

2013

Trabajo Fin de Grado en Geología



Sedimentología de depósitos fluviales pleistocenos de la región de Zuera. Sector central de la Cuenca del Ebro.



Alumno:

Miguel Ángel Marazuela Calvo

Director:

Antonio Pérez García

Fecha de depósito:

24/06/2013

Agradecimientos:

En primer lugar agradecer a mi tutor, Antonio Pérez García, su dedicación, paciencia y consejos para que este trabajo haya podido finalizarse satisfactoriamente; sin él no hubiese sido posible. Tampoco puedo olvidarme de la ayuda prestada por Héctor Gil, que ha sido parte fundamental del trabajo de campo y del análisis estructural. Además, quiero agradecer a Beatriz Azanza todos los consejos y apoyo que nos ha dado para la extracción de la defensa de proboscídeo encontrada.

También tengo que hacer una mención especial a la empresa ZUBETÓN S.L., que ha facilitado el acceso a la gravera y ha contribuido al transporte de la defensa.

Esta investigación se enmarca dentro de los proyectos: Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales (E-28) del grupo consolidado del Gobierno de Aragón, y del proyecto MICINN nº: CGL 2009 – 09165BTE.

Índice

Abstract	3
1. Introducción	3
1.1. Planteamiento e interés del tema	3
1.2. Objetivos	4
1.3. Metodología de trabajo.....	4
1.4. Situación geográfica	5
1.5. Situación geológica	6
1.6. Antecedentes	8
2. Resultados y discusión	9
2.1. Estratigrafía.....	9
2.1.1. Caracterización de perfiles.....	9
2.1.2. Correlaciones.....	9
2.1.3. Definición de unidades estratigráficas.....	11
2.1.4. Edad de los materiales.....	13
2.2. Sedimentología	14
2.2.1. Estudio de facies.....	14
2.2.2. Arquitectura sedimentaria e interpretación del medio sedimentario	19
2.3. Estudio de los depósitos con deformaciones.....	23
2.3.1. Descripción de los depósitos deformados.....	23
2.3.2. Análisis de la deformación	23
3. Conclusions	26
4. Bibliografía.....	27
Anexos	31

Abstract

Keywords: Fluvial facies, gypsum Karst, sinsedimentary deformations, Pleistocene, Ebro basin.

In the following task, it is exposed the obtained results of a stratigraphic, sedimentary and deformation study realized in the lower banks of Gállego river, at the height of Zuera. The studied material take place on T5 terrace, of the lower Pleistocene ages.

Through the stratigraphic studies of the gravel beds it was possible to differentiate four stratigraphic units. The units number 1 and 3 are mainly composed by massive gravels, unit 2 is composed by sands and lutites with horizontal lamination, and unit 4 leans on the unit 3 through an angular unconformity, it is composed by gravels with sand intercalations and presents tabular geometry.

It was possible to differ ten types of facies and five architectural elements; all of them integrates within a gravel-dominated braided fluvial system, with bars and channels taking place. The sinkholes would stay inundated, giving rise to lutitic deposits.

These materials are found deformed and fractured by the karstic processes which affects the underlying evaporate deposits. This generated a fracturing system with conical or cylindrical patterns around the paleocollapses, presenting bent fracturing plans. The underlying gypsum dissolution is concentrated, mainly, through the Neogene fracturing net, with NS and NW-SE directions.

The taken place correlations show an important variation of thickness in units 2 and 3, derived from a sinsedimentary deformation.

1. Introducción

1.1. Planteamiento e interés del tema

El estudio de series detríticas implica de manera directa el avance en el conocimiento científico del análisis de facies y de los medios de sedimentación, que aunque ya es bien conocido, en la actualidad se sigue estudiando con fines paleoecológicos, paleoclimáticos y paleogeográficos. Además, de forma indirecta también es de gran utilidad para los distintos estudios relacionados con los almacenes de hidrocarburos y con aspectos hidrogeológicos.

Por otra parte, en el sector central del valle del Ebro, es de elevado interés la influencia que presenta la acción de los procesos kársticos en los depósitos detríticos,

siendo el karst uno de los fenómenos geológicos tomados en consideración en la actualidad en los planes de ordenación del territorio.

1.2. Objetivos

En el presente estudio se pretenden alcanzar los siguientes objetivos:

1º) Caracterizar el medio de sedimentación desarrollado durante una parte del Pleistoceno en la parte baja del río Gállego, atendiendo a su estratigrafía y sedimentología.

2º) Analizar los factores de control en la acumulación y preservación de los depósitos.

1.3. Metodología de trabajo

Para alcanzar los objetivos que se muestran en el presente informe se ha realizado un trabajo tanto de campo, como de laboratorio y de gabinete.

El estudio de campo incluye el levantamiento de perfiles sedimentológicos, la realización de esquemas de depósitos, la toma de datos estructurales y la recogida de muestras.

El trabajo de laboratorio ha consistido en la realización de: Estudios granulométricos mediante tamizado en seco de arenas, usando tamices en intervalos de $\frac{1}{4}$ de unidades phi (ϕ), de entre -1.25ϕ y 4.75ϕ . Las muestras, previamente secadas a 100°C , han sido tamizadas durante 20 minutos en una tamizadora AMPO-40 W220 HZ59 CISA device. Calcimetrías con un manocalcómetro GEOSERVICE, utilizando 1 gramo de muestra finamente pulverizada y atacada con clorhídrico al 50% hasta fin de reacción. Levigados utilizando tamices de 1 mm, 0,5 mm, 0,125 mm y 0,125 mm de diámetro. Estos análisis se han realizado en el área de Estratigrafía de la Universidad de Zaragoza.

Además, en el Servicio de microscopía electrónica de materiales de la Universidad de Zaragoza, se han estudiado muestras mediante el microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM) Carl Zeiss MERLINTM, con una resolución espacial de hasta 0,8 nm y voltajes de aceleración de entre 0.02 y 30 kv.

En el gabinete se ha revisado la bibliografía existente sobre la zona y sobre zonas análogas con el fin de entender la dinámica del sistema sedimentario de estudio. Se ha elaborado un esquema cartográfico a escala 1:33000 sirviéndose de los vuelos de foto aérea 1:33000 del año 1956 (vuelo del Ejército) y 1:20000 color PNOA del año

2009 del Gobierno de Aragón. Además y de acuerdo con la metodología del análisis de facies y elementos arquitectónicos (Miall, 1978, 1996) se ha procedido al estudio sedimentológico, identificándose e interpretándose distintas facies fluviales y elementos arquitectónicos, y sus respectivas relaciones laterales y verticales.

Para el dibujo digital de los perfiles y esquemas de depósito se ha utilizado el software *Adobe Photoshop CS6* y *Adobe Illustrator CS6*, mientras que para la representación gráfica de los datos estructurales se ha empleado el software *Stereonet 8.0.0*.

Finalmente se ha procedido a la elaboración de la presente memoria.

1.4. Situación geográfica

El área de estudio se corresponde con la gravera explotada por la empresa ZUBETON, S.L. localizada en Zuera (Zaragoza), cuya ubicación exacta viene determinada por las coordenadas geográficas $41^{\circ} 52' 06''$ N y $0^{\circ} 44' 22.7''$ W.

Geográficamente se encuentra localizada en el sector central de la Cuenca del Ebro, a unos 4 km al Oeste de la población de Zuera y a unos 27 Km al Norte de la población de Zaragoza (Fig. 1), dentro de la provincia de Zaragoza (Comunidad Autónoma de Aragón). Desde Zaragoza se puede llegar hasta Zuera tanto por la autovía A-23 como por la nacional N-330.

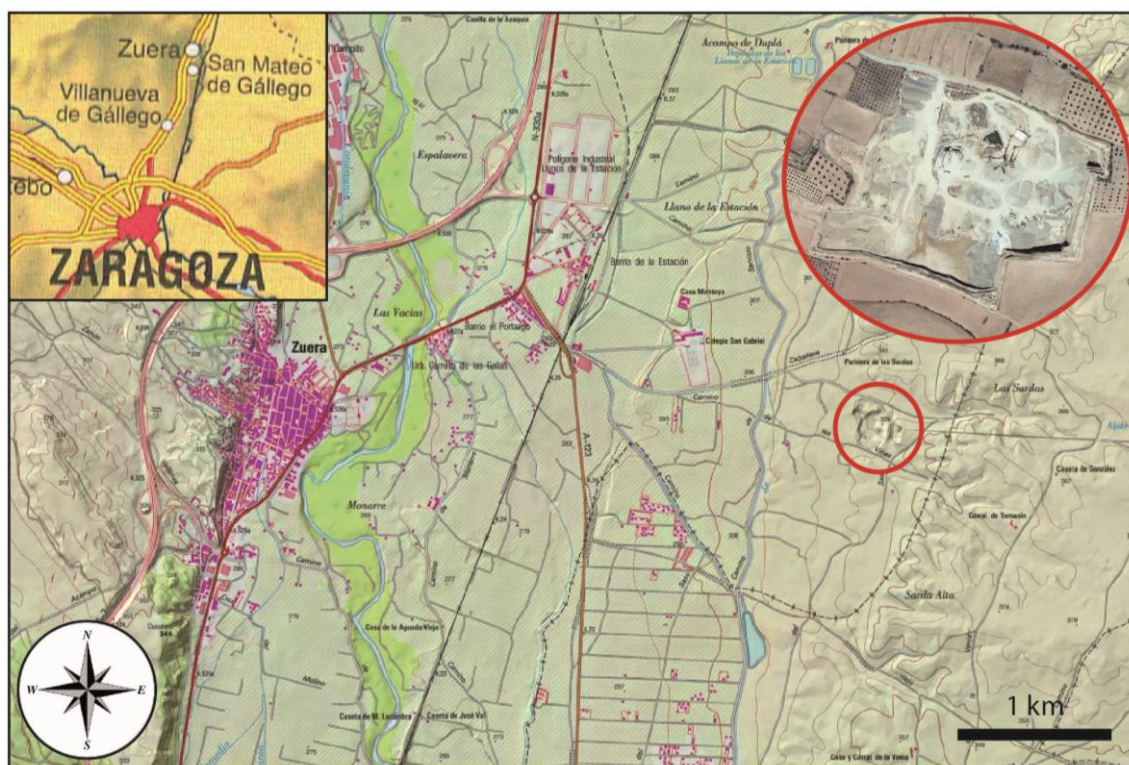


Figura 1: Situación geográfica de la zona de estudio.

Se ubica en el margen izquierdo del río Gállego, zona topográficamente bastante plana debido a que forma parte de las terrazas fluviales de este río, en concreto a una cota topográfica de 330 m.

La Cuenca del Ebro, geográficamente, es una depresión limitada por los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costero-Catalanas, enlazando en su extremo occidental con la Cuenca del Duero por el corredor de la Bureba.

El clima es mediterráneo con carácter continental, con marcadas oscilaciones térmicas anuales. Las nieblas son frecuentes en invierno, las precipitaciones escasas y estacionales. En verano hay una fuerte insolación.

En las zonas topográficamente más elevadas el paisaje es estepario y están destinadas al cultivo de cereales y pasto para ganado ovino. En las áreas inundables por el río Gállego actual se desarrolla una importante huerta.

1.5. Situación geológica

La zona de estudio (Fig. 2), geológicamente, se sitúa en el sector central de la cuenca Terciaria del Ebro, su estructura representa la última fase de evolución de la cuenca de antepaís Surpirenaica, y sus límites y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo.

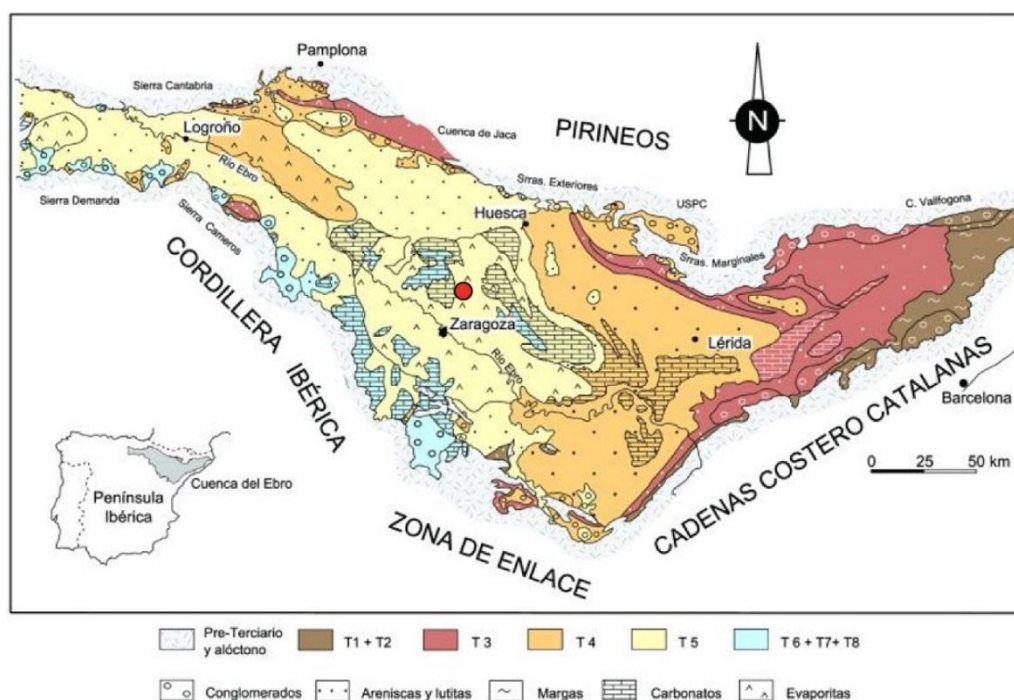


Figura 2: Cartografía de las unidades tectosedimentarias (T1 a T8) de la Cuenca del Ebro en el que se indica la situación de la gravera estudiada. Pardo *et al.* (2004).

La geometría del relleno de la cuenca, exceptuando el sector occidental, presenta una forma de prisma abierto hacia el Norte, con la base del Terciario situada a más de 3000 m bajo el nivel del mar en el margen pirenaico. Sobre esta superficie basal, el Terciario presenta una tendencia al solapamiento expansivo hacia el Sur, con los materiales más antiguos recubriendo tal superficie en el margen pirenaico y los más modernos hacia el margen ibérico (Riba *et al.*, 1983).

Hay que tener presente que una parte del relleno de la Cuenca del Ebro, en especial en su margen Norte, está constituido por formaciones marinas y continentales que se reconocen igualmente en el orógeno pirenaico, donde actualmente forman parte de la cobertera desplegada y cabalgante sobre la Cuenca del Ebro. Tal es el caso de las formaciones del Eoceno y Oligoceno inferior depositadas en la cuenca de antepaís Surpirenaica antes del emplazamiento de los cabalgamientos frontales de Vallfogona, Sierras Marginales, Sierras Exteriores y Sierra de Cantabria. Es más, donde tales cabalgamientos no emergen, el límite entre la actual Cuenca del Ebro y las cuencas terciarias pirenaicas de Jaca y Graus es difuso, con continuidad de los afloramientos oligocenos.

Durante el Paleoceno, en el margen meridional de la cuenca de antepaís Surpirenaica se depositaron materiales continentales (Formación Mediona; Ferrer, 1971). En el Ilerdiense, tuvo lugar una transgresión marina generalizada de forma que durante gran parte del Eoceno, en la cuenca se desarrollaba una sedimentación marina.

En el Eoceno superior (Priabonense), la cuenca de antepaís pasa a ser una cuenca endorreica. En estas condiciones de sedimentación continental se desarrollaron extensos sistemas de abanicos aluviales y redes fluviales desde los márgenes hacia el centro de la cuenca; en donde se depositaron importantes acúmulos de sedimentos lacustres carbonáticos y evaporíticos.

A partir del Mioceno Superior (García-Castellanos *et al.*, 2003), la cuenca pasa a ser una cuenca exorreica que hacia el sureste conecta con el mar Mediterráneo; comenzando así una etapa, que se prolonga hasta la actualidad, en la que se produce una alternancia de etapas de erosión y sedimentación, relacionadas con cambios climáticos y con claro predominio de las primeras.

El intenso proceso de vaciado erosivo configura la morfología actual del área mediante un modelado de erosión diferencial. Las etapas en las que domina la sedimentación,

permiten la formación de sucesivos niveles de glacis y de terrazas asociadas a los cauces fluviales principales.

Regionalmente existe actualmente una moderada actividad neotectónica, relacionada principalmente con la halocinesis de las formaciones evaporítico-salinas del substrato.

1.6. Antecedentes

Se han realizado numerosos estudios y publicaciones sobre la zona, que abarcan distintas disciplinas de la geología.

Riba *et al.* (1983) realizan un mapa de isobatas de la base del Terciario, mediante el cual se identifican los distintos umbrales y depocentros de la cuenca, quedando adosados al borde Norte los mayores espesores.

La estratigrafía de la zona tiene un primer acercamiento con los estudios de Quirantes (1969) que establece las unidades terciarias (Formaciones) de la zona central de la cuenca del Ebro, siendo más tarde cuando Pérez (1989) define ocho unidades tectosedimentarias en el sector central del borde Ibérico de la cuenca del Ebro. Los trabajos más recientes y que abarcan mayor extensión de la Cuenca del Ebro son los de Muñoz *et al.* (2002) y Pardo *et al.* (2004) que complementan los datos aportados por Pérez y añaden un enfoque de síntesis paleogeográfica. Las facies y elementos arquitecturales de los depósitos fluviales cuaternarios han sido el objeto de investigación principal en las recientes publicaciones de Luzón *et al.* (2008, 2012).

Desde el punto de vista geomorfológico las publicaciones recientes más frecuentes están relacionadas con el karst y su influencia en el depósito aluvial. Uno de los primeros trabajos que tratan este tema en profundidad es el de Benito *et al.* (1998) que estudia la respuesta del río Gállego a la disolución de los yesos de la Formación Zaragoza (unidad tectosedimentaria T5). Sancho (2004) trata los registros fluviales y glaciales cuaternarios en el río Cinca y Gállego. Guerrero *et al.* (2004, 2012) en el valle del río Ebro y Benito *et al.* (2000, 2010) en el valle del río Gállego realizan un estudio de la subsidencia a gran escala, centrándose este último autor en el espesor anómalo del aluvial y en las implicaciones climáticas y paleohidrológicas. En el trabajo de Soriano *et al.* (2012) y citas recogidas en el mismo, se trata el registro de las condiciones ambientales a través del karst en la cuenca del Ebro. En el trabajo de Lewis (2009) se analizan las implicaciones climáticas de los depósitos fluviales y glaciares del pleistoceno basados en dataciones OSL y estratigrafía de suelos.

En algunas de las publicaciones antes mencionadas se realizan estudios de esfuerzos asociados a karst, pero es Arlegui *et al.* (2000) quien centra su estudio en la fracturación y campos de esfuerzos en el Cuaternario del sector central de la Cuenca del Ebro.

Esta zona también ha sido estudiada desde el punto de vista hidrogeológico, siendo una de las primeras publicaciones la de Sahuquillo *et al.* (1976) que realiza un estudio hidrogeológico de las terrazas de los ríos Ebro y Gállego en los alrededores de Zaragoza. En Octavio de Toledo *et al.* (1998a, 1998b) se realiza un estudio del acuífero aluvial del Gállego en su desembocadura con el río Ebro, utilizándose técnicas geofísicas.

2. Resultados y discusión

2.1. Estratigrafía

2.1.1. Caracterización de perfiles

Como parte del trabajo de campo realizado, se han levantado de base a techo seis perfiles estratigráficos con potencias que van desde los 5,50 m hasta los 22,30 metros. Los datos han sido sintetizados de forma gráfica (Fig. 3, en anexos) en un conjunto de columnas que incluyen el espesor de series sedimentarias, litología, textura, estructuras sedimentarias y paleocorrientes.

Desde el punto de vista litológico se ha tenido en cuenta la composición, tamaño y relaciones texturales de las gravas, arenas y margas. Además se han recogido las distintas estructuras sedimentarias presentes en los depósitos y la geometría de los estratos. Finalmente, también se han tomado medidas de paleocorrientes.

2.1.2. Correlaciones

La situación espacial de cada uno de los perfiles estratigráficos que se han levantado, se ha elegido, con el fin de recoger todo el espesor de serie estratigráfica aflorante en la gravera y los posibles cambios laterales de facies.

Los distintos perfiles se han correlacionado mediante observación en campo. En el sector Oeste de la gravera se ha realizado atendiendo a criterios de continuidad física de las líneas de capa observadas en el campo, mientras que la correlación entre el sector Oeste y el sector Este se ha realizado mediante la búsqueda de niveles guía y observaciones de conjunto que permitiesen su correlación, ya que no se han podido observar líneas de capa con continuidad física entre los dos sectores debido a las

deformaciones. Para su representación gráfica (Fig. 4 y 5) los distintos perfiles se han proyectado sobre una línea de referencia para la correlación, con dirección próxima a W-E y se ha tomado como nivel de correlación el techo de la unidad 2 (Tiempo 1) y la discordancia angular que separa la unidad 3 de la unidad 4 (Tiempo 2).

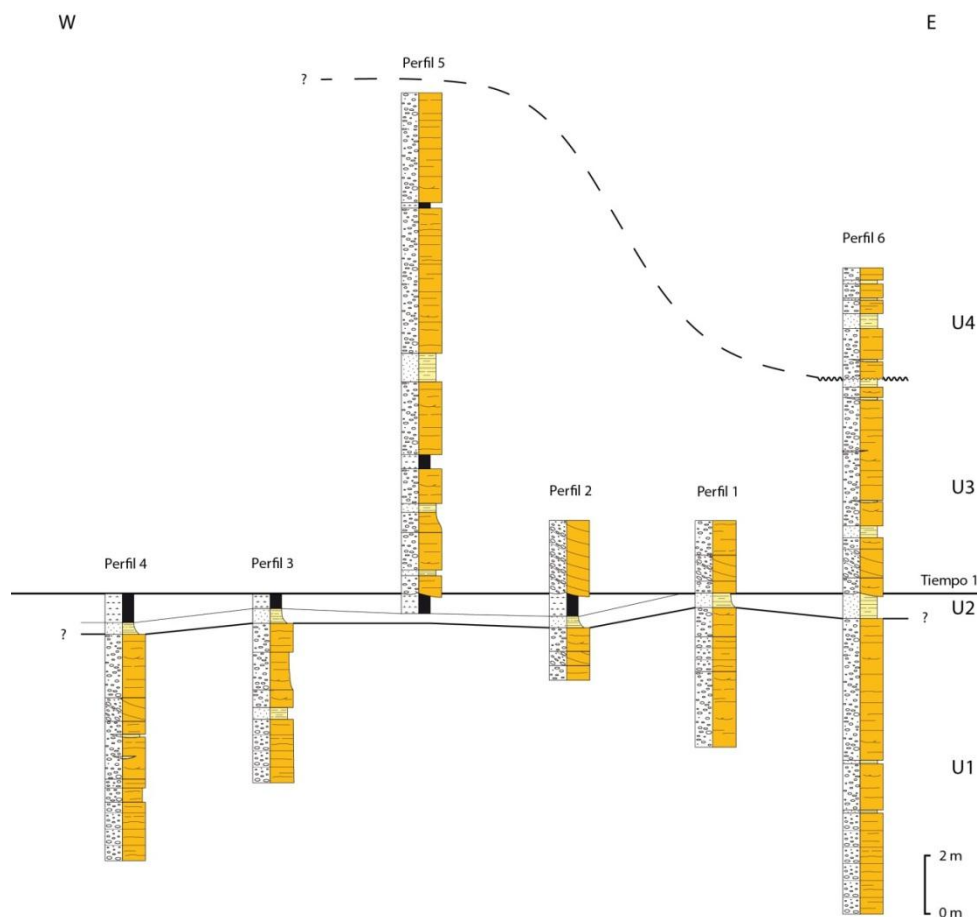


Figura 4: Correlación de los seis perfiles estratigráficos levantados, tomando como isócrona el techo de la unidad 2.

Se observa una primera unidad U1 en la que las variaciones de espesor no son apreciables y que correspondería a un periodo de depósito en un sistema fluvial de tipo braided en el que no se generarían colapsos (unidad “precolapsos”). La unidad U2, presenta variaciones de espesor que se atribuyen tanto a la existencia de deformación sinsedimentaria como a la erosión ejercida por la unidad 3. La unidad U3 también presenta variaciones de espesor, de mayor entidad que las de la unidad 2, y que van desde los 7,10 metros hasta los 17,40 metros. Debido a que la totalidad de los colapsos observados en la gravera se encuentran en esta unidad, se considera que las variaciones de espesor están relacionadas con la deformación (unidad “sincolapsos”). La unidad U4 se apoya sobre la unidad U3 mediante una discordancia angular y no presenta variaciones de espesor notables ni deformaciones por lo que se considera como unidad “postcolapsos”.

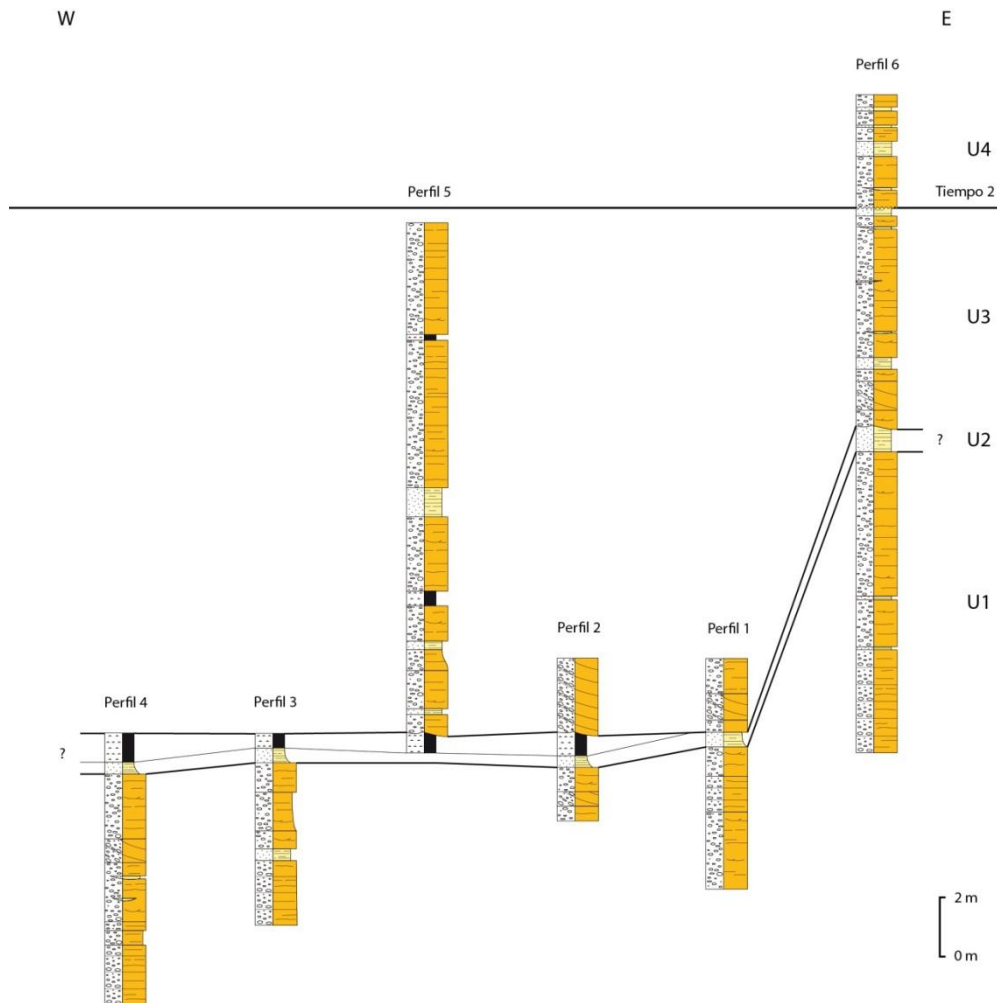


Figura 5: Correlación de los seis perfiles estratigráficos levantados, tomando como referencia la discordancia que separa la unidad 3 y 4.

2.1.3. Definición de unidades estratigráficas

De acuerdo con los perfiles estratigráficos levantados y su correlación, se han podido identificar hasta cuatro unidades estratigráficas, diferenciadas mediante criterios litológicos. Las tres primeras unidades se disponen en continuidad sedimentaria, mientras que la unidad U4 presenta como límite inferior una discordancia angular sobre la unidad U3. Las cuatro unidades litoestratigráficas (Fig. 6) se han denominado de base a techo U1, U2, U3 y U4, siendo sus características:

Unidad U1: 10,22 metros de gravas de color pardo. La litología de los cantos corresponde principalmente a calizas, cuarcitas y granitos, apareciendo además areniscas en menor proporción. La forma de los mismos es predominantemente subesférica y redondeada-subredondeada. Los cantos tienen un tamaño medio de 7 cm y un centilo medio de 16 cm. Presentan textura granosostenida con variable proporción de matriz arenosa, llegando en algunos casos a ser inexistente en las

secuencias grava-gravilla o en los depósitos open-work. Son gravas masivas, cuyos estratos presentan una geometría que va desde tabular hasta canaliforme, con límites difusos generalmente y espesores métricos, encontrando puntualmente estratificación cruzada en surco y estratificación cruzada planar. Las paleocorrientes medidas se dirigen hacia el SW, existiendo una imbricación de cantos del tipo a (t) y b (i).

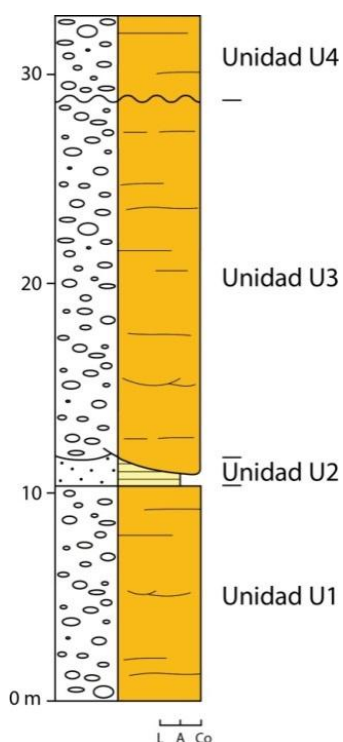


Figura 6: Perfil estratigráfico de síntesis en el que se muestran las cuatro unidades estratigráficas.

Unidad U2: 1,37 metros de lutitas-arenas de color ocre. Corresponde a un nivel de continuidad lateral intermitente con variaciones de espesor que en el sector Oeste de la gravera presenta una composición granodecreciente desde arenas hasta lutitas, y que en el sector Este está constituido en su totalidad por arenas, existiendo por lo tanto un cambio lateral de facies. Presenta laminación horizontal y geometría tabular.

Unidad U3: 17,3 metros de gravas de color pardo. La composición de los cantos está constituida por calizas, cuarcitas y granitos, existiendo en menor proporción cantos arenosos. La forma de los cantos es subesférica y redondeada-subredondeada. El tamaño medio de los cantos es de 7 cm y el centilo medio de 15 cm. Presentan textura granosostenida con distinta proporción de matriz arenosa, la cual en algunos casos es inexistente (open-work). La geometría de los estratos va desde tabular hasta

canaliforme, siendo esta segunda mucho más abundante que en U1, casi siempre con límites mal definidos. Son gravas masivas con imbricación de cantos de tipo a (t) y b (i), encontrando puntualmente estratificación cruzada en surco y estratificación cruzada planar. Las paleocorrientes medidas se dirigen hacia el SW. Presenta variaciones de espesor que van desde 7,10 metros hasta 17,40 metros.

Unidad U4: 3,8 metros de gravas de color gris con finas pasadas arenosas de escasa continuidad lateral en su mayoría, situadas por encima de la discordancia angular identificada. Excepcionalmente, destaca un nivel arenoso de mayor potencia y de gran continuidad lateral. La litología de los cantos corresponde a calizas, cuarcitas y granitos principalmente. Los cantos son subesféricos y redondeados-subredondeados. El tamaño medio de los cantos es de 6 cm y el centilo medio de 14 cm. Presentan textura granosostenida con matriz arenosa. La geometría predominante

de los estrados es tabular y sus límites, aunque difusos, son más marcados que en U1 y U2.

2.1.4. Edad de los materiales

La cronología de los materiales estudiados en el presente trabajo, debido a la ausencia de dataciones OSL, de paleomagnetismo o de cualquier otro tipo, se realiza en base a la posición geomorfológica que ocupa la gravera en el conjunto de terrazas del río Gállego. Para ello se ha elaborado un mapa geomorfológico y se ha comparado y analizado junto con el de Benito *et al.* (2010) (Fig. 7, 8a y 8b).

La gravera, como antes se ha mencionado, se encuentra a una cota topográfica de 330 metros, y el río Gállego a una cota de 270 metros, dando una altura relativa de la gravera respecto al río Gállego de 60 metros. Según los datos aportados por Benito *et al.* (2010) esta altura relativa correspondería a un nivel de terraza T5 (+75 m) o T8 (+45 m) ya que ni la terraza T6 ni la terraza T7 se conservan en esta zona.

En el mapa geomorfológico realizado en este trabajo si se ha podido diferenciar la terraza exacta en la que se encuentra localizada la gravera, que es la T5 y según Benito *et al.* (2010) cronológicamente se le atribuye una edad de Pleistoceno Inferior.

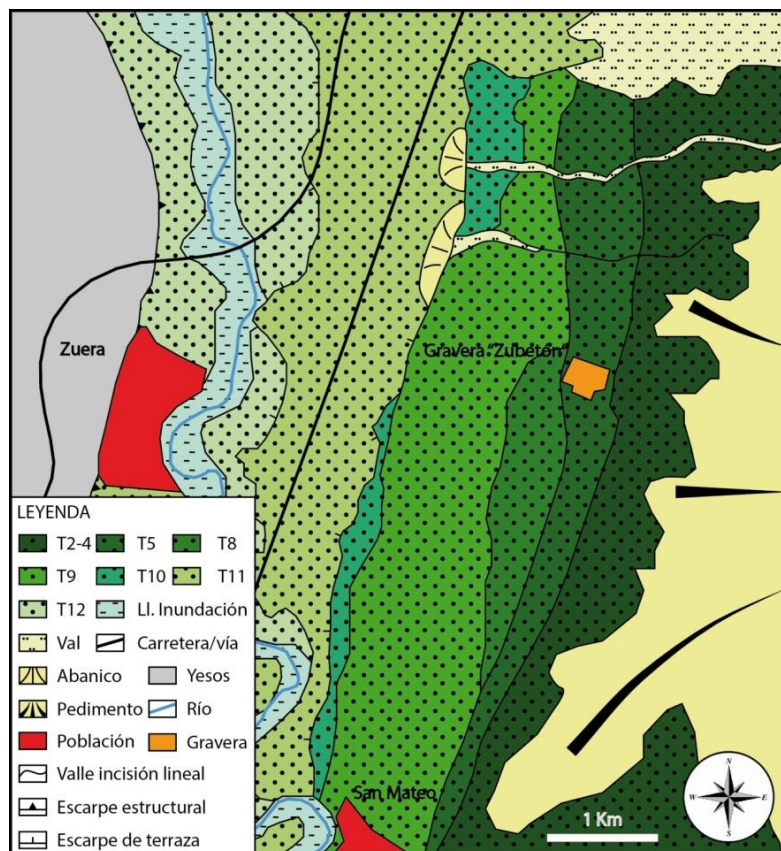


Figura 7: Mapa geomorfológico de la zona de Zuera. En naranja se sitúa la zona de estudio.

2.2. Sedimentología

Con el fin de identificar el modelo de sedimentación que ha originado estos depósitos se ha realizado un análisis de facies y elementos arquitecturales. Para ello se han utilizado los datos y observaciones resultantes del estudio de campo (levantamiento de perfiles estratigráficos), además de los datos de laboratorio.

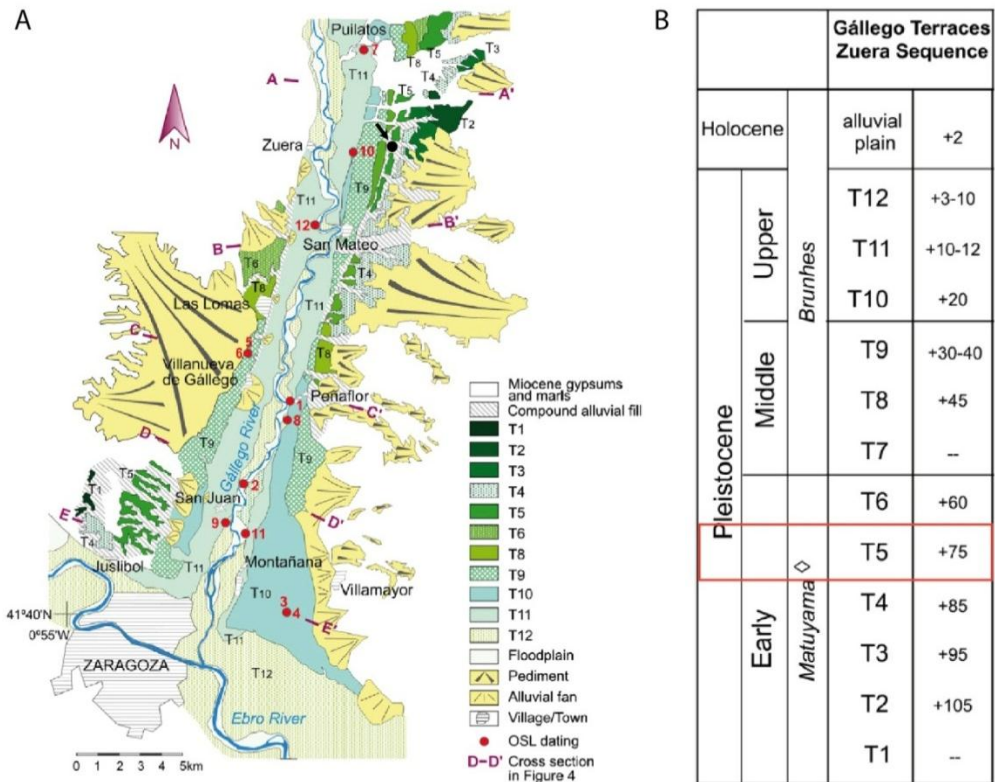


Figura 8: A; Cartografía geomorfológica de las terrazas del río Gállego entre Zaragoza y Puilatos; Benito *et al.* (2010).
B; Tabla en la que se relacionan las distintas terrazas del río Gállego con su edad y altura relativa sobre el nivel de base actual; Benito *et al.* (2010).

2.2.1. Estudio de facies

El concepto de facies admite matices en su definición según el punto de vista desde el que se esté trabajando, en este caso, se va a usar el término de “facies sedimentarias” en el sentido más elemental, debido a que para su diferenciación se van a buscar cambios de litología, geometría, textura, estructura sedimentaria y color, que van a ser diferentes en función de los procesos de sedimentación que las han originado.

El análisis de las facies de gravas, lutitas y arenas se realiza de acuerdo con la clasificación propuesta por Miall (1978), aunque se ha definido alguna nueva facies que por su abundancia en los afloramientos de la gravera merece la pena distinguir.

Gravas:

Las facies de gravas son claramente las dominantes en todos los afloramientos de la gravera. La composición de los cantos es principalmente cuarcítica, calcárea, y granítica, si bien se observan también algunos cantos de arenisca. Además, puntualmente se encuentran algunos bloques arenosos (morfología próxima a tabular) cerca de los niveles de arena más competentes, que serían producto de la removilización insitu sufrida por las deformaciones originadas por procesos kársticos. Las paleocorrientes medidas muestran una dirección de la corriente desde el NW hacia el SE aproximadamente.

Dentro de los depósitos de gravas se han podido diferenciar facies Gm, Gh, Gt, Gp y Gd:

Gm: Gravas masivas de color pardo, con textura granosostenida y contenido de matriz arenosa variable. Suelen estar asociadas a niveles de geometría tabular o canaliforme, casi siempre con contactos difusos. Frecuente imbricación de cantos (Fig. 9a) del tipo a (t) y b (i).

Gh: Gravas de color pardo o gris, con textura granosostenida, estratificación horizontal y contenido en matriz arenosa variable, que lleva a ser inexistente en algunas de las secuencias grava-gravilla y en los depósitos open-work. Las secuencias grava-gravilla (Fig. 9f) en las que se organiza se presentan en cuerpos de espesor métrico, integradas a su vez, en sucesiones de 0,2 a 0,5 metros de potencia. Frecuente imbricación de cantos.

Gt: Gravas de color pardo, con textura granosostenida, contenido variable de matriz arenosa y presencia de estratificación cruzada en surco. Se presentan en sets de 0,2 a 1 metro de potencia.

Gp: Gravas de color pardo, con textura granosostenida, contenido variable de matriz arenosa y estratificación cruzada planar. Es frecuente que aparezcan asociadas en esta facies estratificación cruzada planar y secuencias grava-gravilla. Dispuestos en sets de 0,2 a 0,8 metros de espesor.

Gd: Gravas masivas de color pardo, con textura granosostenida, contenido variable (a veces muy abundante) de matriz arenosa y cuyo rasgo característico es la disposición caótica y desorganizada que presentan como consecuencia de las deformaciones asociadas a los procesos kársticos. A veces presentan cantos con eje verticalizado (Fig. 9b).

Arenas:

Las arenas aparecen en una proporción mucho menor que las gravas, y están asociadas generalmente a niveles de escasa potencia y reducida continuidad lateral. Sin embargo, una de estas capas destaca por tener una potencia y continuidad mayor siendo elemento clave para la correlación estratigráfica en la gravera.

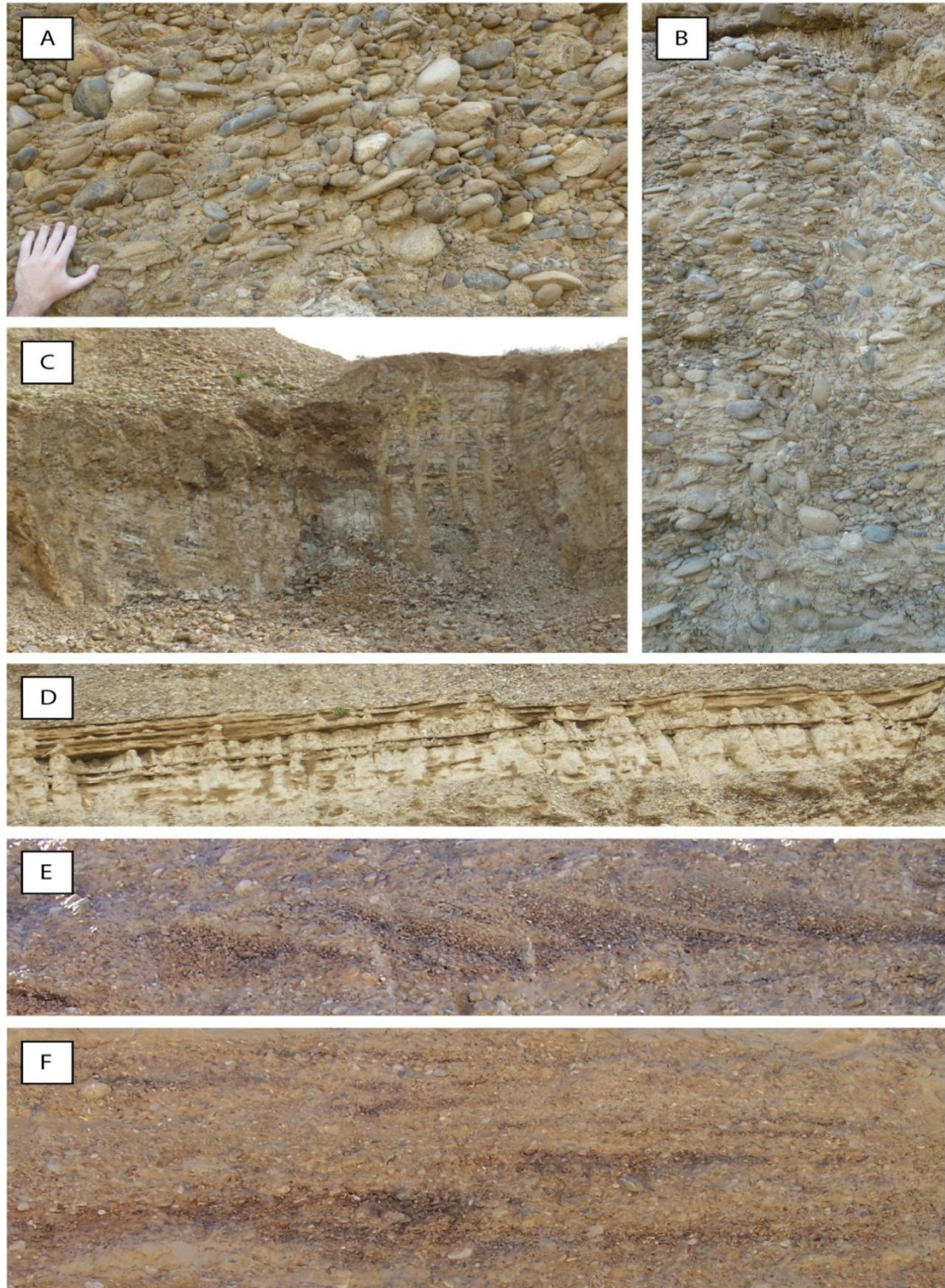


Figura 9: A) Facies Gm con imbricación de cantos. B) Facies Gd con cantos verticalizados. C) Facies Fl como relleno de un paleocolapso. D) Facies Sh. E) Facies St. F) Facies Gh con presencia de secuencias grava-gravilla.

Se han diferenciado, según la clasificación de Miall (1978), facies Sm, St y Sh:

Sm: Arenas color beige, con tamaño de grano fino a grueso y masivas.

St: Arenas color beige, con tamaño de grano fino a grueso y estratificación cruzada en surco (Fig. 9e), en sets de unos 30 cm.

Sh: Arenas de color beige, de tamaño de grano fino a grueso, con laminación horizontal (Fig. 9d). Se encuentran asociadas a niveles tabulares de potencia inferior a 1 m.

Estudio granulométrico:

Se ha realizado un estudio granulométrico (Fig. 10) de las arenas, recogiendo las muestras en la base del nivel guía de correlación antes mencionado.

Los resultados obtenidos de las 4 muestras analizadas muestran una escasa representación de las partículas transportadas por tracción, siendo el transporte por saltación el principal y el transporte por suspensión secundario. Estos datos permiten deducir un ambiente de depósito de flujos energéticos y selectivos, asociados a un ambiente de corrientes tractivas canalizadas.

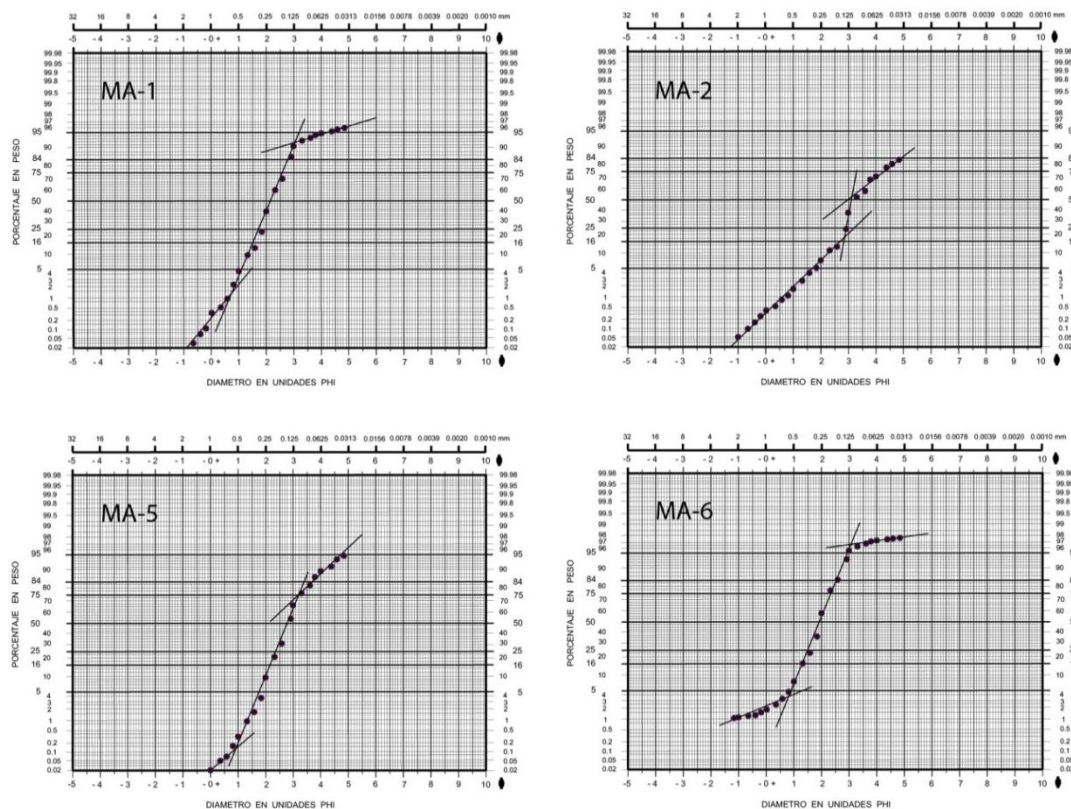


Figura 10: Resultados granulométricos de las muestras MA-1, MA-2, MA-5 y MA-6, representados a escala logarítmica en función del diámetro y porcentaje en peso.

Lutitas:

Las lutitas son la litología menos abundante, por detrás de gravas y arenas. Se encuentran asociadas a niveles de reducido espesor y muy baja continuidad lateral. Hay que mencionar que en el sector Oeste de la gravera, el tramo superior del nivel de referencia para la correlación, está formado por lutitas.

Se han diferenciado facies de lutitas Fm y FI:

Fm: Lutitas de color gris o gris-pardo, masivas y asociadas a cuerpos tabulares o ligeramente irregulares de espesor inferior a 0,5 m. No se observa bioturbación.

FI: Lutitas de color gris o gris-pardos, con laminación horizontal muy bien definida en algunos casos y asociada principalmente a depósitos de relleno de depresiones en forma de "U" denominadas dolinas (Fig. 9c). Presencia de fina bioturbación de origen vegetal.

Levigado:

En las muestras MA-3 y MA-4, recogidas del tramo superior del nivel de referencia para la correlación, se han realizado levigados. En el estudio del levigado no se ha identificado ninguna forma biológica, resultando por lo tanto unas muestras azoicas. Estos resultados llevan a pensar en un ambiente poco propicio para el desarrollo de la vida, muy posiblemente relacionado con el clima frío extremo al que estaría sometida intermitentemente esta zona.

Sin embargo, si se ha encontrado una defensa de Proboscídeo, todavía no estudiada en detalle, pero identificada en un primer reconocimiento como posible perteneciente a la especie *Elephas Antiquus*. Se ha procedido a la excavación y el ejemplar está en estudio. Esta especie sin embargo, habitaría la zona en los periodos interglaciares, donde ambientes cálidos y boscosos predominaban.

Estudio calcimétrico:

Se han realizado dos calcimetrías (Fig. 11), de las muestras MA-3 y MA-4, con la finalidad de obtener el porcentaje en carbonatos que contienen. De los resultados se obtienen unos porcentajes de un 26% y 35% de contenido en carbonatos, lo que permite considerarlas como lutitas margosas. Además, debido a su rápida reactividad durante la realización de la calcimetría se deduce que el carbonato existente es carbonato de calcio.

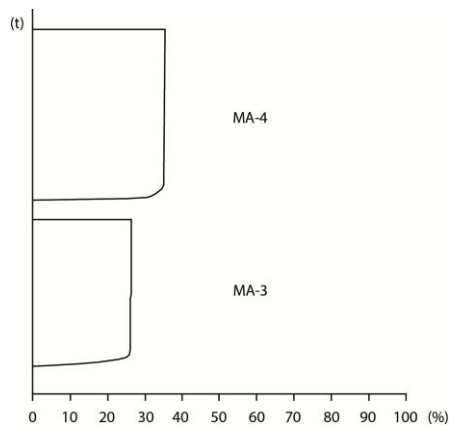


Figura 11: Resultados de la calcimetría realizada en las muestras MA-3 y MA-4.

Microscopía electrónica (FESEM):

El estudio de microscopía electrónica ha consistido en un reconocimiento general de la composición de las lutitas margosas de las muestras MA-3 y MA-4. Se observan (Fig. 12) principalmente filosilicatos, carbonatos, cuarzo, y un recubrimiento bastante generalizado de óxidos de manganeso (observable en campo en las gravas open-work). Desde el punto de vista genético, la mayor parte de los cristales analizados presentan morfologías

redondeadas que indican la existencia de transporte, sin embargo algunos cristales sí que presentan una estructura bien desarrollada que se asociaría a neoformación. Un estudio en detalle de los filosilicatos podría aportar importantes datos paleoambientales debido a que, generalmente, se originan como consecuencia de una transformación o alteración de otras fases silicatadas previas o por precipitación directa a partir de iones en solución.

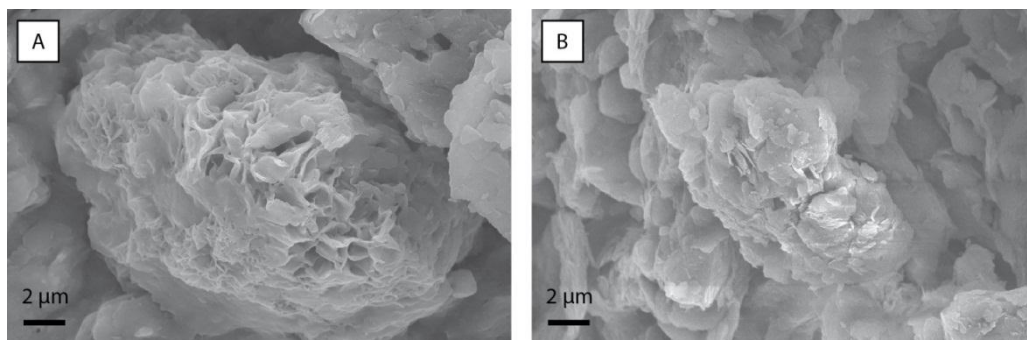


Figura 12: Fotografías realizadas mediante microscopía electrónica. A) Óxido de manganeso perteneciente a la muestra MA-4. B) Carbonato encontrado en la muestra MA-3.

2.2.2. Arquitectura sedimentaria e interpretación del medio sedimentario

Se entiende como elemento arquitectónico un componente de un sistema sedimentario equivalente en tamaño o inferior a un relleno de canal y mayor que una facies individual, que se caracteriza por una asociación de facies particular, geometría interna, forma externa y en algunos casos perfil vertical (Miall, 1996). Los distintos elementos arquitectónicos reconocidos en los afloramientos de la zona de estudio, junto con sus características descriptivas e interpretación, se muestran en la Tabla 1. Se han diferenciado elementos arquitecturales GB (Gravel Bars and bedforms), CH (Channels), SB (Sandy Bedforms), SG (Sediment Gravity Flow Deposits) y FF (Floodplain Fines), de acuerdo con la clasificación de Miall (1978, 1996).

Elemento arquitectónico	Facies	Características de los estratos			Límites	Características internas	Interpretación
		Geometría	Espesor (m)	Extensión lateral (m)			
GB	Gm, Gh, Gp	Tabular	0,5-2,5	Decenas de metros	Planares o localmente bases canaliformes	Textura granosostenida de gravas subredondeadas con imbricación de cantos	Barras de gravas longitudinales y transversales en sistemas braided
CH	Gt, St	Canaliforme	0,4-2	1-5	Bases ligeramente canaliformes y superficies erosivas internas	Textura granosostenida de gravas subredondeadas	Canales braided y alternancia de episodios de alta y baja energía
SB	Sh, Sm, St	Tabular o lenticular	0,1-0,8	1-Decenas de metros	Planar o superficies erosivas cóncavas	Arenas de distintos diámetros	Arenas laminadas en el techo de las barras, pequeños canales y formas del lecho
SG	Gd	Irregular	>1	4-10	Base no erosiva o irregular	Gravas masivas y desorganizadas, frecuentemente con el eje "a" vertical	Colapsos y rellenos desorganizados de dolinas
FF	Fl, Fm	Tabular o en forma de "U"	0,2-1	4-Decenas de metros	Gradacionales	Limos y lutitas laminadas, con bioturbación o masivas	Depósitos de desbordamiento y relleno de dolinas

Tabla 1: Código de facies y elementos arquitecturales siguiendo la clasificación de Miall (1978, 1996).

En los afloramientos estudiados en la zona, como puede verse en el esquema bidimensional de la Fig. 13, se observan cambios laterales y verticales entre los distintos elementos arquitectónicos, lo cual permite deducir que el desarrollo de los mismos se ha producido dentro del mismo sistema de sedimentación.

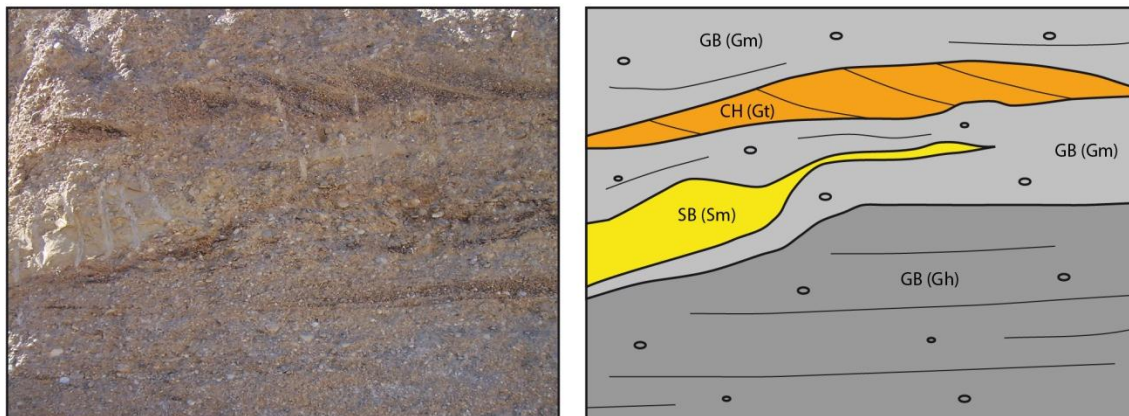


Figura 13: Esquema de la relaciones verticales y horizontales de los elementos arquitecturales GB, CH, y SB.

Con todos los datos obtenidos, se puede afirmar que el sistema sedimentario (Fig. 14) que depositó todos estos sedimentos era un sistema fluvial de tipo braided con una dirección de avance, según los datos de paleocorrientes, desde el Noreste hacia el Suroeste aproximadamente, en el que se desarrollarían canales, barras longitudinales, barras transversales y distintas formas de lecho arenosas. La predominancia casi absoluta de cantos muy rodados (subesféricos y redondeados o sub-redondeados) permite deducir un largo transporte que presumiblemente tendría su origen en el Pirineo.

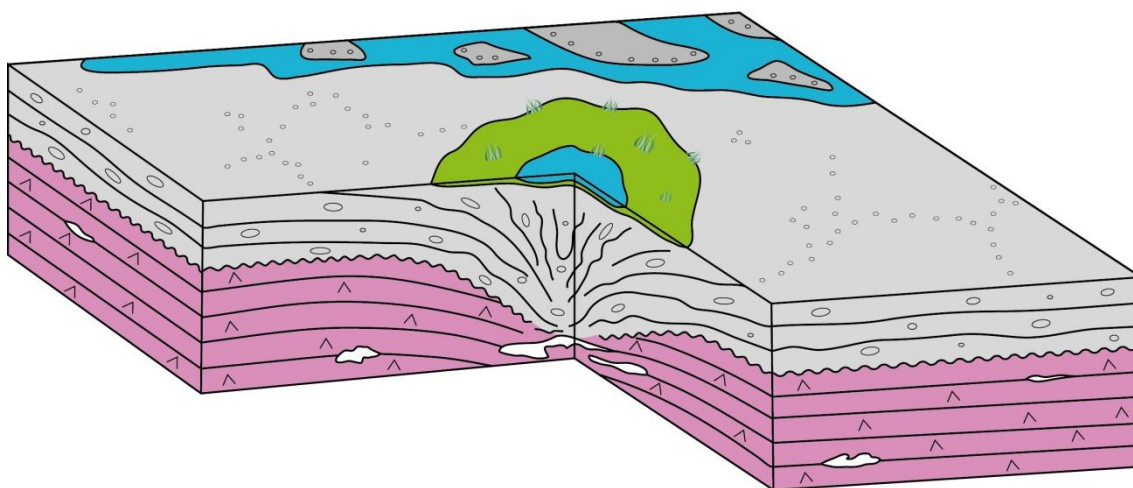


Figura 14: Interpretación del medio de sedimentación, constituido por un sistema fluvial tipo braided afectado por procesos kársticos de los yesos infrayacentes, lo cual genera un engrosamiento de los depósitos.

Este sistema braided no era estático; por un lado las barras características de estos ríos estarían en continua migración junto con el cauce del mismo y haciendo que depósitos de distintos ambientes dentro del mismo sistema estén superpuestos, por otro lado, los mas que posibles cambios climáticos bruscos a los que la zona de estudio estaría sometida, también influirían en el tipo de depósito, aunque serían necesarios diferentes estudios para precisar variaciones del clima.

En los periodos de baja energía de flujo se generarían principalmente barras transversales debido al predominio de la acreción lateral, sin embargo, en épocas de mayor energía de flujo, las barras transversales darían lugar a barras longitudinales entre las que circularía el agua por los canales. En la primera situación se formaría depósitos con facies Gm, Gh y Gp y elementos arquitectónicos GB (barras de gravas transversas), mientras que en la segunda situación, además de elementos arquitectónicos GB (barras de gravas longitudinales) se generarían depósitos con elementos arquitectónico CH asociado a los canales (facies Gt y St). En los momentos de estiaje, donde el flujo es muy reducido, se originaría la infiltración de sedimento arenoso entre las gravas (matriz) y formas de lecho de arena (elemento arquitectónico SB).

Los eventos de desbordamiento relacionados con elementos arquitectónicos FF y facies Sh (zonas más próximas al cauce desbordado), aunque no serían escasos, no se conservan en su mayoría debido a la gran capacidad de migración y erosión de los sistemas braided. Sin embargo, el nivel que se ha tomado como referencia para la correlación de todos los afloramientos de la gravera, correspondería a uno de estos episodios de desbordamiento. Las zonas deprimidas (dolinas) quedarían inundadas y existiría vegetación, dando lugar a facies FI con bioturbación.

El elemento arquitectónico SG, está relacionado con los procesos de karst a los que han estado sometidos los yesos de la unidad tectosedimentaria T5 definida por Pérez (1989). La disolución de los yesos genera una subsidencia, acompañada frecuentemente de colapsos, que somete a esfuerzos y deformaciones a los depósitos fluviales del Gállego que se estudian en el presente trabajo, dando lugar a unas facies caóticas que se han denominado Gd (Gravas desorganizadas). Este proceso de subsidencia y colapso hace que los depósitos fluviales alcancen espesores de unos 14 m en la zona de la gravera y lleguen hasta los 80 m en el depocentro de San Mateo a unos pocos kilómetros hacia el Sur según el trabajo de Benito *et al.* (1998).

A conclusiones e interpretaciones similares han llegado las investigaciones de depósitos análogos de Lunt *et al.* (2004) en el río Sagavanirktok (Alaska), Heinz *et al.*

(2003) y Kostic *et al.* (2005) en depósitos del SW de Alemania y Briant *et al.* (2005) en la cuenca de Fenland (Inglaterra).

2.3. Estudio de los depósitos con deformaciones

Debido al gran número y magnitud de las deformaciones observadas, todas ellas con características similares, se ha procedido a su estudio mediante la descripción de los depósitos deformados (esquemas de depósito) y el análisis estructural de las mismas.

2.3.1. Descripción de los depósitos deformados

Todas las deformaciones observadas comparten unos rasgos similares que hacen pensar en un origen común. Estas estructuras presentan una geometría sinforme a la que aparecen asociadas diferentes fracturas y fallas, tanto normales como inversas, y en cuya zona central se sitúa generalmente un paleocolapso. Las fallas normales se distribuyen a lo largo de toda la estructura, teniendo un espaciado menor cerca de los colapsos, sin embargo las fallas inversas aparecen prácticamente en su totalidad en los márgenes de los colapsos. Para el estudio de estas deformaciones y colapsos se ha procedido a la realización de cinco esquemas de depósito (Fig. 15, 16, 17, 18 y 19, en anexos).

Asociado a estas deformaciones se observan variaciones de espesor importantes, que una vez correlacionados los perfiles estratigráficos se hacen más patentes y acusadas. Estas variaciones de espesor son inapreciables en la unidad U1 (“precolapsos”), siendo notables en la unidad U2 (inundación de zonas deprimidas en episodios de desbordamiento) y cobrando su máxima magnitud en la unidad U3 (unidad “sincolapsos”), donde las variaciones de espesor van desde los 7,10 metros hasta los 17,40 metros. La unidad 4 no se encuentra deformada, siendo considerada como unidad “postcolapsos”. Los núcleos de los colapsos están rellenos de lutitas muy laminadas, con presencia de bioturbación de origen vegetal y sin restos de fauna encontrados. Esto es debido a la deformación sinsedimentaria desarrollada en un ambiente topográficamente plano en el que existían zonas subcirculares deprimidas que subsidian durante largos periodos de tiempo y cuya parte central permanecía inundada.

2.3.2. Análisis de la deformación

Se ha procedido a la representación en proyección estereográfica (Fig. 20) de todos los datos de fallas medidos en el campo. Aunque la población de datos no es muy elevada debido a las dimensiones del área de estudio, sí que se han podido extraer

conclusiones interesantes que concuerdan con los datos aportados por Arlegui y Simón (2000).

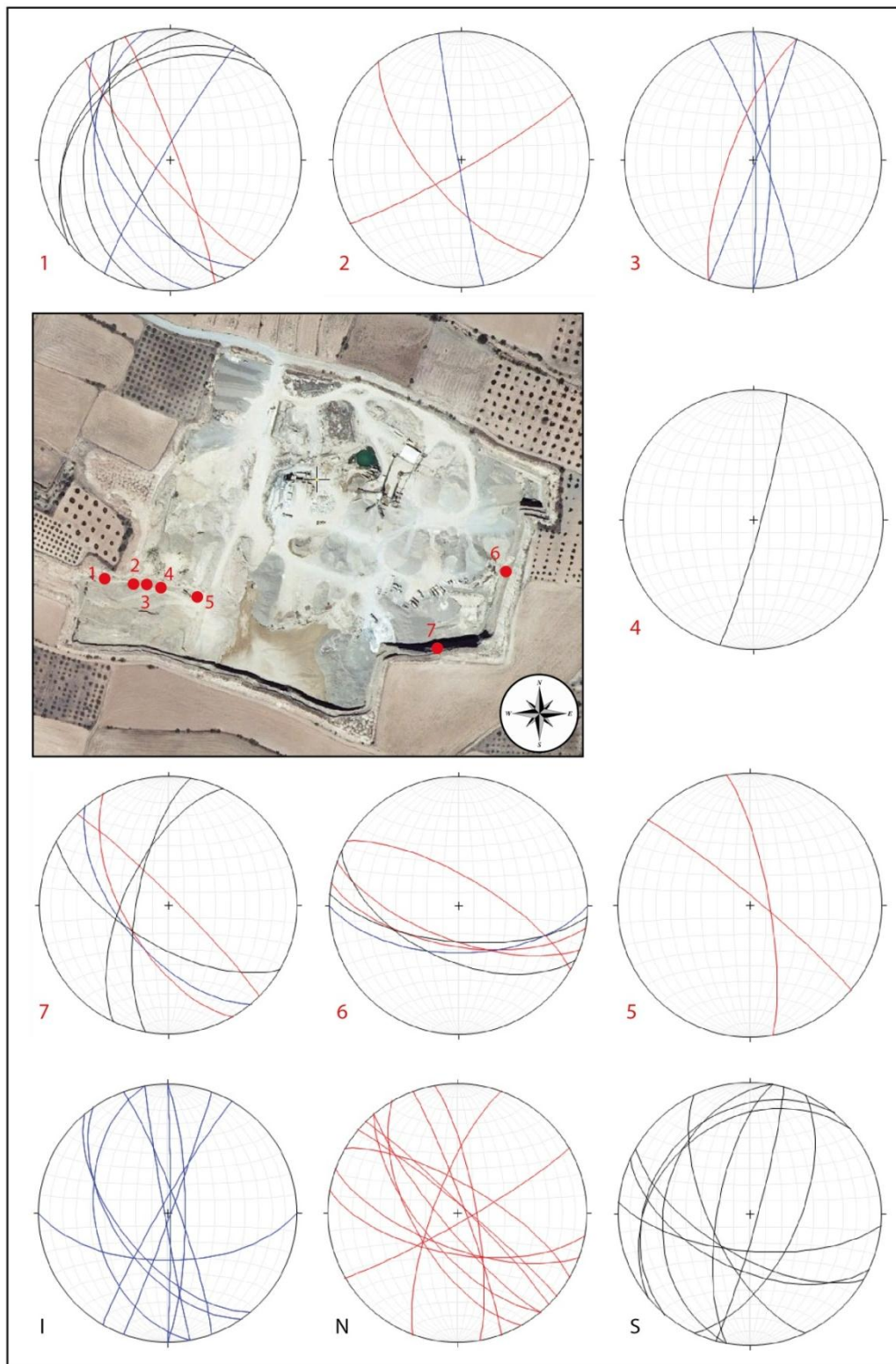
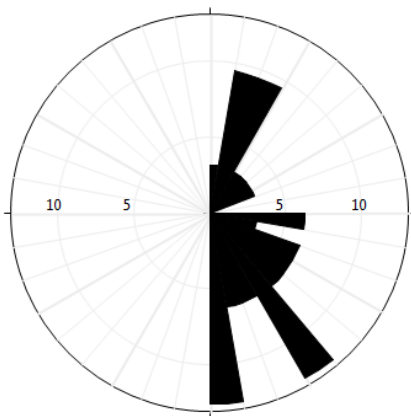


Figura 20: Mapa de situación de tareas (en rojo las estaciones de medidas). Además se presentan en proyección estereográfica los datos de fallas medidos (los números 1 a 7 son las mediciones en cada estación, donde los planos azules son las fallas inversas, los rojos las fallas normales y los negros las fallas sin desplazamiento. I: Fallas inversas totales, N: Fallas Normales totales, y S: Fallas sin desplazamiento totales).

Los distintos autores que han trabajado este tema (Van Zuidam, 1976; Simón y Soriano, 1985; Simón, 1989; Arlegui y Simón, 2000) proponen dos sistemas de fracturación con direcciones N-S y NW-SE, casi siempre con escaso desplazamiento. Ambas han sido interpretadas por Arlegui y Simón (2000) dentro de un campo de esfuerzos con trayectoria N-S que evoluciona progresivamente desde una compresión en régimen de desgarre (σ_2 vertical) hasta una distensión triaxial (σ_1 vertical, σ_2 N-S \neq σ_3 E-W) y, en estadios tardíos, a una distensión radial ($\sigma_2 \approx \sigma_3$). El campo de esfuerzos N-S es el campo básico intraplaca en la Península Ibérica, determinado por la convergencia entre Europa, Iberia y África, al que se le superpone en ocasiones con carácter casi coaxial, la extensión que afecta a la porción oriental de Iberia, relacionada con el rifting del Surco de Valencia (Simón, 1986). El sistema de fracturación con dirección NW-SE ha sido relacionado con un campo de esfuerzos distensivo tendente a radial, con σ_3 orientado NE a NNE, aproximadamente perpendicular a la Cordillera Pirenaica (Arlegui, 1996; Arlegui y Simón, 1998). El origen del mismo podría estar relacionado con el rebote isostático sufrido por la Cordillera Pirenaica a partir del Mioceno Medio-Superior, que produciría movimientos diferenciales en la vertical, resueltos en parte mediante la reactivación de accidentes del zócalo. Según Arlegui y Simón (2000) ambos campos de esfuerzos han mantenido su vigencia durante el Cuaternario mediante una relación dinámica, aunque con menor intensidad, sin embargo no es descartable que puntualmente la relación entre las deformaciones Neógenas y Cuaternarias sea de tipo cinemático, siendo estas últimas inducidas por antiguas fallas del sustrato.

El número de fallas normales, fallas inversas y fracturas sin desplazamiento es muy similar, destacando ligeramente las fallas normales. El desplazamiento de las fallas es inferior a los dos metros, salvo en aquellas que delimitan el paleocolapso, presentando

Figura 21: Diagrama de rosa en el que se incluyen todas las fracturas medidas.



en general desplazamientos decimétricos.

Mediante la realización de un diagrama de rosa (Fig. 21) en el que se han representado todas las medidas tomadas, se observan dos direcciones principales, N-S y NW-SE, que corresponden con las descritas anteriormente. Si bien, estos mismos autores, proponen distintos rasgos para diferenciar las fracturas de origen kárstico de las de un origen tectónico. En este caso, todas las fallas medidas siguen un patrón cilíndrico-cónico concéntrico al

colapso, presentando a su vez planos de falla significativamente curvos, lo que hace pensar en un origen kárstico, asociado a la disolución de los yesos de la Formación Zaragoza. Esta disolución se generaría de forma preferente a través de la fracturación tectónica antes mencionada, motivo por el cual las medidas obtenidas, a pesar de tener un origen kárstico, coinciden con las medidas de la fracturación tectónica. Un planteamiento similar propone Benito *et al.* (1998) para explicar los depocentros elongados en dirección N-S.

3. Conclusions

From the stratigraphic studies of the gravels it was possible to define four stratigraphic units, in which, units 1 and 3 are formed by predominant massive gravels with similar characteristics, while unit 2 consist in sands and lutites with horizontal lamination, and unit 4, which lean on unit 3 throughout an angular unconformity, which is formed by gravels with sand intercalations and presents tabular geometry.

The age of the studied materials are obtained on the basis of the gravels positions in the Gállego's terraces, having been placed in T5 terrace, which is dated to lower Pleistocene.

The facies analysis have permitted characterizing ten types of facies and five of architectural elements which has been integrated within a gravel-dominated braided fluvial system with appearance of bars and channels, in which the sunken areas (sinkholes) would be inundated giving rise to a marly-lutitic laminated deposits. The overflowing event of the river bed would give rise to lutitic and sandy sediments with vast extension. The river direction would be NW-SE.

On the basis of the correlation made from the stratigraphic profiles, it was observed net variation of thickness in units 2 and 3; both thickness variations would be related with sinsedimentary deformations.

The observed strain is controlled by normal and inverse faults following a cylindrical or conical pattern around a paleocollapse. Furthermore, the faults are bent, which joined with previous process allows deducing a karstic origin. The dissolution processes are mainly originated through Neogene fracturing of the underlying evaporates, as the preferential distribution NS and NW-SE proves about structural data collected.

4. Bibliografía

- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campos de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 308 pág. Y anexos.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., (1998): Reliability of palaeostress analysis from fault striation in near multidirectional extension stress fields. Example from the Ebro basin, Spain. *Journal of Structural Geology* 20, pág. 827-840.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (2000): Fracturación y campos de esfuerzos en el Cuaternario del sector central de la Cuenca del Ebro. *Cuaternario y Geomorfología*, 14 (1-2), pág. 11-20.
- Benito, G., Pérez-Gonzalez, A., Gutierrez, F. y Machado, M.J. (1998): River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gállego river, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 22, pág. 243-263.
- Benito, G., Gutierrez, F., Pérez-González, A., Machado, M.J., (2000): Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution induced subsidence (Ebro basin, Spain). *Geomorphology* 33, págs. 209-224.
- Benito, G., Sancho, C., Peña, J.L., Machado, M.J. y Rhodes, E.J. (2010): Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS6 in NE Spain: Climatic and paleohydrological implications. *Quaternary Science Reviews*, 29, pág. 2694-2704.
- Briant, R.M., Bateman, M.D., Coope, G. R., Gibbard, P.L. (2005): Climatic control on Quaternary fluvial sedimentology of a Fenland Basin river, England. *Sedimentology*, 52, pág. 1397-1423.
- Ferrer, J. (1971): El Paleoceno y Eoceno del borde suroriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). *Mém. Suisses de Paléontologie*, 90, pág. 1-70.
- García-Castellanos, D., J.Vergés, J.M., Gaspar-Escribano, J., y Cloetingh, S. (2003): Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*. 108 (B7), 2347.
- Guerrero, J., Gutierrez, F., Lucha, P. (2004): Paleosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in the Zaragoza area (huerva River valley, NE

Spain): processes, spatial distribution and protection measures for transport routes. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.enggeo.2003.10.002.

Guerrero, J., Gutierrez, F., Galve, J.P. (2012): Large depressions, thickened terraces, and gravitational deformation in the Ebro River valley (Zaragoza area, NE Spain): Evidence of glauberite and halite interstratal karstification. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.06.024.

Heinz, J., Klineidam, G.T., Aigner, T. (2003): Heterogeneity patterns of Quaternary glaciofluvial gravel bodies (SW-Germany): application to hydrogeology. *Sedimentary Geology*, 158, pág. 1-23.

Kostic, B., Becht, A., Aigner, T. (2005): 3-d sedimentary architecture of a Quaternary gravel delta (SW-Germany): Implications for hydrostratigraphy. *Sedimentary Geology*, 181, pág. 143-171.

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. y Rhodes, E.J., (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67, pág. 141-152.

Lunt, a., Bridge, S. (2004): Evolution and deposits of a gravelly braid bar, Sagavanirktok River, Alaska. *Sedimentology*, 51, pág. 415-432.

Luzón, A., Pérez, A., Soriano, M.A. y Pocovi, A. (2008): Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro basin (NE Spain). *Sedimentary Geology* 205, pág. 1-13.

Luzón, A., Rodríguez López, J.P., Pérez, A., Soriano, M.A., Gil, H y Pocovi, A. (2012): Karst subsidence as a control on the accumulation and preservation of aeolian deposits: A Pleistocene example from a proglacial outwash setting, Ebro Basin, Spain. *Sedimentology* 59, pág. 2199-2225.

Miall, A.D. (1978): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of petroleum Geologist. Mem. 5, Calgary, Alberta, Canada. 859 pág.

Miall, A.D. (1996): *The Geology of fluvial deposits*. Sedimentary facies, Basin análisis and petroleum Geology. Springer. 582 pág.

Muñoz, A., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Pardo, G., Pérez, A. y Villena, J. (2002): Ebro Basin (Northeastern Spain). En: *The Geology of Spain*: Gibbons, W.

and Moreno, T. (Eds). Geological Society of London. Londres (Reino Unido),
pág. 301-309.

Octavio de Toledo, F., (1988a): *Acuífero aluvial del río Gállego en el área desembocadura*. Technical report. MOPU, Madrid, Spain.

Octavio de Toledo, F., (1988b): *Estudio geofísico del aluvial del río Gállego. Zona de Zuera - Villanueva de Gállego (Zaragoza)*. Technical report. MOPU, Madrid.

Pardo, G.; Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-urbez, M. y Villena, J. (2004): La Cuenca del Ebro. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España. Madrid (España), pág. 533-543.

Pérez, A. (1989): *Estratigrafía y sedimentología del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano y aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, pág. 525.

Quirantes, J. (1969): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Publicada en 1978 por: Institución "Fernando El Católico" (CSIC). Diputación provincial de Zaragoza, 200 pág.

Riba, O., Reguant, S. y Villena, J., (1983): En: IGME (Ed), Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. *Geología de España*, Madrid, pág. 131-157.

Sahuquillo, A., López Camacho, B., Octavio de Toledo, F. (1976): *Estudio hidrogeológico de las terrazas de los ríos Ebro y Gállego en la zona de influencia de Zaragoza*. Technical Report. MOPU-Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza, Spain.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., (2004): Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Ebro y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). En: Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocoví, A., Sancho, C., Soria, A.R. (Eds), *Itinerarios Geológicos por Aragón*. Sociedad Geológica de España, Geo-Guías 1, pág. 181-205. Salamanca, Spain.

Simón, J.L., (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from the easiern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, pág. 37-53.

- Simón, J.L. (1989): Late cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11 (3), pág. 285-294.
- Simón, J.L. y Soriano, A. (1986): Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the central Ebro basin, Spain. *Geology Magazine*. 123 (1), pág. 45-57.
- Soriano, M.A., Luzón, A., Yuste, A., Pocoví, A., Pérez, A., Simón, J.L., Gil, H. (2012): Quaternary alluvial sinkholes: Record of environmental conditions of karst development, examples from the Ebro basin, Spain. *Journal of Cave and Karst Studies*, 74, no.2, pág. 173-185.
- Zuidam Van, R.A. (1976): Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. *International Institut for Aereal Survel and Earth Sciences* (I.T.C.), 221 págs. Enschede.

ANEXOS

Relación de figuras fuera de texto:

- Figura 3
- Figura 15
- Figura 16
- Figura 17
- Figura 18
- Figura 19

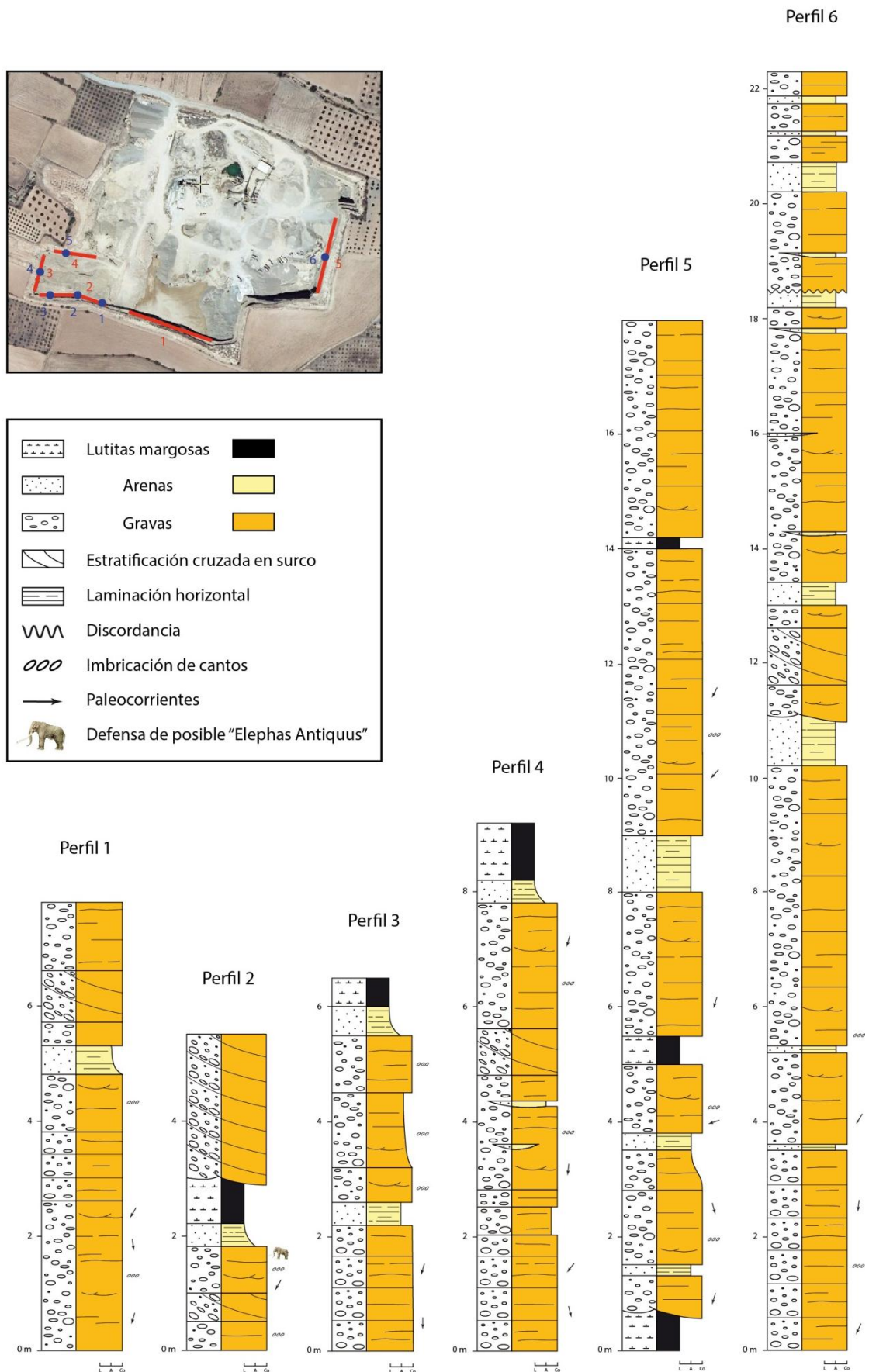


Figura 3: Perfiles estratigráficos levantados y mapa de situación de tareas donde se muestran en azul la posición de cada perfil y en rojo la posición de los esquemas de depósito de las figura 14 a 18.