

Trabajo de Fin de Grado

Estudio geofísico de la Cordillera Ibérica en la zona de Segura de los Baños Geophysical study of the Iberian Chain in the Segura de los Baños area

Autor: M^aPilar Pérez Aguilar

Director: Antonio María Casas Sainz

Universidad de Zaragoza – Facultad de Ciencias

Grado de Geología

Curso 2023/2024



Universidad
Zaragoza



Facultad de Ciencias
Universidad Zaragoza

ÍNDICE

ABSTRACT.....	2
PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO	2
OBJETIVOS.....	2
INTRODUCCIÓN	3
Localización geográfica	3
Localización geológica	3
Estratigrafía	4
Estructura	6
METODOLOGÍA.....	6
Trabajo de campo	6
Trabajo de gabinete	7
PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS	9
Corte geológico	9
Gravimetría	11
Magnetometría	12
DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	18
Corte geológico	18
Gravimétrica	19
Magnetometría	20
CONCLUSIONS	22
BIBLIOGRAFÍA.....	22
ANEXOS	24
ANEXO 1: DATOS SUSCEPTIBILIDAD MEDIDOS	24
ANEXO 2: ESTACIONES MEDICIÓN DATOS DE ESTRATIFICACIÓN	25
ANEXO 3: DATOS DE DENSIDAD CALCULADOS.....	27

ABSTRACT

This study concerns the geology of the surroundings of Segura de los Baños, a village located in the region of Cuencas Mineras, in the province of Teruel, Aragón. This area is geologically located on the *Montalbán Anticline* and the *Montalbán basin*, a structure belonging to the Aragonese Branch of the Iberian Range. The objectives of this study are to determinate the geophysical characteristics of the geological units and the geometry at depth of the different geological units, according to the anomalies obtained from the geophysical techniques.

The Iberian Range is an important geological feature formed in the northeastern part of the Iberian Peninsula as a result of a compressive stress stage during the Alpine Orogeny that deformed the Cretaceous and earlier sediments deposited in extensional basins. The Paleozoic sediments had already been deformed by the Variscan Orogeny.

The structure of this sector of the Iberian Range has been studied using two geophysical methods, magnetic prospecting and gravimetry. The data were processed applying different corrections (free-air, topographic, Bouguer, regional trend, etc...). Software such as *GemLink*, *Oasis* and *Gravmaster*, were used for processing and programs *GravMag* and *Acycle* for the interpretation of results.

In addition, from the magnetic data processed by means of the *Acycle* program, the changes of the magnetic field along the stratigraphic column have been related to sedimentary cyclicity. The possible deposition rates of the Cretaceous-Cenozoic materials have been calculated and its relation with Milankovitch cycles has been tested.

Key words: residual magnetic field, gravimetric anomaly, density, sedimentary cyclicity

PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO

Este trabajo se ha enfocado en el estudio de la geología de los alrededores de Segura de los Baños empleando métodos geofísicos, concretamente, mediante el estudio de la gravimetría y la magnetometría. Estos métodos permiten complementar los datos ya conocidos de geología de campo y contribuir al conocimiento de la estructura del anticlinal de Montalbán y la cuenca de Montalbán en profundidad.

A partir del estudio gravimétrico se obtiene la anomalía provocada por la diferencia de densidades de los materiales, esto permite determinar la geometría de dichos materiales. Por lo que hace el estudio magnético, las medidas tomadas permiten deducir la profundidad de la fuente de las anomalías magnéticas.

OBJETIVOS

Este trabajo tiene como objetivo general la caracterización de la estructura en profundidad del anticlinal y de la cuenca de Montalbán en los alrededores de Segura de los Baños (Teruel), perteneciente a la Cordillera Ibérica.

Como objetivos más específicos se pretende conocer las propiedades físicas de las unidades geológicas de la zona, en concreto la susceptibilidad magnética y la densidad, descubrir las dimensiones y profundidad de los posibles cuerpos causantes de las anomalías obtenidas y, aunque no era parte de los objetivos iniciales del trabajo, se ha buscado establecer la ciclicidad de la sedimentación durante el Cretácico-Paleógeno de la cuenca de Montalbán y su posible relación con los ciclos de Milankovitch.

INTRODUCCIÓN

Localización geográfica

El municipio de Segura de los Baños (Teruel, Aragón) está ubicado en el Anticlinal de Montalbán, una estructura perteneciente a la Cordillera Ibérica. Tanto la Cordillera Ibérica como el Anticlinal de Montalbán tienen un gran interés geológico, por lo que han sido estudiados en múltiples ocasiones como, por ejemplo, Aurell *et al.* (2022) y Suárez (2012).

La zona de estudio se puede enmarcar por un rectángulo cuyo vértice inferior izquierdo tiene unas coordenadas de 40.91º, -1.07º y el vértice superior derecho de 40.96º, -0.88º. Se encuentra entre los municipios de Torrecilla del Rebollar, Salcedillo, Anadón, Segura de los Baños y Maicas (figura 1). A excepción de Torrecilla del Rebollar, que pertenece a la comarca del Jiloca, los otros municipios forman parte de la comarca de Cuencas Mineras, comarca contigua situada al este de la comarca del Jiloca. Ambas comarcas están ubicadas al norte de la provincia de Teruel (Aragón). Los municipios tienen una altitud media de 1100 m, siendo el más elevado Salcedillo con 1195 m y el más bajo Maicas con 955 m de altitud (Wikipedia, 2024).

Por la zona discurren dos ríos, el Segura, al S de Segura de los Baños, y el Aguas Vivas, localizado al N de Salcedillo y Segura de los Baños y al S de Anadón, ambos pertenecientes a la Cuenca del Ebro. Entre Torrecilla del Rebollar y Salcedillo se encuentra un terreno montañoso por el que se extiende un bosque, con una altitud máxima de poco más de 1300 m; de igual modo existe terreno boscoso en algunos tramos de la carretera que comunica Segura de los Baños con Maicas y en el margen sur del río Aguas Vivas a su paso cerca de Salcedillo. Entre los municipios de Salcedillo, Segura de los Baños y Anadón el terreno es montañoso pero desprovisto de bosque. Los alrededores de Torrecilla del Rebollar son unos terrenos llanos utilizados como campos de cultivo.

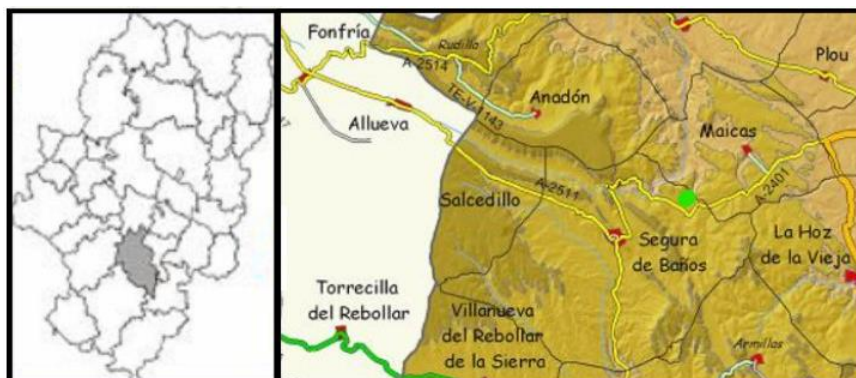


Figura 1 Mapa de las comarcas de Aragón destacando las Cuencas Mineras y detalle de la zona de estudio (modificado de Mendivil Navarro, 2003)

Localización geológica

La zona de estudio presenta materiales con edades que van desde el Carbonífero hasta el Cuaternario, como puede verse ilustrado en el mapa número 492 (Segura de los Baños) de la serie de mapas MAGNA (IGME) a escala 1:50.00 (Martín Fernández *et al.*, 1972). Las estructuras más relevantes de esta zona son el Anticlinal de Montalbán y cuenca cenozoica de Montalbán (Martín Fernández *et al.*, 1977).

El Anticlinal de Montalbán forma parte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (figuras 2 y 3), situada al NE de la misma. La Cordillera Ibérica se formó durante la Orogenia Alpina, cuando la extensión tectónica que había formado la Cuenca Ibérica (sistema de rift) durante el Mesozoico fue invertida dando lugar un contexto de compresión tectónica. El Anticlinal de Montalbán está constituido por materiales del Paleozoico, que previamente habían sido afectados por la Orogenia Varisca. (Aurell *et al.*, 2022).

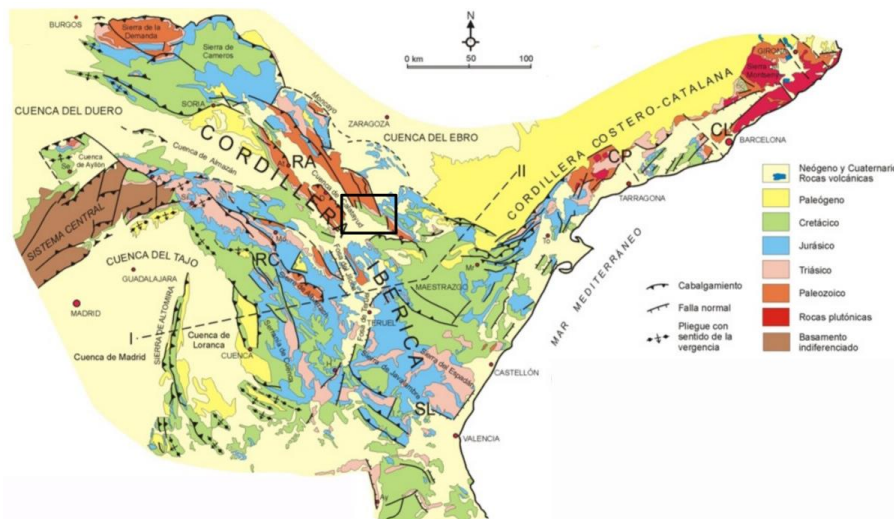


Figura 2 Mapa geología Cordillera Ibérica. **Recuadro negro:** zona de estudio. (Modificado de Tent-Manclús *et al.*, 2012)

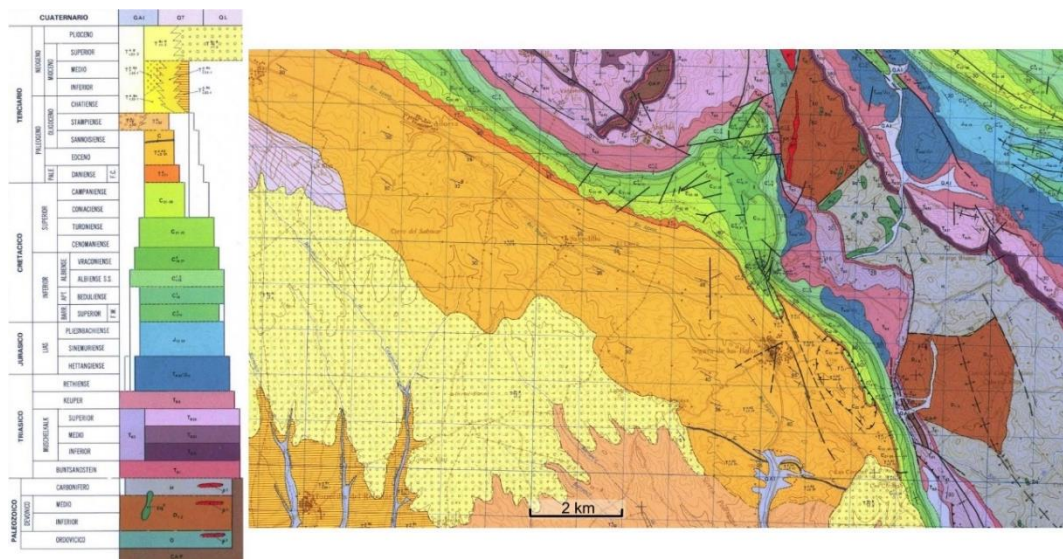


Figura 3 Mapa geológico y columna sintética de la zona de estudio. (Modificado de Martín Fernández *et al.*, 1972)

Estratigrafía

Las unidades geológicas y sus características han sido obtenidas de Martín Fernández *et al.* (1977):

Ordovícico: depósito de limolitas de color gris verdoso, sobre las cuales afloran cuarcitas estratificadas.

Devónico: está formado fundamentalmente de calizas con contenido fósil.

Carbonífero: base de pizarras y areniscas sobre las cuales hay sucesivos depósitos de flysch formado por una alternancia de areniscas, grauvacas y pizarras; entre los cuales existen depósitos de areniscas.

Triásico:

- *Facies Buntsandstein:* formado por areniscas y conglomerados de color rojizo, su espesor varía, siendo mayor hacia el SE y disminuyendo hacia el NW.
- *Facies Muschelkalk:* constituido por dolomías y calizas dolomíticas estratificadas. Su potencia varía entre los 90 y 100 m.
- *Facies Keuper:* depósito de margas abigarradas con yesos.

Jurásico:

- *Triásico Superior – Jurásico Inferior:* formado por una serie de 150 m de espesor de carniolas, dolomías y calizas dolomíticas. A techo de esta formación afloran calizas estratificadas.
- *Jurásico Inferior:* calizas estratificadas dispuestas en bancos decimétricos.

Cretácico:

- *Albiense Inferior:* corresponde a la Fm Utrillas, formación detrítica caracterizada por arenas arcillosas, con costras ferruginosas, lentejones conglomeráticos de cantos cuarcíticos. En algunos puntos puede encontrarse un nivel lignífero.
- *Albiense Superior:* alternancia de calizas con Ostreidos y margas con Ostrácodos. En la base de esta unidad se encuentran calizas ferruginosas. A techo la unidad aumenta su contenido en carbonato forma un escarpe calizo.
- *Cenomaniense-Turoniense:* formada por un tramo de calizas masivas con fragmentos de rudistos, ostras y microfauna, el espesor de este tramo es de entre 30 y 40 m. Por encima de este aflora otro tramo de 10 m de espesor de calizas recristalizadas que en ocasiones están dolomitizadas.
- *Coniaciense-Campaniense:* su base está formada por calizas biomicritas e intrabiomicritas de aproximadamente 15 m de espesor. Por encima existe un depósito de calizas de unos 60 m de espesor con intraclastos que alternan con margas.

Cenozoico:

- *Daniense:* calizas de intraclastos a los que se intercala niveles margosos, sobre el cual hay un banco de 15 m de calizas con gasterópodos. Al SE de Segura de los Baños, en el nivel de calizas aparecen intercaladas arcillas rojas.

- *Eoceno*: el depósito tiene una potencia que supera los 500 m. Está formado por un microconglomerado de cantos silíceos y cantos blandos rojizos. Al S de Segura de los Baños aflora un nivel de calizas margosas con restos de Charáceas. Estos materiales podrían haber sido depositados durante el Cretácico superior, como proponen Aurell *et al.* (2022).
- *Oligoceno Inferior*: está constituido por conglomerados y arcillas.
- *Oligoceno Superior-Mioceno Medio*: formado por calizas y margas que en ocasiones presenta algún nivel de sílex o de lignitos.
- *Mioceno Superior-Plioceno*: constituido por conglomerados de arcillas rojas y cantos del Paleozoico. Al SE de Segura de los Baños los cantos del conglomerado provienen tanto del Paleozoico como del Mesozoico.

Cuaternario: se trata de un depósito aluvial formado por gravas, arenas y arcillas.

Estructura

El Anticlinal de Montalbán se trata de un pliegue asimétrico que fue formado durante la Orogenia Alpina. Las unidades que fueron afectas por la orogenia y que forma el anticlinal van desde el Paleozoico hasta el Cretácico. Las unidades paleozoicas que lo forman fueron previamente afectas por la Orogenia Varisca, lo que ocasionó que se plegaran y se generaran cabalgamientos. Por otra parte, la Subcuenca de Montalbán está limitada al norte por el Anticlinal de Montalbán y al sur por el Cabalgamiento de Utrillas. Forma un sinclinal que está conectado con el Anticlinal de Montalbán compartiendo el flanco N de la subcuenca con el flanco S del anticlinal. (Aurell *et al.*, 2022).

METODOLOGÍA

El trabajo realizado para llevar a cabo este informe puede dividirse en trabajo de campo y trabajo de gabinete. El trabajo de campo ha consistido en jornadas de campo durante las cuales se han tomado, además de los datos de magnetometría (campo magnético total y gradiente) y gravimetría, datos de susceptibilidad magnética, control de la estratigrafía y toma de muestras de algunos afloramientos. Estos datos tomados durante las jornadas de campo se han tratado y analizado durante las sesiones de gabinete.

Trabajo de campo

Los datos magnéticos se tomaron mediante un magnetómetro fijo colocado al inicio de la ruta (magnetómetro base), con el que se observó la variación diaria del campo magnético de cara a la corrección diurna. Con un magnetómetro móvil se tomaron datos cada 2 segundos. Los magnetómetros utilizados corresponden a PMG-1 (GF Instruments, República Checa) y GMS-19 (Gemsys, Canadá), respectivamente. La ruta seguida puede observarse en la figura 4, tiene una distancia aproximada de 8.6 km durante los cuales se tomaron un total de 2555 medidas. El gradiente magnético mide la diferencia entre dos medidas, por ello no se ve influenciado por los cambios diurnos del campo magnético terrestre ni de las fuentes magnéticas que puedan existir

en profundidad. Por lo contrario, las medidas del campo total se ven afectadas por estos factores. Este hecho permite que al comparar ambas se pueda incidir en la profundidad de la fuente de la anomalía (Casas *et al.*, 2023). Además de los datos magnéticos, también se tomaron medidas de susceptibilidad magnética mediante un susceptómetro (KT-20, Georadis, Tarraplus, Canadá). Las medidas obtenidas pueden ser consultadas en el anexo 1.



Figura 4 Mapa ruta seguida durante la primera jornada de campo en la toma de datos magnéticos (modificado de Google Earth)

La gravimetría consistió en la toma de datos en 46 estaciones. La localización de las estaciones de medida puede observarse en la figura 5. Las estaciones tienen una separación aproximada entre ellas de 0.5 km. En cada estación se tomaron tres medidas, de las cuales las extremas fueron eliminadas. Además, se recogieron muestras de los afloramientos para posteriormente calcular su densidad en laboratorio.

A lo largo de la zona fueron tomadas medidas de buzamiento de las diferentes medidas aflorantes, estas pueden ser consultadas en el anexo 2, junto con un mapa que indica la situación de cada estación de medida.



Figura 5 Mapa ruta seguida durante la segunda jornada de campo en la toma de datos gravimétricos. Puntos azules: estaciones toma de medidas. (Modificado de Google Earth)

Trabajo de gabinete

Durante las jornadas de gabinete se realizó el tratamiento y análisis de los datos tomados en campo. Dado que los recorridos seguidos durante la toma de datos son irregulares, las estaciones de medida se han proyectado sobre una línea recta para poder situar los datos sobre un corte, de dirección SW-NE. Esta proyección se ha realizado utilizando la siguiente fórmula:

$$distancia = \left((long - long_i) \times \frac{long_f - long_i}{\sqrt{(long_f - long_i)^2 + (lat_f - lat_i)^2}} \right) + \left((lat - lat_i) \times \frac{lat_f - lat_i}{\sqrt{(long_f - long_i)^2 + (lat_f - lat_i)^2}} \right)$$

En la cual, *long* y *lat* hacen referencia a la longitud y latitud, respectivamente, del punto que se va a proyectar; *long_i* y *lat_i* son la longitud y latitud del inicio del corte; *long_f* y *lat_f* son la longitud y latitud del final del corte. Todas las latitudes y longitudes están expresadas en coordenadas UTM.

Para el procesamiento de los datos magnéticos, primeramente, se utilizó el programa *GemLink*, con el que se obtuvo el campo magnético residual con su corrección diurna. Posteriormente se eliminaron aquellos datos con bajo índice de calidad. Los datos restantes fueron representados obteniendo una gráfica con datos del gradiente magnético y el campo magnético residual. Aquellos datos con valores muy elevados o muy bajos y los que parecían provocados por elementos antrópicos (vallas, señales, pozos, etc.) fueron eliminados. El criterio seguido para la eliminación de datos de posible procedencia antrópica consistía en aquellos puntos donde los datos de campo residual y el gradiente magnético tenían un valor muy distinto a los de los puntos cercanos y que esta diferencia existiera en ambos grupos de datos.

Debido a la variación del campo magnético dependiendo de la distancia al polo norte magnético, el campo magnético residual obtenido ha sido corregido en base al Mapa de Isodinámicas Totales del IGN (2015) (https://www.ign.es/web/resources/geomagnetismo/cartomagnetica/ver/2015-isodinamicas_totales_1024px.jpg). Para realizar esta corrección, al campo residual se le ha restado el valor que aumenta al desplazarse hacia el norte con respecto al punto inicial. Una vez calculado este campo residual corregido, se ha realizado el procesamiento de los datos resultantes mediante los programas *GravMag* y *Acycle*.

En el programa *GravMag* se han utilizado los datos de campo magnético residual corregidos a intervalos regulares de 100m. Para las distancias en las que no existen datos, el valor utilizado se ha obtenido por interpolación. En el caso del programa *Acycle* se han utilizado todos los datos de campo residual corregido y se han tratado mediante diversas funciones del programa. Los datos han sido introducidos en función de la altura de la columna. Para calcular esta altura se ha tomado como punto más bajo de la columna el dato que se encuentra más al norte, ya que las capas buzan hacia el SW. La fórmula utilizada para calcular dicha altura es la siguiente, en la que en todos los casos se ha utilizado un buzamiento de 20°:

$$Altura = X_{final} - (X \times \sin(buz))$$

A partir de su tratamiento con diversas de las funciones de *Acycle* se ha obtenido el análisis espectral del campo magnético. La columna ha sido dividida en tres tramos diferenciados según los cambios de frecuencia a lo largo de esta, de cada uno de estos tramos se ha calculado su frecuencia, así como la velocidad de depósito y se ha realizado una reconstrucción de este. Además de comprobarse la ciclicidad de los materiales.

El procesamiento de los datos gravimétricos ha consistido en varias correcciones realizadas mediante una hoja de cálculo Excel, a excepción de la corrección topográfica, para la cual han sido utilizados los programas *Gravmaster* y *Oasis*. Las correcciones realizadas en la hoja de excel han sido las correcciones de *deriva*, *aire libre* y *Bouguer*, cuyas fórmulas son las siguientes:

$$\begin{aligned} Corrder &= (t_i - t_0) \times (m_1 - m_0) / (t_1 - t_0) \\ Aire\ libre &= 0.3086 \times altitud \end{aligned}$$

$$Bouguer = 0.04191 \times 2.67 \times altitud$$

En la corrección de *deriva*, t_i es la hora en que se tomó la medida, t_0 la hora a la que se tomó el primer dato y t_1 hora a la que se tomó el último dato, todos los tiempos medidos en segundos; m_1 y m_0 son las medidas tomadas en la última y primera estación, respectivamente. Las altitudes de las correcciones de *aire libre* y de *Bouguer* están medidas en metros.

Para la corrección topográfica se han obtenido un valor a partir del programa *Oasis* y cuatro valores a partir de *Gravmaster*, utilizando los modelos digitales del terreno MDT05 ETRS89_HU30_0492 (2010) y ETRS89_HU30_0466 (2010) del Centro de Descargas del CNIG (ING). El valor utilizado finalmente para la corrección ha sido el cuarto valor obtenido a partir de *Gravmaster*. Una vez obtenidos los valores de todas las correcciones para cada valor de gravimetría tomado, se calcula la anomalía de Bouguer mediante la fórmula:

$$\text{Anomalía de Bouguer} = \text{gravedad observada} - \text{corrección de deriva} + \text{corrección de aire libre} - \text{corrección de Bouguer} + \text{corrección topográfica}$$

Los valores calculados han sido representados en una gráfica y posteriormente tratados mediante el programa *GravMag*. Para el programa se han utilizado valores de anomalía a intervalos regulares de 500 m, obtenidos por la interpolación de la anomalía calculada.

En el programa se ha dibujado un corte geológico en base a los datos disponibles en la Hoja Magna 492 (Segura de los Baños) (Martín Fernández *et al.*, 1972), en la Hoja Magna 466 (Moyuela) (Ruiz Fernández de la Lopa y Carls, 1985), y de los datos medidos en campo durante la tercera jornada de campo (anexo 2). Al inicio y final del corte se han alargado las unidades varios kilómetros, para evitar que se produzca el *efecto borde* a la hora de que el programa calcule la anomalía gravimétrica. A partir de los datos de densidad calculados en gabinete (cuyo proceso de cálculo se explicará a continuación), se les ha dado unos valores de densidad a las diferentes unidades del corte, las unidades para las cuales no se tomaron muestra, el valor de densidad se ha obtenido de Pueyo *et al.* (2015) o a partir de valores estándar para cada litología.

La medición de las densidades de las muestras medidas en campo se ha realizado partiendo dichas muestras en varios trozos, obteniendo cinco medidas de cada una de ellas. Cada trozo ha sido pesado en seco y posteriormente se ha pesado sumergiéndolo en agua. Para hallar su densidad se divide el peso en seco entre la diferencia entre el peso en seco y al sumergirlas. Con los cinco datos obtenidos de cada muestra se ha calculado la media. Los resultados de esta prueba están disponibles en la tabla del anexo 3, junto con un mapa de los puntos donde se ha tomado cada muestra.

PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

Corte geológico

En el corte realizado (figura 6) se puede observar como en la mitad SW afloran los materiales más modernos (Cenozoico), la unidad de más espesor de esta era es el Eoceno. A partir de los 9 km hasta el final del corte destaca la presencia de fallas, tanto normales como inversas, estas última se ubican entre los 10 y 11 km. Las fallas afectan a unidades desde el Carbonífero hasta el Cretácico. El material más antiguo que aflora es el Carbonífero entre los 13 y 14 km, entre dos

fallas normales. En profundidad destaca la disminución de la potencia de la corteza hacia el NE, mientras que el espesor de las unidades Paleozoicas aumenta.

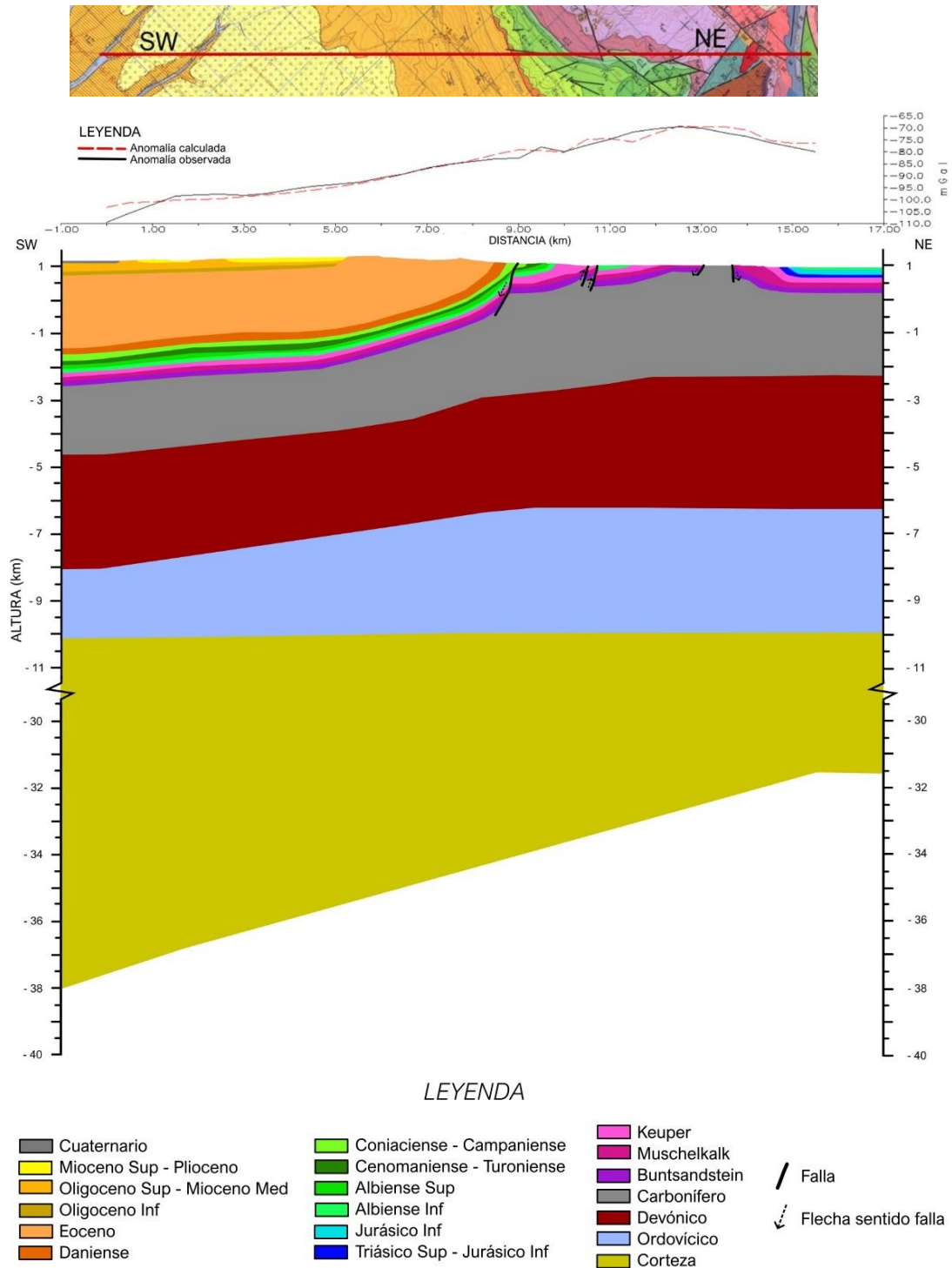


Figura 6 Corte geológico de la zona de estudio, complementado con los datos gravimétricos. En la parte superior: modificado de MAGNA nº 492 (Martín Fernández et al., 1972) y nº 466 (Ruiz Fernández de la Lopa y Carls, 1985)

Gravimetría

Tras haber realizado las correcciones de *deriva*, *aire libre*, *Bouguer* y *topográfica*, se han representado los resultados de la anomalía de Bouguer en la gráfica de la figura 7. En esta gráfica han sido representadas las anomalías ocasionadas tanto por las unidades geológicas más superficiales, que causan los pequeños cambios; como los grandes cambios provocados por los cambios en el espesor de la corteza. Estos últimos han ocasionado el aumento de los valores de anomalía de Bouguer hacia el NE hasta llegar a una distancia aproximada de 12750 m, a partir de la cual desciende. El valor de la anomalía medida en el inicio del corte es de -109.4 mGal, mientras que la anomalía final del corte es de -80.8 mGal. El valor máximo es de -68.8 mGal, medido a una distancia de unos 12750 m, punto de inflexión a partir del cual la anomalía empieza a descender. Un aspecto que llama la atención es el valor de anomalía a una distancia de 8385 m, la cual tiene un valor de -112.8 mGal; esta medida se aleja de la tendencia ascendente del resto de medidas, y por ello se ha desechado.

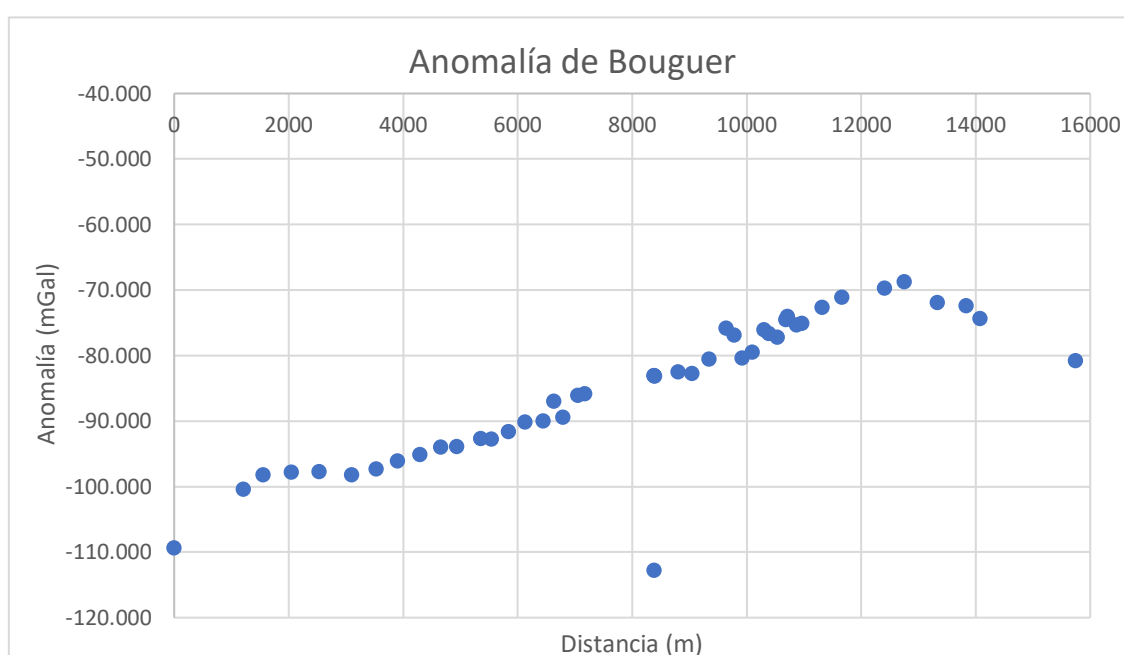


Figura 7 Gráfica anomalía de Bouguer

El corte realizado junto con la gráfica que representa la anomalía de Bouguer medida en campo y la calculada por el programa *GravMag* a partir de las medidas de densidad dadas puede verse en la figura 6. Las densidades utilizadas en la modelización se recogen en la tabla de la figura 8. Las densidades utilizadas para las unidades del Muschelkalk, Albiense Inferior, Coniaciense – Campaniense y Eoceno, se han obtenido a partir de la medición de las densidades de las muestras tomadas en campo (anexo 3). En los casos donde se han calculado varios valores de densidad se ha empleado el promedio de estos. El dato de densidad del Keuper, ha sido obtenido de Pueyo *et al.* (2016). Las densidades del resto de unidades se han obtenido por tanteo en base a los valores estándar para cada litología, intentando que la anomalía calculada por el programa a partir de las densidades se aproxime lo máximo a la observada en campo. En la tabla que recoge las densidades (fig. 8) se observa que la mayoría de unidades tienen una densidad de entre 2.5 y 2.7 g/cm³. El Cuaternario es la unidad que presenta menor densidad, siendo de tan solo 1.5 g/cm³. En el otro extremo está la corteza con una densidad de 2.82 g/cm³.

UNIDAD	DENSIDAD (g/cm ³)	UNIDAD	DENSIDAD (g/cm ³)
Cuaternario	1.5	Jurásico Inf	2.3
Mioceno Sup - Plioceno	2.5	Triásico Sup – Jurásico Inf	2.5
Oligoceno Sup – Mioceno Med	2.5	Keuper	1.9
Oligoceno Inf	2.5	Muschelkalk	2.553
Eoceno	2.54	Buntsandstein	2.6
Daniense	2.5	Carbonífero	2.67
Coniaciense - Campaniense	2.7	Devónico	2.67
Cenomaniense - Turoniense	2.7	Ordovícico	2.67
Albiense Sup	2.7	Corteza	2.82
Albiense Inf	2.547		

Figura 8 Tabla densidades utilizadas para las unidades del corte de la figura 6.

En relación a la modelización de la anomalía (fig. 6) se puede observar que en algunos tramos la anomalía calculada a partir de los valores de densidad proporcionados al programa, se aleja en de la anomalía observada en campo. El tramo con mayor diferencia entre ambas anomalías es en el borde SW, desde el principio del corte hasta una distancia aproximada de 1 km. En este caso la anomalía de Bouguer observada aumenta muy rápidamente hasta que se estabiliza, empezando en un valor de -110 mGal, llegando a alcanzar algo más de -100 mGal, sin embargo, la anomalía calculada empieza siendo más elevada (-103 mGal aproximadamente), y aumentando muy ligeramente. En el tramo entre los 1.5 y 6 km, la anomalía calculada es ligeramente menor que la observada siendo la mayor diferencia de 2 mGal. A partir de los 6 km ambas anomalías son coincidentes y aumentan a la par hasta los 8 km. A partir de este punto las anomalías dejan de coincidir, aunque la diferencia entre ambas no llega a ser muy elevada. En este último tramo se observa como la anomalía observada en campo aumenta hasta una distancia aproximada de 13 km teniendo únicamente una pequeña subida y bajada entre los 9 y 10 km. Sin embargo, la anomalía calculada, aunque presenta la misma tendencia de aumentar hasta los 13 km y posteriormente disminuir, los valores zigzaguean.

Magnetometría

Los datos de susceptibilidad magnética tomados en campo están disponibles en el anexo 1. El aspecto más destacable de las medidas es la gran diferencia entre los datos de cada una de las unidades. Esta diferencia llega a ser superior a 90×10^{-6} SI, como es el caso del Eoceno; mientras que, la unidad con menos diferencia es el Mioceno Sup. - Plioceno, con una diferencia 13.8×10^{-6} SI. En la segunda tabla de este anexo, se recoge el promedio de la susceptibilidad de cada unidad. Los promedios varían entre los 9.72×10^{-6} SI, correspondiente al Mioceno Sup. – Plioceno y siendo la única unidad con una susceptibilidad menor a 10×10^{-6} SI; hasta la máxima de 40.13×10^{-6} SI del Eoceno.

Las medidas del campo magnético residual y gradiente magnético están representadas en la gráfica de la figura 9, en la que se sitúan sobre un corte de dirección SW-NE. En ella, a primera vista destacan dos *gaps* hacia el final del corte, esto es debido a que en estos tramos no se tomaron datos. El primer *gap* corresponde al municipio de Salcedillo, mientras que el segundo,

corresponde a un tramo de monte el cual no se pudo recorrer debido a las condiciones del camino.

El valor mínimo de gradiente magnético es de -13.4 nT, y el máximo de 14.7 nT, mientras que, en el caso del campo magnético residual, el mínimo es de -4.7 nT, y el máximo llega a los 37.2 nT. Uno de los aspectos que más destacables del campo magnético residual es su clara tendencia general a aumentar su valor hacia el NE. A pesar de ello, su valor máximo se encuentra a una distancia de poco más de los 3500 m, menos de la mitad del corte. En los primeros 400 m del corte, las oscilaciones del campo residual están bien definidas lo que permite que se aprecie claramente su amplitud y longitud de onda. El tramo con mayor amplitud se encuentra entre los 2500 y 5000 m. El gradiente magnético tiene, en comparación con el campo residual, una amplitud mucho menor. Esto ocasiona que no se pueda observar con tanta claridad las oscilaciones y que aparentemente tenga una mayor densidad de datos.

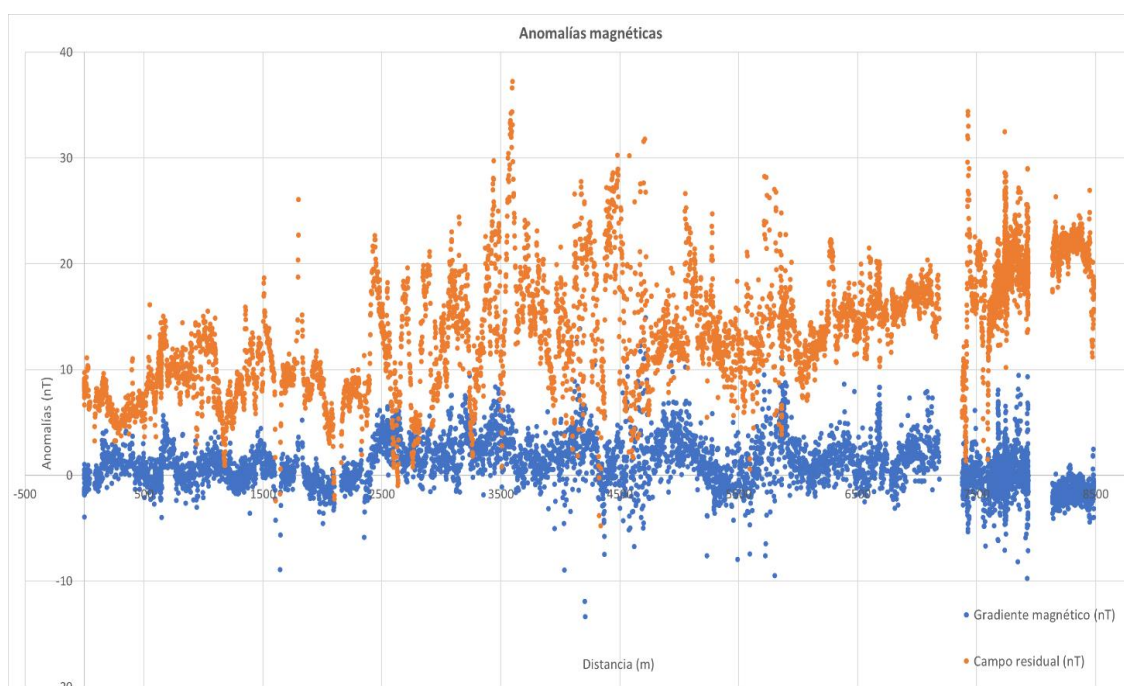


Figura 9 Gráfica del gradiente magnético y el campo magnético residual sobre el corte medido en campo.

Se modelizaron los datos de campo magnético residual con el programa *GravMag*, con el objetivo de obtener las características de los posibles cuerpos causantes de este campo, sin obtener resultado definitivo. Puesto que la profundidad del cuerpo causante de la anomalía está en relación con la longitud de onda de la misma, la mayor parte de las anomalías se corresponderían con elementos superficiales (el gradiente magnético únicamente es sensible a objetos localizados a profundidades de varios metros), localizados a profundidades entre unos centímetros y varias decenas de metros. Por ello, se ha interpretado que las anomalías magnéticas pueden estar en relación con los cambios que se producen a lo largo de la serie estratigráfica (inclinada en este caso), debido al diferente contenido en minerales magnéticos de las diferentes unidades tal como proponen Casas-Sainz *et al.* (2023) en la Cuenca de Cameros. Esto proporciona una herramienta para determinar cuestiones importantes en relación con la ciclicidad sedimentaria. Por ello se ha utilizado el programa *Acycle* v2.8, versión del 2023 (Li *et al.*, 2019), que permite trabajar con volúmenes importantes de datos.

La primera modelización que se realizó en este programa fue el análisis espectral del campo magnético (figuras 10 y 11). En la figura 10 los puntos de interés corresponden a los tres picos que superan el *Chi2* 99% CL. Estos picos tienen unas frecuencias, de izquierda a derecha, que corresponden con longitudes de onda de 216.53, 75.96, y 15.62 m. En el caso de la gráfica de la figura 11 los puntos de interés son aquellos que se sitúan por encima de la línea del *Robust AR(1)* 99%. Existen cuatro picos que la superan, siendo tres de ellos coincidentes al caso anterior; el pico adicional se sitúa entre el segundo y tercero de la gráfica anterior, y tiene una frecuencia correspondiente a una longitud de onda de 18.53 m.

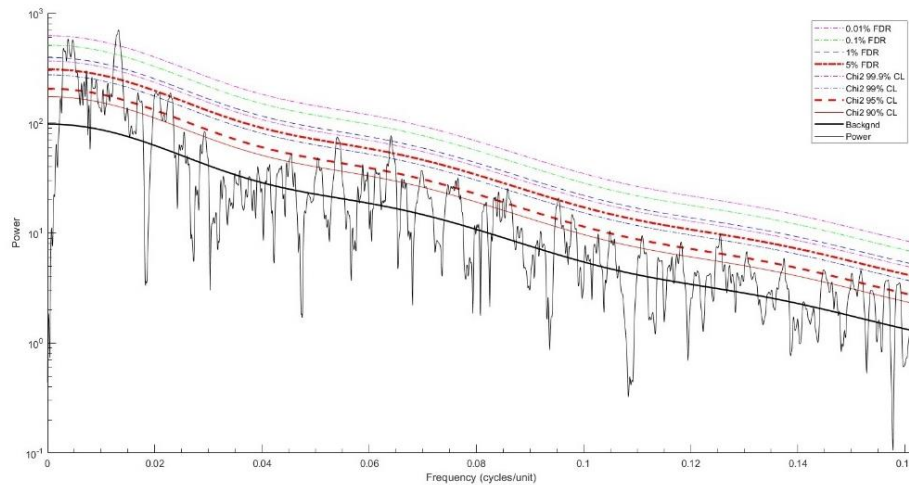


Figura 10 Gráfica frecuencia campo magnético residual, *Chi2*

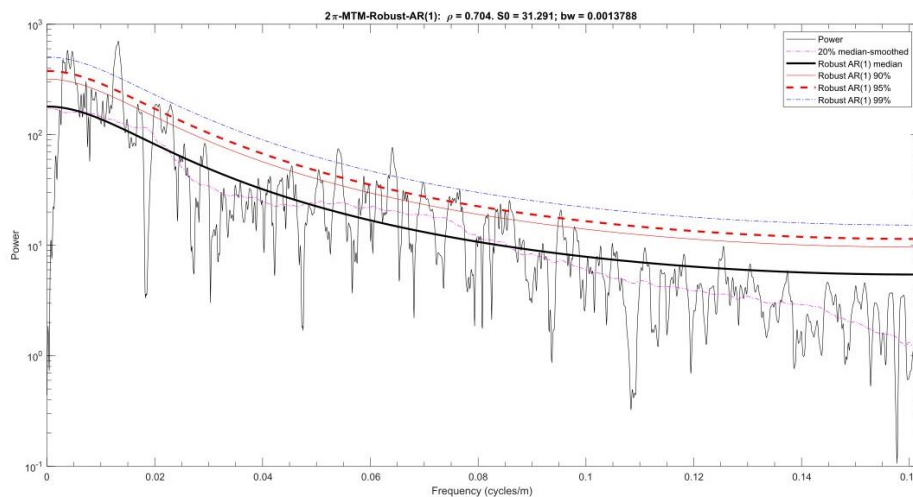


Figura 11 Gráfica frecuencia campo magnético residual, *Robust AR(1)*

Posteriormente se ha realizado el análisis de datos con las funciones *Evolutionary Spectral Analysis*, *Correlation Coefficient* y *TimeOpt*. Las gráficas con los resultados obtenidos a partir de dichas funciones están disponibles en la figura 12, donde se muestran de izquierda a derecha, en el orden anteriormente mencionado. A la hora de realizar estos análisis se ha dividido la columna en tres tramos según los cambios de frecuencia a lo largo de esta. Las alturas de la columna se han obtenido transformando la distancia del corte en altura mediante el buzamiento y su distancia al punto más bajo de la columna.

En las gráficas de la figura 12.C, están representados los resultados desde el inicio de la columna hasta una altura de 800 m. En la gráfica *a*, se puede contemplar como los valores oscilan mayoritariamente entre los -2.5 y 5. Sin embargo, a una altura de entre 300 y 400 m llega hasta valores extremos, de -15 y 15. En la gráfica *b*, se observa como la frecuencia se mantiene más o menos constante hasta una altura de aproximadamente 600 m con valores de entre los 90 y 130 m. A partir de los 600 m de altura, existen dos posibles frecuencias, de 64 m o de entre 20 y 30 m. En la gráfica *c* están representadas las velocidades de sedimentación. El valor máximo de 40 cm/ka se alcanza entre los 120 y 220 m y entre los 430 y 510 m. En estos últimos metros de este tramo de columna la velocidad es mínima llegando en algunos puntos a aproximadamente 6 cm/ka. En las gráficas *d*, están representados en rojo los datos introducidos, mientras que en negro se presenta la reconstrucción realizada por el programa. En ambas gráficas se ha dado una edad media de los materiales de 75 Ma, pero mientras en la gráfica superior se ha establecido una velocidad máxima de 16 cm/ka, en la inferior la velocidad máxima ha sido de 40 cm/ka. En ambas gráficas, la velocidad utilizada por el programa es menor a la máxima establecida, siendo de 14.5 y de 32.1 cm/ka, respectivamente. En la gráfica superior la reconstrucción, las oscilaciones presentan una mayor frecuencia que en la inferior.

Las gráficas de la figura 12.B, se tratan de las obtenidas para el tramo de la columna entre los 800 y 2600 m de altura. En la gráfica *a* se puede observar los valores entre los -10 y 10. El valor mínimo, de -20, se encuentran a una altura algo superior a los 1400 m; mientras que el máximo, de 20, se sitúa a los 1650 m. Como se puede observar en la gráfica *b*, la frecuencia predominante a lo largo del tramo es de entre 180 y 200 m. Sin embargo, entre los 1250 y 1500 m de altura de la columna y entre los 1750 y 2050 m la frecuencia disminuye a aproximadamente los 72 m. La velocidad de sedimentación (fig. 12.B.c) se mantiene bastante estable a lo largo de la columna. Hasta los 1600 m es de aproximadamente 18 cm/ka. El máximo se sitúa en los 1300 m con una velocidad de 21.5 cm/ka. Entre los 1600 y 1850 m la velocidad disminuye llegando a valores mínimos de 11 cm/ka. A partir de los 1850 m, la velocidad media es de 19 cm/ka. En la gráfica *d* se ha utilizado una edad media de los materiales de 28 Ma y una velocidad máxima de 22 cm/ka. La frecuencia de la reconstrucción no permite comparar correctamente el ajuste del modelo con los datos.

La parte A de la figura 12, corresponde a la parte superior de la columna, que va de los 2600 a los 2900 m. Gracias a su escala, en la gráfica *a* puede observarse claramente los pequeños cambios de sus valores. El valor máximo, de 6, se da en los 2670 m, mientras que el mínimo, de -4, ocurre a una altura de 2730 m. En la gráfica *b* se observa como en los primeros 30 m, la frecuencia es de aproximadamente 11 m, siendo la frecuencia mínima de este último tramo de la columna. Los valores máximos son de aproximadamente 48 m. La gráfica *c* muestra que durante los primeros metros la velocidad de depósito es de unos 27 cm/ka. La velocidad máxima se alcanza a los 2710 m y es de 38 cm/ka. A la altura de 2750 m, alcanza la velocidad mínima de 6 cm/ka. Para generar la gráfica *d* se ha utilizado una edad media de los materiales de 25 Ma y una velocidad de depósito máxima de 50 cm/ka, que en este caso ha sido la utilizada para la reconstrucción. El modelo resultante se ajusta bastante bien a los datos de campo, coincidiendo ambos en algunos momentos.

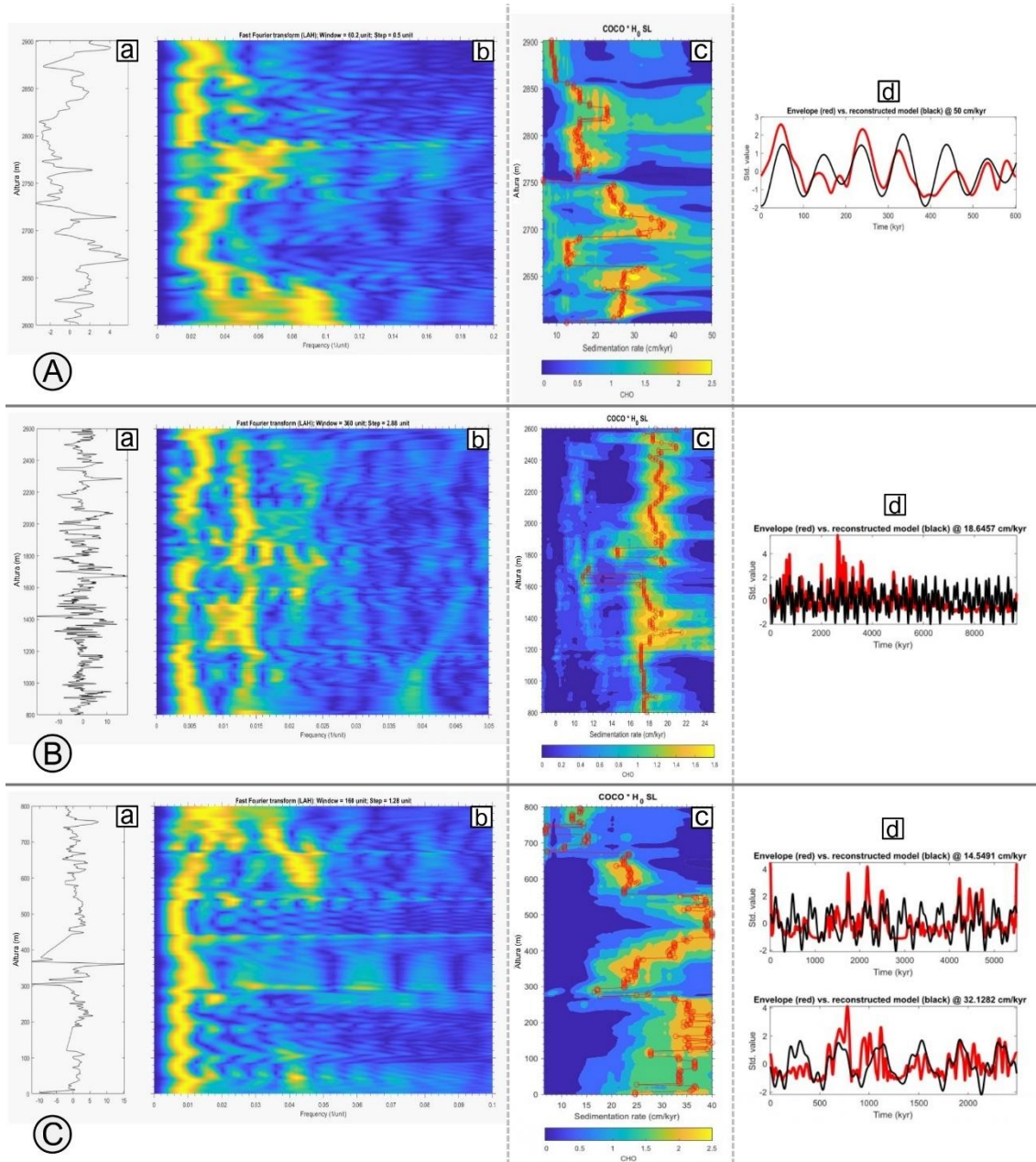


Figura 12 Gráficas obtenidas a partir de Acycle. A: altura de la columna de 2600 a 2900 m; B: columna de 800 a 2600 m; C: columna 0 a 800 m. **a**: anomalía **b**: gráfica de frecuencia; **c**: gráfica de velocidad de depósito; **d**: reconstrucción del modelo

Durante la última jornada de campo se comprobó los afloramientos de las dos alturas de la columna donde se ha establecido el final del primer y segundo tramo. Con estas observaciones se espera comprobar si los cambios por los cuales se dividió la columna están reflejados en los afloramientos.

En el tramo de camino que correspondería a una altura de la columna por debajo de los 800 m aflora un depósito conglomerático formado por una matriz de color rojizo (figura 13). En el afloramiento se puede distinguir claramente dos partes. La parte inferior está constituida por una gran cantidad de cantos, estos son angulosos, de tamaños variables, no presentan granoselección y están sostenidos por la matriz. La parte superior del afloramiento está formado por menor cantidad de cantos, que además son de mayor tamaño. Al igual que en la parte inferior, los cantos son angulosos, matriz-sostenidos y no presentan selección.

Por encima de los 800 m de altura de la columna afloran unos conglomerados de color rojizo (figura 14). Sus cantos son de tamaño centimétrico a decimétrico, están granosostenido y no presentan granoselección. Presentan tanto cantos redondeados como angulosos.

El afloramiento que corresponde a la altura 2600 m de la columna actualmente se utiliza como camino entre campos de cultivo, por lo que no ha sido posible observar la geología de esa zona.



Figura 13 Foto del afloramiento correspondiente a una altura de la columna inferior a 800 m. (Escala: libreta 21x14 cm)



Figura 14 Foto del afloramiento correspondiente a una altura de la columna superior a 800 m (Escala: libreta de 21x14 cm)

Mediante otra de las herramientas del programa *Acycle* se ha obtenido una propuesta de modelo de ciclos de Milankovitch que se ajuste a los datos de variación de campo magnético residual corregidos por el buzamiento para definir la altura en la columna estratigráfica (figura 15).

Al contemplar la gráfica resultante se observa como en algunos tramos el modelo se ajusta mejor a la tendencia general de los datos. Estos tramos han sido resaltados en la gráfica 15. Dando como resultado 5 tramos de la columna en los cuales la modelización de la ciclicidad se ajusta mejor a los datos.

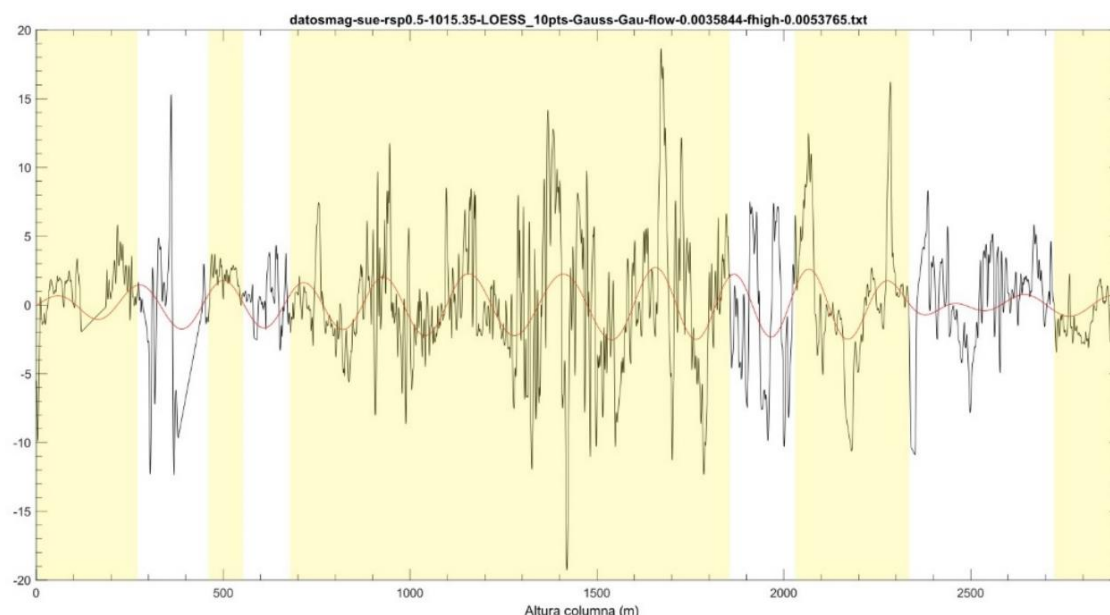


Figura 15 Gráfica comparación ciclo de Milankovitch. **En negro:** representación campo magnético residual; **en rojo:** reconstrucción ciclo Milankovitch; **sombreado amarillo:** tramos de mejor ajuste entre los datos y la reconstrucción

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Corte geológico

A la hora de realizar el corte geológico (figura 6), entre los 13 y 14 km, el Carbonífero que aparece aflorando, en los mapas MAGNA nº 492 (Segura de los baños) (Martín Fernández *et al.*, 1972) y nº 466 (Moyuela) (Ruiz Fernández de la Lopa y Carls, 1985), aparece como Ordovícico y Devónico, respectivamente. A pesar de ello, a la hora de realizar el corte se ha decidido cambiar por Carbonífero al comprobar que estas unidades no se ajustaban al corte.

Al comparar el corte resultante con los realizados por Casas *et al.* (2000) y Aurell *et al.* (2022), figuras 16 y 17, respectivamente, se observan varias similitudes y diferencias. Hay que tener en cuenta que los cortes representan diferentes secciones de la Cuenca y el Anticlinal de Montalbán. Entre las similitudes se encuentra la gran potencia del Cenozoico, sin embargo, Casas *et al.* (2000) proponen una disminución de esta potencia hacia el norte provocada por la presencia de fallas ciegas. En ambos trabajos, en la Cuenca de Montalbán, bajo las unidades Cretácico no se han prolongado las unidades triásicas, al contrario que en el corte realizado en este trabajo. En las tres propuestas, las unidades triásicas han sido representadas en ambos flancos del Anticlinal de Montalbán. El Jurásico ha sido representado tan solo en el flanco N, sin embargo, en la propuesta de Aurell *et al.* (2022), su potencia aumenta hacia el N, mientras que en el corte de la figura 6 el espesor se ha mantenido. Otros puntos en que se diferencia con el corte de Aurell *et al.* (2022) es que en este el Cretácico del flanco N corresponde al Cretácico Superior, mientras que en el corte de este trabajo se ha representado como Albiense (Cretácico Inferior) y que el flanco S llega a estar invertido. Con respecto a las fallas, en la propuesta de este trabajo hay un mayor número de fallas, tanto normales como inversas, mientras que en las otras propuestas tan solo existen fallas inversas; tampoco se ha propuesto fallas ciegas como sí lo hizo Casas *et al.* (2000).

El cambio anteriormente comentado de sustituir por Carbonífero el Ordovícico y Devónico indicados por los mapas MAGNA nº 492 (Segura de los baños) (Martín Fernández *et al.*, 1972) y nº 466 (Moyuela) (Ruiz Ferández de la Lopa y Carls, 1985), no ha podido ser comparado debido a que el corte de Casas *et al.* (2000) no ha llegado a cortar esta parte del anticlinal y en el corte de Aurell *et al.* (2022) no se han diferenciado las unidades del Paleozoico.

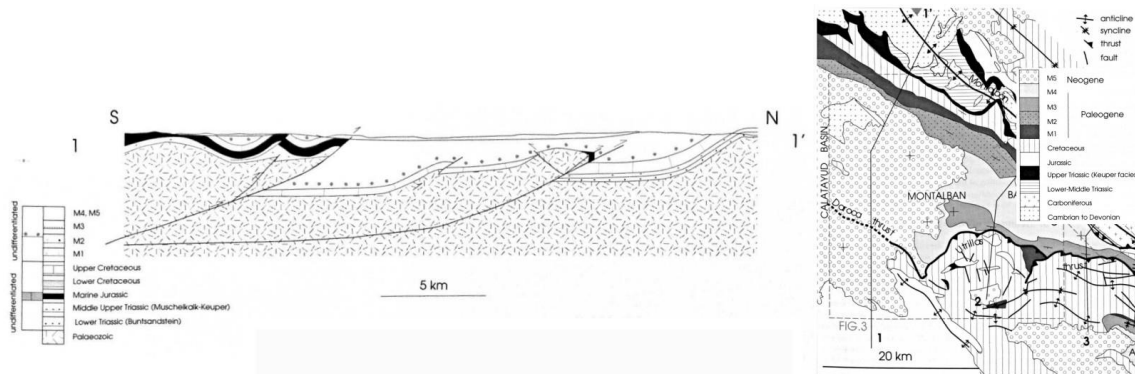


Figura 16 Corte de la Cuenca de Montalbán y su ubicación (modificado de Casas *et al.*, 2000)

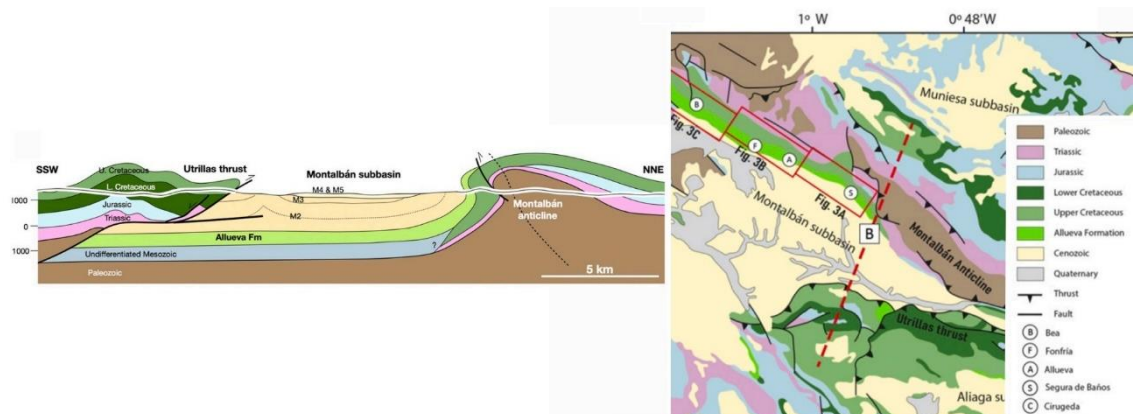


Figura 17 Corte de la Cuenca de Montalbán y su ubicación (modificado de Aurell *et al.*, 2022)

Gravimétrica

La tendencia a aumentar la anomalía de Bouguer hacia el NE (figura 7) puede deberse a la disminución del espesor de la corteza en esta dirección que proponen Salas y Casas (1993). Además, concuerda con el aumento de la anomalía de Bouguer hacia el E de la provincia de Teruel, que se ilustra en el mapa de anomalías gravimétricas Bouguer de la Península Ibérica y Baleares escala 1:1000000 (Mezcua *et al.*, 1996) (<https://www.ign.es/web/catalogo-cartoteca/resources/html/016741.html>).

En la modelización con el programa *GravMag* (figura 6), el cambio en el corte del Carbonífero con respecto a lo establecido por Martín Fernández *et al.* (1972) y Ruiz Ferández de la Lopa y Carls (1985) no afecta a la modelización ya que las tres unidades han sido modelizadas con la misma densidad. La diferencia entre la anomalía observada y la calculada, en la mayor parte de los casos puede deberse a que la medida se tomó sobre una unidad diferente a la que ha sido representada sobre el corte. Esto es debido a que, al proyectar las estaciones de medida sobre

el corte estas quedan sobre unidades diferentes. A continuación, se detallan los tramos en que esto podría estar sucediendo.

- 8 - 9.5 km: las medias se tomaron sobre Eoceno y se proyectan sobre parte de Eoceno, Daniense y Cretácico. El hecho que las unidades cretácicas estén modelizadas con una densidad mayor a la del Eoceno ocasiona que la anomalía calculada sea mayor a la observada.
- 10 - 11 km: los datos fueron tomados sobre Albiense Inferior, Keuper y Muschelkalk y proyectados sobre Keuper y Albiense Inferior.
- 11 - 12.5 km: se midió sobre Keuper, Muschelkalk y Carbonífero, pero queda proyectado sobre Albiense Inferior, Keuper y Muschelkalk. Las unidades sobre la que ha sido proyectado tienen una densidad menor que el Carbonífero, por lo que la anomalía calculada por el programa sería menor a la observada en campo.
- 13 - 14.5 km: los datos fueron tomados en Carbonífero y las tres unidades del Triásico y han sido proyectadas sobre Carbonífero y Muschelkalk. Los datos tomados sobre las diferentes unidades triásicas han sido proyectados únicamente sobre el Muschelkalk. Que la anomalía calculada sea superior se debería a que donde se midió sobre el Buntsandstein, en el corte hay una unidad “extra”; mientras que donde se tomaron en el Keuper, al estar proyectados en una unidad con mayor densidad la anomalía calculada también sería mayor.
- 14.5 km hasta el final del corte: Las medidas se tomaron sobre Keuper y Jurásico Inferior, no obstante, ha sido proyectado sobre el Keuper, Triásico Superior-Jurásico Inferior, Jurásico Inferior y Albiense Inferior. A los datos proyectados sobre el Albiense, se les ha añadido esta unidad, lo que provoca que la anomalía calculada sea mayor a la observada. Esta unidad también habría afectado al cálculo de la anomalía de los metros anteriores.

Aunque este hecho explique la mayoría de las variaciones existentes, no puede explicar su totalidad. La diferencia entre anomalías más destacable, correspondiente al principio del corte. Al situarse en el extremo del corte, lo más probable es que se deba al efecto borde. Aunque a la hora de realizar el corte se hayan alargado las unidades tanto del inicio como del final para evitar este efecto, es posible que no haya sido suficiente. La diferencia existente entre los 1.5 y 6 km, no puede explicarse por ninguno de los motivos anteriores. Lo más probable es que no se haya logrado obtener la densidad exacta de alguna de las unidades. A pesar de ello, la diferencia entre ambas anomalías es mínima, por lo que, aunque alguna de las densidades no sea la exacta, debe ser muy próxima a la dada.

Magnetometría

En relación con los resultados representados en la gráfica de la figura 9; la tendencia del campo residual de aumentar hacia el NE, no puede deberse al factor tiempo ni al desplazamiento hacia el N, puesto que estos factores han sido corregidos anteriormente a su representación. Lo más probable es que se deba al ascenso del Paleozoico, ocasionado por la geometría del Anticlinal de Montalbán.

A partir de las reconstrucciones realizadas por el programa *Acycle* (figura 12) se han obtenido los miles de años que han necesitado los sedimentos para depositarse:

- Tramo inferior (0 – 800 m): teniendo en cuenta las velocidades utilizadas para las reconstrucciones (figura 12.C.d), la inferior se ajusta mejor a los datos de velocidad calculados. A partir de ella se obtiene que los primeros 800 metros tardaron 2.5 Ma en depositarse.
- Tramo medio (800 – 2600 m): debido a la densidad de la reconstrucción no es posible observar su coincidencia con lo obtenido a partir de los datos de campo. La velocidad utilizada por el programa, de 18.6 cm/ka, concuerda con la media de las velocidades obtenidas. Este hecho parece indicar que la reconstrucción podría ajustarse a los datos. A partir de la reconstrucción se establece que se necesitó 10 Ma para que se depositara este tramo.
- Tramo superior (2600 - 2900 m): a partir de la reconstrucción se determina que para depositar este tramo se necesitaron 600 mil años. Sin embargo, la velocidad utilizada, de 50 cm/ka, no se ajusta a las velocidades obtenidas, cuyo máximo es de 38 cm/ka. Por lo tanto, no es posible determinar que se ajuste a la realidad.

Al comparar las velocidades obtenidas con las calculadas por Aurell *et al.* (2022) (figura 18). Solo es posible hacerlo con las velocidades del tramo inferior, puesto que en el trabajo de Aurell *et al.* (2022) se han calculado las velocidades hasta los 68 Ma, mientras que el segundo tramo de la columna de este trabajo tiene una edad media de 28 Ma. La línea roja de la figura 18 señala los 75 Ma, edad media de los datos de los primeros 800 m de la columna. Aurell *et al.* (2022) proponen para esta edad una velocidad de 3.7 cm/ka, lo que contrasta con la media de unos 30 cm/ka y la velocidad mínima de 6 cm/ka obtenidas en este trabajo.

Con respecto a la gráfica de los datos de campo magnético residual y la reconstrucción del ciclo de Milankovitch (figura 15), a simple vista parece que el modelo de ciclicidad se ajusta bien a los datos de campo. Sin embargo, al observar con más detenimiento, se detectan tramos en los cuales no se ajusta a la verdadera tendencia de los datos. Al

descartar los tramos donde el modelo no se ajusta exactamente a la tendencia queda un total de 1025 m en los cuales el modelo se ajusta perfectamente a los datos. Dando como válidos solamente los tramos en los que el modelo se ajusta perfectamente, daría como resultado que en menos de la mitad de la columna se cumple esta condición, por lo que el resultado podría haberse dado tan solo por estadística, y no demuestra la ciclicidad de la sedimentación.

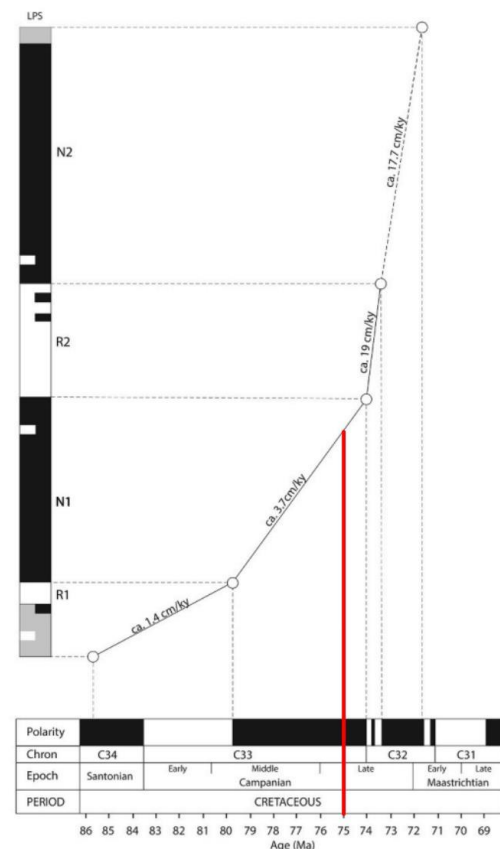


Figura 18 Columna velocidades, modificado de Aurell *et al.* (2022)

CONCLUSIONS

The geometry of the Montalbán Anticline and continental crust's thickening suggested in the cross section, fit the Bouguer anomaly data from the field. Its relationship can be confirmed thanks to the modelling with *GravMag*.

The lack of results from the modelling of the residual magnetic field data with the *GravMag* program indicate that these anomalies are caused by deep materials. The data could be analysed by *Acycle* program. The column has been divided in three sections. For the first section the average deposition rate obtained is 32.1 cm/ky, it contrasts with the deposition rate calculated by Aurell *et al.* (2022) for this age's materials (3.7 cm/ky). This section takes 2.5 My to deposit. The second section was deposited in 10 My at a rate of 18.6 cm/ky. In the third section, the deposition rate used in the deposition model is too different to the calculated deposition rate, so the deposition rate for this section can't be established.

The result from the comparison with Milankovitch's cycles is unfavourable, since the total coincidence between the data and the cycles are less than a half of the column. It could be only the result of a statistical coincidence, so it doesn't demonstrate a real relationship.

BIBLIOGRAFÍA

Aurell, M., Torromé, D., Gasca, J. M., Calvín, P., Pérez-Pueyo, M., Parrilla-Bel, J., Medrano-Aguado, E., Martín-Closas, C., Vicente, A., Sierra-Campos, P. y Canudo, J. I. (2022). Latest Cretaceous palaeogeographic evolution of northeast Iberia: Insights from the Campanian continental Montalbán subbasin (Spain). *Earth-Science Reviews*, 235, 104251: 1-26.

Casas, A. M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, T. (2000): Syn-tectonic sedimentation and thrust-andfold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 1 (2000): 1-17.

Casas, A. M., Muñoz, A., Tella, A. y Liesa, C. L. (2023): Magnetic surveying as a proxy for defining cyclicity in thick sedimentary fillings: Application to the Cretaceous Cameros Basin (N Spain). *Cretaceous Research*, 154, 105736.

Instituto Geográfico Nacional (en línea). Mapa Geomagnético de España Península e Islas Baleares. Isodinámicas Totales 1:2.000.000. Instituto Geográfico Nacional (última modificación, 2015). Disponible en:
<https://www.ign.es/web/resources/geomagnetismo/cartomagnetica/ver/2015-isodinamicas_totales_1024px.jpg>

Instituto Geográfico Nacional (2010): *Modelo Digital del Terreno MDT05 ETRS89_HU30_0466*. Centro de Descargas del CNIG, IGN, Madrid.

Instituto Geográfico Nacional (2010): *Modelo Digital del Terreno MDT05 ETRS89_HU30_0492*. Centro de Descargas del CNIG, IGN, Madrid.

Li, M., Hinnov, L. y Kump, L. (2019): Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers & Geosciences*, 127: 12-22.

Martín Fernández, M., Canerot, J. y Linares-Rivas, A. (1972): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 492 (Segura de los Baños)*. IGME, Madrid.

Martín Fernández, M., Canerot, J., Linares-Rivas, A., Grambast, L., Quintero Amador, I., Mansilla Izquiero, H., de las Heras Fernández, A., Fernández Luanco, M. C., Leyva Cabello, F. y Martínez Martínez, J. U. (1977): *Memoria Mapa Geológico de España 1:50.000 hoja nº 492 (Segura de los Baños)*. IGME, Madrid.

Mendivil Navarro, F. J. (en línea). Mapa de la Comarca de Cuencas Mineras. Teruel. Aragoneria (última modificación 5/2003). Disponible en:

<<https://www.aragoneria.com/mapas/comarcas/cuencasmineras.php>>

Mezcua, J., Gil, A. y Benarroch, R. (en línea). Anomalías gravimétricas Bouguer de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000. Instituto Geográfico Nacional (última modificación, 1996). Disponible en: <<https://www.ign.es/web/catalogo-cartoteca/resources/html/016741.html>>

Pueyo, E. L., Izquierdo-Llavall, E., Rodríguez-Pintó, A., Rey-Moral, C., Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Calvín, P., Ayala, C., Ramajo, J., del Río, P., Rubio, F. M. y García-Lobón, J. I. (2016): Petrophysical properties in the Iberian Range and surrounding areas (NE Spain): 1-density. *Journal of maps*, 12, nº 5: 836-844.

Ruiz Fernández de la Lopa, V. y Carls, P. (1985): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 466 (Moyuela)*. IGME, Madrid.

Salas, R. y Casas, A., (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.

Suárez Monfort, V. (2012): *Sedimentología de las unidades detríticas de edad Albiense en el área del Anticlinal de Montalbán (Teruel)*. Trabajo fin de máster, Universidad de Zaragoza.

Tent-Manclus, J. E., Giannetti, A., Baeza Carratalá, J. F. y Yébenes Simón, A. (2012): *La Cordillera Ibérica*. Universitat d'Alacant, 2 p.

Wikipedia, versión en castellano (en línea). Maicas. Wikipedia, la enciclopedia libre (última modificación, 16/6/2024). Disponible en: <<https://es.wikipedia.org/wiki/Maicas>>

Wikipedia, versión en castellano (en línea). Salcedillo (Teruel). Wikipedia, la enciclopedia libre (última modificación, 16/6/2024). Disponible en:

<[https://es.wikipedia.org/wiki/Salcedillo_\(Teruel\)](https://es.wikipedia.org/wiki/Salcedillo_(Teruel))>

ANEXOS

ANEXO 1: DATOS SUSCEPTIBILIDAD MEDIDOS

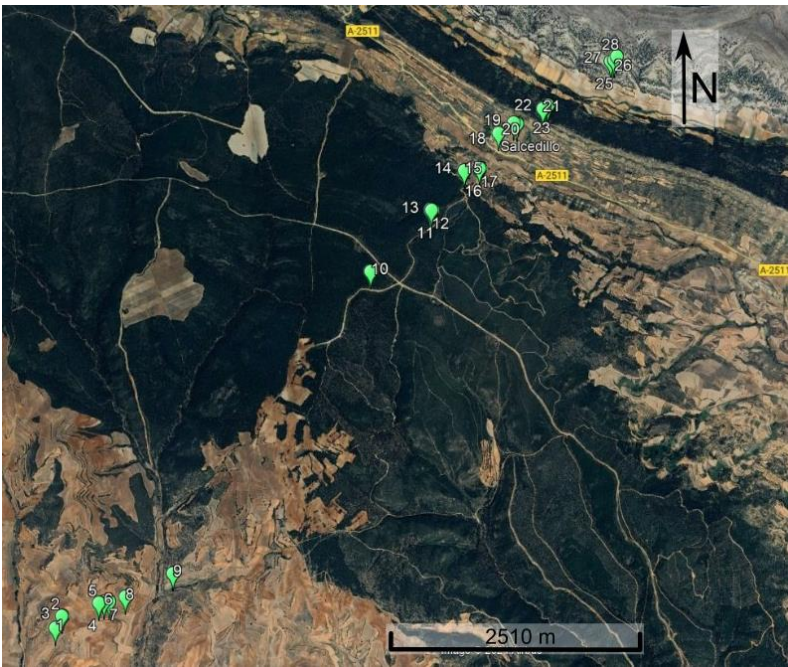
Tablas con las medidas de susceptibilidad magnética, la unidad en la que se tomó y el promedio de cada unidad. En la parte inferior un mapa con la localización de las estaciones de medida.

Nº MEDIDA	UNIDAD	SUSCEPTIBILIDAD (x10 ⁻⁶ SI)
1	Oligoceno Sup – Mioceno Med	47.7
2		5.2
3	Mioceno Sup - Plioceno	21.9
4		8.1
5		9
6		0
7		9.6
8	Oligoceno Sup – Mioceno Med	1.1
9		34.9
10	Eoceno	27.8
11		100.7
12		89.4
13		97.7
14		48.4

UNIDAD	SUSCEPTIBILIDAD (x10 ⁻⁶ SI)
Oligoceno Sup – Mioceno Med	22.23
Mioceno Sup - Plioceno	9.72

Nº MEDIDA	UNIDAD	SUSCEPTIBILIDAD (x10 ⁻⁶ SI)
15	Eoceno	42.8
16		48.2
17		22.2
18		61.6
19		37.9
20		18.3
21		9.4
22		30.1
23		13.2
24		18.9
25		10.5
26		28.8
27		16.5
28	Daniense	16.7

UNIDAD	SUSCEPTIBILIDAD (x10 ⁻⁶ SI)
Eoceno	40.13
Daniense	16.7



ANEXO 2: ESTACIONES MEDICIÓN DATOS DE ESTRATIFICACIÓN

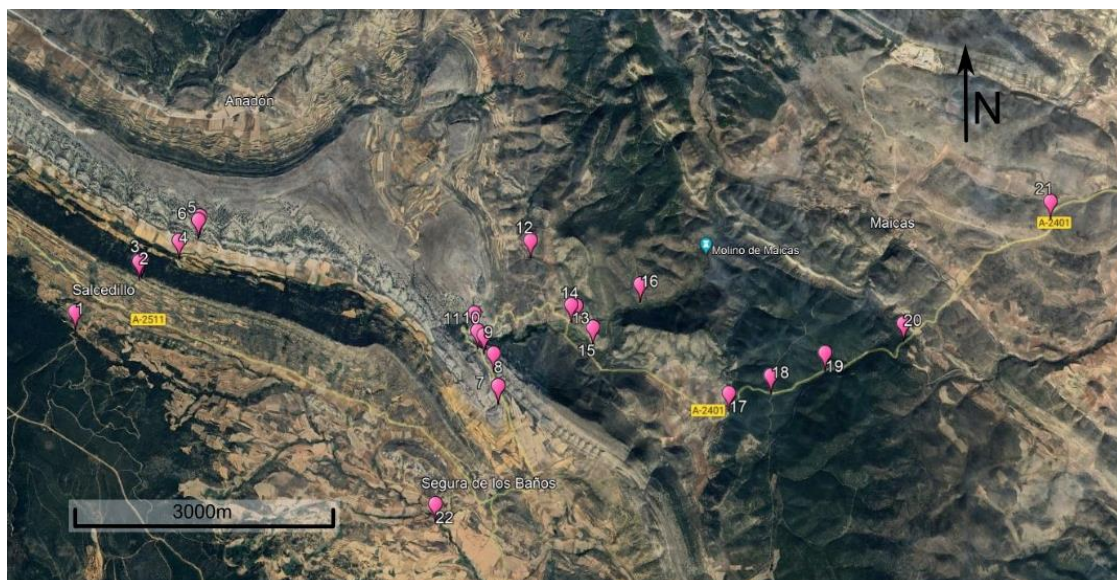
Tabla con los datos de estratificación medidos. En la parte inferior mapa con la localización de las estaciones.

ESTACIÓN	ESTRATIFICACIÓN
1	118/20W
	126/50W
	114/46W
2	100/29W
	118/38W
	124/45W
3	116/43S
4	110/48W
5	111/46S
6	099/52S
	100/47S
	113/47W
7	149/41E
	170/35N
	159/28N
8	153/56W
	148/62W
	130/61W
9	145/63W
	144/65W
	148/56W
	140/51W
10	158/49W
	134/56W
	149/64W
	142/54W
11	148/40W
	150/52W
	128/52W
	134/43W
	150/42W
	130/35W
	128/39W
12	121/09S

ESTACIÓN	ESTRATIFICACIÓN
14	085/09S
	088/06S
	100/09S
	091/16S
	109/33W
	115/25W
15	146/26W
	170/31W
	160/26W
	147/23W
	174/28W
16	174/24W
	148/25W
	090/80N
	100/90
17	036/62N
	014/59N
	102/38S
	108/41S
18	035/21W
	047/41W
	049/39W
	052/41N
19	152/43N
20	155/30N
	170/14E
	024/37E
	140/31E
21	090/11E
	108/18E
	110/16E
	120/20N
	121/26E

12	132/12S
	140/10S
13	149/12W
	142/16W
	170/14W
	168/17W

21	110/27E
	111/13N
22	096/30W
	104/17W



ANEXO 3: DATOS DE DENSIDAD CALCULADOS

Tabla en la que se recogen las cinco medidas de peso en seco y en agua y la densidad resultante de cada muestra tomada en campo, así como el promedio de cada una y la unidad de la que fue tomada. Bajo la tabla se encuentra un mapa con las estaciones donde se tomaron las muestras.

Nº MUESTRA	UNIDAD	PESO EN SECO (g)	PESO EN AGUA (g)	DENSIDAD (g/cm ³)	PROMEDIO DENSIDAD (g/cm ³)
17	Eoceno	9.39	4.5	2.086667	2.192
		14.85	6.6	2.25	
		11.71	5.3	2.209434	
		27.28	8.7	3.135632	
		4.47	3.5	1.277143	
19	Eoceno	6.25	2.48	2.520161	2.521
		1.47	0.58	2.534483	
		1.96	0.79	2.481013	
		23.02	9.17	2.51036	
		11.29	4.41	2.560091	
20	Eoceno	7.63	3.06	2.493464	2.496
		31.53	12.71	2.480724	
		6.65	2.63	2.528517	
		22.34	8.96	2.493304	
		18.99	7.65	2.482353	
21	Eoceno	17.42	7.1	2.453521	2.474
		7.65	3.08	2.483766	
		19.99	8.12	2.461823	
		13.33	5.4	2.468519	
		5.25	2.1	2.5	
24	Eoceno	23.98	9.62	2.492723	2.464
		31.8	12.7	2.503937	
		28.86	11.63	2.481513	
		10.65	4.35	2.448276	
		6.75	2.82	2.393617	
27	Coniaciense – Campaniense	15.35	5.94	2.584175	2.601
		20.8	7.99	2.603254	
		21.08	8.07	2.612144	
		16.83	6.45	2.609302	
		21.31	8.21	2.595615	
27b	Coniaciense – Campaniense	17.15	6.57	2.61035	2.602
		8.13	3.12	2.605769	
		18.15	6.97	2.604017	
		9.45	3.65	2.589041	
		5.25	2.02	2.59901	

30	Albiense Inf	7.3	3.02	2.417219	2.383
		19.35	8.27	2.339782	
		11.76	4.96	2.370968	
		4.96	2.04	2.431373	
		4.29	1.82	2.357143	
30b	Albiense Inf	25.24	9.28	2.719828	2.711
		20.93	7.74	2.704134	
		5.86	2.15	2.725581	
		7.03	2.6	2.703846	
		3.78	1.4	2.7	
38	Muschelkalk	8.42	3.33	2.528529	2.553
		26.12	10.19	2.563297	
		14.37	5.67	2.534392	
		35.54	13.62	2.609398	
		12.62	4.99	2.529058	

