hallamos ante flujos muy densos con una alta concentración de partículas. Esta alta concentración favorecería un comportamiento masivo (antes que tractivo) a pesar de la turbulencia. Los tramos arenosos intercalados entre los tramos diamictíticos indicarían que el transporte no se verificó en una sola etapa, sino que hubo diversos episodios masivos. A su vez, los tramos arenosos al techo nos confirmarían esta circunstancia, de manera que tendríamos un conjunto de “coladas” (unidades de flujo) que se superpondrían. Esta circunstancia es particularmente evidente en la sucesión de Salcedillo 2.

El gran tramo arenoso-lutítico sito entre Salcedillo 1 y Salcedillo 2, formado por litoarenitas masivas o con laminación paralela ocasional y sin consolidar, nos indica también condiciones de alta energía de transporte así como una pérdida del carácter “canalizado” de las “corrientes”. En esta zona se encuentra el único depósito diamictítico con estructuras claramente indicativas de régimen no laminar y ligado a corrientes tractivas (flujo fluidal). Los niveles de litarenitas de grano muy fino limolitas cementadas, de morfología ligeramente lenticular, de pequeño espesor y grosor, sin fósiles asociados y dispersos en el seno del gran tramo arenoso-lutítico, podrían corresponder a zonas de acumulación de fluidos carbonatados inmersas en el seno de este tramo durante su transporte. La carstificación que se observa en ellos tuvo lugar en una fase posterior a la de su formación, cuando estos niveles quedaron expuestos a la acción de la meteorización. La adscripción de los mismos a niveles de hard-ground (fondo endurecido) ligados a actividad lacustre, parece difícil a tenor de las observaciones de campo, ya que ni se han observado fósiles ni niveles de alteración laterales asociados en el tramo arenoso en el que se hallan inmersos. Las estructuras pseudocanaliformes, de color grisáceo y dispuestas en diversas direcciones, que atraviesan ocasionalmente estos materiales, no parecen corresponder a rizocreciones.

En sección delgada se muestran como acumulaciones de cristales de calcita subidiomorfa-xenomorfa, sin que se aprecie ninguna zonación en las secciones perpendiculares a la dirección del pseudocanal. En base a estos datos, proponemos un origen ligado al escape de gases provenientes del fluido que los transportó en el seno del tramo lutítico-arenoso. Además, cabe recordar que dentro de los materiales del depósito: a. Es posible observar rasgos de impacto, que pueden ser macroscópicos (deformaciones plásticas en los clastos, estructuras de espalación) y microscópicos (estructuras planares) b. Existe un “fallamiento sindeposicional” particular. c. Existen megaclastos y megabloques intercalados. Si se tienen en cuenta todas las zonas muestreadas y analizadas, además de Salcedillo, la secuencia general es granocreciente, con clastos superiores al metro y megabloques de grandes dimensiones en la parte superior del depósito. El conjunto finaliza bajo unas brechas de componentes metamórficos. Estas observaciones sugieren una génesis ligada a sucesivas “coladas” (avenidas/unidades de flujo) provenientes de la “cortina de eyecta” generada durante el impacto que dio lugar a la estructura de Azuara. Estas coladas, consistirían en corrientes de materiales semifluidizadas y de alta densidad que se desplazaban básicamente en un flujo laminar (Schultz & Gault, 1979; Melosh, 1989; Mackaman Lofland et al., 2014). La relación partículas/fluido sería elevada (alta concentración) favoreciendo el comportamiento laminar a pesar de la turbulencia. El fluido, teniendo en cuenta los diques lapilíticos que se encuentran bajoyaciendo el depósito, pudo ser en ocasiones vapor de agua (producido en grandes cantidades durante el impacto), aunque la masividad general del depósito sugiere que el fluido predominante fue el agua (producida por la condensación del vapor). Las transiciones vapor-líquido, así como las pérdidas súbitas de fluidos en el seno de la masa transportada, debieron condicionar la deposición de la misma. A este respecto, la presencia de estrías cuyo azimut marca preferentemente una dirección NE-SW y generadas por la fricción con la matriz, sugiere que fue la detención súbita (probablemente por la pérdida de la sustentación por acción del fluido) de las diferentes unidades la responsable de la misma. La presencia de las curiosas fallas sindeposicionales en el seno de algunas unidades pudo también estar ligada al mismo fenómeno. La secuencia nivel basal conglomerático-litarenitas parte superior parece reflejar una tendencia a pulsaciones dentro del eyecta, y salvando las diferencias obvias, parecida a la observada en las coladas piroclásticas volcánicas y en los depósitos de algunos cráteres de Marte (Schultz & Gault, 1979; Melosh, 1989). Siguiendo con la misma línea analógica, los materiales de la Fm. Pelarda pudieron ser depositados por unidades de flujo cuya morfología fuera similar a la de los de las coladas piroclásticas: una gran gota que se desplaza por la superficie preexistente y en la que se pueden diferenciar varias partes cada una de las cuales da lugar a un depósito característico. Al igual que en las coladas piroclásticas, y en función de variaciones en la velocidad del flujo (en ocasiones influidas por la topografía) y de la relación partículas/fluido, puede observarse toda una gama de transiciones que da lugar a diferentes facies deposicionales. Facies que en el caso de de depósitos masivos puede oscilar entre los flujos masivos (debris flows) hasta los flujos acuosos altamente concentrados (hyperconcentrated

flood flows) (Colombo y Martí, 1989). Hasta aquí las analogías. La deposición de los eyecta cuenta desde la época de Oberbeck (1975) con un importante modelo para aplicar: el de la sedimentación balística. Éste modelo ya fue propuesto por nosotros (Ernstson y Claudin, 1990) para explicar la génesis de la Fm. Pelarda, ya que las características mesoscópicas (al igual que las deposicionales) de los clastos –indicativas de intensa presión de confinamiento - no concuerda con una deposición ligada a “base surges” (esto es, coladas piroclásticas con un cierto grado de turbulencia) (Chao, 1977). De la distribución de velocidades en un eyecta (Melosh, 1989; French, 1998), podemos deducir que los materiales de la Fm. Pelarda serían de los primeros en depositarse debido a proceder de los niveles superficiales (y cercanos al punto de impacto) del objetivo. Las brechas de clastos de cuarcita Armoricana, de morfología angulosa-muy angulosa y con claros signos de deformaciones plásticas, que se disponen sobre la parte superior de la Fm., corresponderían a materiales procedentes de la zona del borde del cráter. En este caso, su llegada sería posterior al estar más alejados de la zona inicial de contacto impactor-objetivo. Su angulosidad se debería al nulo retrabajamiento sufrido, ya que su emplazamiento probablemente se produjo de manera similar al de la Fm. Pelarda. Su adscripción como materiales pertenecientes a ésta Formación, si bien se han formado durante el mismo proceso de impacto, nos parece ilógica ya que de acuerdo con la definición estratigráfica de Formación, los materiales de la misma se diferencian de los adyacentes por el predominio de una cierta litología o combinación de litologías (o por poseer rasgos litológicos unificadores o destacables). Teniendo en cuenta este dato, la facies Pelarda típica sería la que puede apreciarse en la sección tipo (estratotipo) de Salcedillo (incluyendo Salcedillo1, tramo intermedio, Salcedillo 2 y Salcedillo 3). Existiría por tanto, una continuidad litológica en toda ella, estando formada básicamente por clastos de pizarras, filitas, esquistos, cuarzoarenitas del Buntsandstein, cuarcitas Armoricana y cuarcitas Bámbola, que presentan rasgos de impacto tanto mesoscópicos como microscópicos.

- *“La extensión espacial de los depósitos de bloques silíceos redondeados y las dificultades objetivas de observación de los mismos condujo inicialmente a la interpretación, por parte de algunos autores, de que toda la parte superior de la Sierra Pelarda estaba formada por una gran unidad aluvial plio-cuaternaria, con un espesor cercano a los 200 m, idea que fue incorporada 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.” Esos “algunos autores” insisto, han sido los mismos que hoy tratan de proponer un nuevo modelo que salve su relato dadas las evidencias en contra de la génesis y evolución que habían propuesto. Durante décadas defendieron una edad cuaternaria y una génesis ligada a rañas (ITGE, 1989; ITGE, 1991; Aurell et al., 1993; Aurell, 1994; Smit, 2000 (comentario escrito), Cortés et al., 2002; Díaz-Martínez et al., 2002 a, 2002b, 2002c; Diaz-Martinez, 2005) ignorando cualquier otra evidencia. Curiosamente ahora, a pesar de las dificultades*

objetivos de observación y datación, los materiales de la serie tipo de la Fm Pelarda que descansan sobre el eoceno sup - Oligoceno inf. (según el IGME, 1977; ITGE, 1989; ITGE, 1991), pertenecen al eoceno medio-superior y se correlacionan con la UTS 2 de Montalbán....

4. Bibliografía citada en nuestra réplica:

- Adrover, R., Freist, M., Hugueney, M., Mein, P. & Moissenet, E. (1982): L'âge et la mise en relief de la formation detritique culminante de la Sierra Pelarda (Prov. Teruel, Espagne). C.R. Acad. Sc. Paris, 295: 231-236.
- Aurell, M., González, A., Pérez, A., Guimerà, J., Casas, A. & Salas, R. (1993). Discusión of "The Azuara impact structure (Spain): New insights from geophysical and geological investigations" by K. Ernstson & J. Fiebag. *Geologische Rundschau*. 82: 750-755.
- Aurell, M. (1994). *Discusión sobre algunas de las evidencias presentadas a favor del impacto meteorítico de Azuara*. In: Extinción y registro fósil (E. Molina, ed.). Cuadernos interdisciplinarios. 5: 59-74. Seminario Interdisciplinar de la Universidad de Zaragoza. Zaragoza.
- Carls, P. & Monninger, W. (1974): Ein Block-Konglomerat im Tertiär der östlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 145: 1-16.
- Chao, E. Ch. (1977): The Ries crater of southern Germany, a model for large basins on planetary surfaces, *Geologisches Jahrbuch*, A43: 3-81.
- Claudin, K., Ernstson, K., Rampino, M.R., and Anguita, F. (2001). Striae, polish, imprints, rotated fractures, and related features in the Puerto Mínguez impact ejecta (NE Spain). *Abstracts, 6th ESF IMPACT workshop, Impact Markers in the Stratigraphic record*, pp 15-16.
- Claudin, F. & Ernstson, K. (2003): Geología Planetaria y Geología Regional: El debate sobre un impacto múltiple en Aragón. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 2003 (11.3): 202-212
- Colombo, F. (1989): Abanicos aluviales. In: A. Arche (coord): *Sedimentología*, CSIC, vol. I: 143-218.
- Colombo, F y Martí, J. (1989): Depositos volcano-sedimentarios. In: A. Arche (coord): *Sedimentología*, CSIC, vol. I: 271-345.

- Cortés, A.L. & Casas, -Sainz, A.M. (1996): Deformación Alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 51-66.
- Cortés, A.L., Díaz-Martínez, E., Sanz-Rubio, E., Martínez-Frías, J. & Fernández, C (2002). Cosmic impact versus terrestrial origin of the Azuara structure (Spain): A review. *Meteoritics Planet. Sci.* 37: 875-894.
- Diaz Martínez, E., Cortés, A.L., Martínez Frías, J. (2002 a): Tectonic and sedimentary evidence refutes an impact hypothesis for the Azuara structure, Spain, *Program, Abstracts and fieldtrip Book of the 8th Workshop of ESF IMPACT Programme, Mora*: p. 17.
- Diaz Martínez, E., Martínez Frías, J., Sanz Rubio, E. (2002b): Impact cratering record in Spain: a review of recent results. *Resúmenes Primer Congreso Ibérico sobre Meteoritos y Geología Planetaria, Cuenca*: p. 34-35.
- Diaz Martínez, E., Sanz Rubio, E. & Martínez Frías, J. (2002c): Sedimentary record of impact events in Spain. In: C. Koeberl & K.G. MacLeod (eds.): *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geological Society of America Special Paper*, 356: 551-562.
- Diaz Martínez, E. (2005): Registro geológico de eventos de impacto meteorítico en España: revisión del conocimiento actual y perspectivas de futuro. *Journal of Iberian Geology* 31 (1): 65-84.
- Enos, P (1977): Flow regimes in Debris-flow. *Sedimentology*, 24: 133-142.
- Ernstson, K. & Claudin, F. (1990). Pelarda Formation (Eastern Iberian Chains, NE Spain): Ejecta of the Azuara impact structure. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1990: 581-599.
- Ernstson, K. & Fiebag, J. (1992). The Azuara impact structure: New insights from geophysical and geological investigations. *Geol. Rundschau*. 81: 403-427.
- Ernstson, K., Claudin, F., Schüssler, U. & Hradil, K. (2002). The mid-Tertiary Azuara and Rubielos de la Cérda paired impact structures (Spain). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*. 11: 5-65.
- Ernstson, K., Schüssler, U., Claudin, F. & Ernstson, T. (2003). An impact crater chain in northern Spain. *Meteorite*, 9, no 3, 35-39.
- Folk, R (1968): Petrology of Sedimentary rocks. Ed. Hemphill's: Austin. 170pp.

- French B. M. (1998) *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 120 pp.
- IGME (1977): Memoria hoja nº 492 (Segura de los Baños) del Mapa Geológico de España. 1:50000.
- ITGE (1989): Memoria hoja nº 466 (Moyuela) del Mapa Geológico de España. 1:50000.
- ITGE (1991). Memoria hoja nº 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España. 1:200000
- Lowe, D.R. (1979): Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: L.J. Doyle & D.H. Pilkey (eds.): *Soc. Econ. Paleont. Miner. Special Public.*, 27: 75-82.
- Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 279-297.
- Melosh, H.J. (1989): *Impact cratering: A geologic process*. New York: Oxford University. 245 pp.
- Monninger, W. (1973): Erläuterungen zur geologischen Kartierung im Gebiet um Olalla (Prov. Teruel) (NE-Spanien), Diploma Thesis, Univ. Würzburg, 140 pp.
- Nemec, W. & Steel, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravely mass flow deposits. In: E.H. Koster & R. Steel (eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. *Can. Soc. Petr. Geol.*, Mem. 10: 1-31.
- Oberbeck, V.R. (1975) The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy. *Geophys. and Space Phys.*, 13: 337-362.
- Schultz, P.H. & Gault, D.E. (1979): Atmospheric effects on Martian ejecta emplacement. *J. Geophys. Res.*, 84: 7669-7687.
- Wilson, L. (1980): Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosin. *J.Volc. Geot. Res.*, 8:297-313.

