



Universidad  
Zaragoza



Facultad de Ciencias  
Universidad Zaragoza

# Trabajo Fin de Grado

Prospección geofísica aplicada al estudio de la estructura geológica en el sector de Litago (Zaragoza)

Geophysical survey applied to the study of the geological structure in the area of Litago (Zaragoza)

Autor

Daniel Peña Gracia

Directores

Antonio M. Casas Sainz

Teresa Román Berdiel

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de Ciencias – Universidad de Zaragoza

Curso 2020/2021

# ÍNDICE

1. Resumen y Abstract.....	2
2. Introducción.....	3
3. Situación geográfica y geológica .....	4
3.1 Situación geográfica.....	4
3.2 Situación geológica .....	4
4. Fundamentos .....	6
4.1 Campo magnético terrestre.....	6
4.2 Comportamiento magnético .....	7
4.3 Anomalías.....	8
5. Metodología.....	9
5.1 Trabajo de campo .....	9
5.2 Trabajo de laboratorio .....	11
5.3 Trabajo de gabinete .....	11
5.4 Interpretación .....	11
6. Presentación de resultados.....	12
6.1 Perfiles.....	12
6.2 Susceptibilidad .....	15
7. Discusión de resultados .....	17
8. Conclusiones .....	19
9. Bibliografía.....	20

# 1. Resumen y Abstract

---

La prospección geofísica es una técnica que se basa en el estudio de las variaciones de las propiedades físicas del terreno muy útil para determinar algunas de sus características litológicas, así como para determinar la geometría, tamaño y profundidad de las diferentes formaciones. La toma de datos se realiza en superficie, por lo que tiene un gran potencial en el campo de la geología, dado que es de gran ayuda obtener información acerca del subsuelo sin necesidad de alterarlo.

El presente informe se centra en el estudio de las propiedades magnéticas para relacionarlas con las características litológicas y aplicar los resultados al análisis de secuencias sedimentarias mesozoicas; la prospección se basa en la medida del campo magnético terrestre y en analizar sus anomalías, que están causadas por variaciones de las propiedades magnéticas de los materiales subterráneos. Dichas anomalías están causadas por elementos presentes en las rocas que se encuentran en el subsuelo y que pueden tener potencial interés económico o científico.

El objetivo de este estudio es analizar una zona concreta mediante magnetometría para ayudar a la caracterización geológica del entorno. Para ello, se ha realizado la campaña de prospección geofísica en jornadas de campo y se han analizado la susceptibilidad magnética que presentan diferentes rocas. Seguidamente se cotejan los datos obtenidos con la disposición estructural geológica y se busca la relación para sacar las conclusiones de las investigaciones.

---

Geophysical survey is a technique based on the study of the variance in the ground physical properties, very useful to determine some of its litological features, as to determine geometry, size and depth of the bodies. Data research is done in the surface, so it has a high prospective in geology because it is very helpful to obtain information about the subsurface without disturbing it.

This project is focused on the analysis of the magnetic properties so as to relate the magnetic results to the sedimentary sequences; the survey is based on the Earth's magnetic field measurement and the analysis of its anomalies, whose origin is related to the variation of the rocks magnetic properties. This anomalies are caused by the buried rocks which may have economic or scientific value.

The main purpose of this project is to analyze a specific sector by magnetometry to figure out the geologic settings. A magnetic survey campaign has been carried out as well as the measure of the magnetic susceptibility of several rocks. The obtained information is considered with the geological arrangement in order to draw a conclusion.

## 2. Introducción

---

La geofísica consiste en el estudio de la Tierra a partir de sus propiedades físicas (Musset y Khan, 2000). Las magnitudes físicas dan lugar a un registro continuo. Raramente un único dato geofísico tiene sentido; más bien tiene sentido el contraste de una magnitud en diferentes materiales ya sea en el espacio o en el tiempo. Es necesario tener muchas observaciones para determinar el contexto regional y pasar a la interpretación (Milsom, 2003). Gracias al reconocimiento de las características físicas en una zona concreta y conociendo el entorno geológico, es posible determinar las cualidades litológicas o mineralógicas. La geofísica es una manera rápida y económica de obtener información de la subsuperficie terrestre distribuida en una determinada área, a pesar de su grado de incertidumbre y ambigüedad en las interpretaciones (Kearey *et al.*, 2002).

Entre las técnicas geofísicas, existen métodos que aprovechan campos terrestres naturales y tratan de buscar explicación a las alteraciones que en ellos se detectan, como puede ser el método magnético o gravimétrico.

La prospección magnética es una técnica geofísica que se basa en la medición y análisis del campo magnético terrestre, así como en la detección e investigación de las anomalías magnéticas que generan elementos del subsuelo con potencial interés. Tiene como objetivo el estudio de la variación del campo magnético, que se interpreta en función de las propiedades magnéticas tales como la susceptibilidad magnética (adimensional en el SI) o la remanencia magnética (A/m en el SI) en una zona determinada.

Es un método muy útil en geología dado que es una técnica rápida y no destructiva; sin embargo, el principal inconveniente de este recurso es la alta sensibilidad ante elementos antrópicos, que causan interferencias puntuales en el campo magnético terrestre. Así pues, es aconsejable evitar áreas con alta proporción de elementos artificiales pues pueden obstaculizar el estudio.

El objetivo del presente trabajo es hacer uso de la geofísica (concretamente, la magnetometría) como herramienta para la caracterización geológica de una zona concreta, englobando todas las fases que conlleva una indagación de esta clase, para finalmente debatir y tratar de determinar y precisar la estructura y distribución de algunas unidades geológicas.

Para la redacción de la memoria, se han revisado diversos libros cuya temática principal es el estudio geofísico (Udías y Mezcua, 1986; Musset y Khan, 2000; Milsom, 2003; etc.), con el objetivo de sentar las bases para realizar una prospección completa. Además, se han consultado textos y artículos concretos acerca de la geología regional (Arribas, 1985; Pellicer Corellano, 1989; Meléndez *et al.*, 1995; etc.). De igual manera, debido al estudio que se expone en este informe, es significativo aludir a las historias locales de los lugareños, que cuentan de la existencia de pequeñas minas explotadas en la zona del Moncayo años atrás. Después de la revisión pertinente en la literatura científica para contrastar estos relatos, se puede asegurar que existen yacimientos (Carmona *et al.*, 1989; Mata-Perelló, 1989) de los que posiblemente se extraía hierro, incluso quizá desde la Edad Media (Morales Gómez, 2015) o antes.

Concretamente, se ha utilizado la prospección magnética como técnica de estudio. Consiste en la medición del campo magnético terrestre para interpretar sus variaciones en función de las propiedades magnéticas. Sintéticamente, se han tomado datos de la variación del campo magnético para a continuación representarlos gráficamente y relacionarlos con los cortes geológicos cuya traza coincide con la de los perfiles magnéticos. Asimismo, se han realizado medidas de la susceptibilidad de diferentes tipos de rocas ya sea en campo o en laboratorio. Finalmente, se han interpretado las anomalías gracias a los datos de las propiedades magnéticas.

### 3. Situación geográfica y geológica

#### 3.1 Situación geográfica

A unos 80 km al Oeste de la ciudad de Zaragoza se sitúa Litago, una pequeña localidad de la Comarca de Tarazona y el Moncayo. La zona de estudio se localiza en los alrededores de este municipio (*figura 1*). Regionalmente, se sitúa en la parte norte de la Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, donde se alcanza la mayor altitud de la sierra en el Pico San Miguel (Moncayo) a 2.316 metros sobre el nivel del mar.

La morfología general de la zona de estudio es una superficie relativamente plana con un leve gradiente topográfico hacia el NE y en la que existen barrancos cuyo origen es la incisión erosiva de pequeños cursos fluviales con dirección SW-NE.



Figura 1. Izquierda: Fotografía aérea regional. Derecha: Fotografía aérea de la zona de estudio. Tomado de Google Earth.

#### 3.2 Situación geológica

Los perfiles realizados se representan en el mapa geológico de la zona de estudio (*figura 2*).

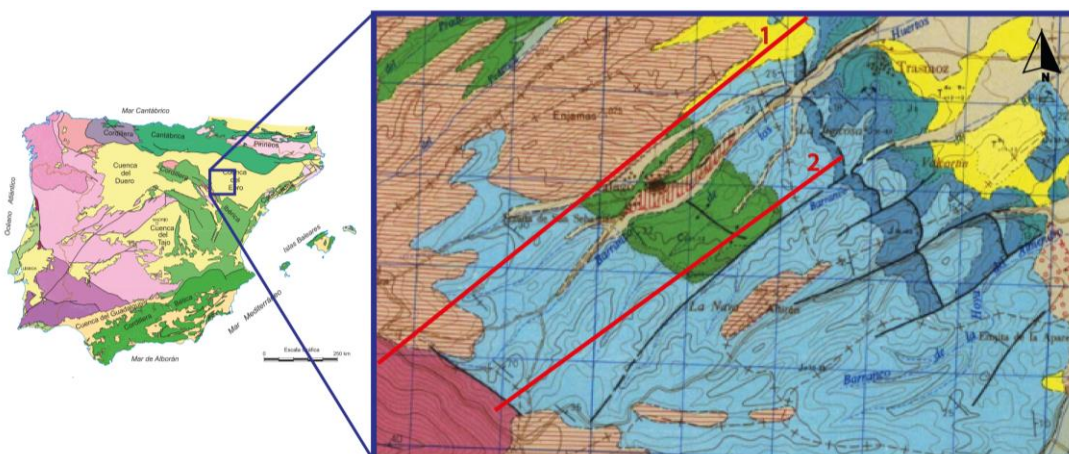


Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Hernández Samaniego (1980).

Litago se sitúa en el margen oriental del Moncayo. La estructura global de la montaña es un anticlinal, siendo un relieve estructural. Está constituida por un núcleo de rocas paleozoicas fundamentalmente cuarcitas y pizarras sobre el que se apoya la cobertera mesozoica.

Respecto a la estratigrafía, el Paleozoico de esta región consiste en una potente serie detrítica formada por cuarcitas y areniscas, sobre los que se asientan los materiales permotriásicos (Hernández Samaniego *et al.*, 1980). La cobertera mesozoica se divide en dos unidades, las areniscas y conglomerados del Buntsandstein que se mantienen solidarias con los niveles basales paleozoicos, y el conjunto superior que despega a partir de los niveles plásticos del Triásico medio y superior (Pellicer Corellano, 1984).

Carmona *et al.* (1989) realizaron un estudio sobre las mineralizaciones de hierro en la zona del Moncayo, localizadas en materiales permotriásicos. Proponen como hipótesis un origen asociado a la paleosuperficie pretriásica, concentrándose el hierro en las fracturas ya existentes y por tanto de edad posthercínica.

El Triásico en la Cordillera Ibérica ha sido objeto de mucho estudio, pero sin embargo la gran cantidad de los artículos publicados quedaban restringidos a la Rama Castellana. Desde los trabajos de Arribas (1985 y 1987) han aparecido diversas publicaciones que han cubierto este tema de una forma regional.

La edad no se puede definir con demasiada precisión debido al escaso contenido fosilífero de las unidades de este periodo (Pérez-Arlucea y Sopena, 1985). Existen variaciones de potencia que se explican por el modo de sedimentación, que está controlada altamente por la movilidad tectónica que tuvo el zócalo paleozoico (Pérez-Arlucea y Sopena, 1985). No tiene límites precisos, sin embargo, el límite inferior se considera en la discordancia angular entre las facies rojas del Buntsandstein y rocas paleozoicas (Arribas, 1985). El límite superior del Buntsandstein es más difícil de delimitar, pues la barra inferior del Muschelkalk típica del levante español presenta menor potencia y tiene suprayacente un nivel detrítico que podría asimilarse a las facies detríticas del Buntsandstein, así que el límite se establece sobre la base de la barra superior del Muschelkalk. De este modo, la zona del Moncayo se conceptúa una zona de transición entre los litotipos ibérico y mediterráneo.

En la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, el Triásico Medio en facies Muschelkalk se divide en dos grandes unidades, la unidad superior y la inferior. La unidad inferior queda restringida a una potencia máxima de 15 m en el sector del Moncayo. Sin embargo, la unidad superior tiene mayor extensión, pudiéndose reconocer fácilmente a mayor escala (Meléndez *et al.*, 1995).

Cabe destacar según Pérez-Arlucea y Sopena (1985), la presencia de una costra ferruginosa entre las facies Muschelkalk y Buntsandstein en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

El Triásico superior, igualmente que en toda la cordillera Ibérica viene representado por arcillas coloridas con yeso a las que se denomina Keuper. La presencia de ofitas asociadas a esta unidad es importante, además suelen presentarse altamente alteradas, pudiendo aparecer óxidos de hierro. Están compuestas por plagioclasa, piroxeno y opacos (Hernández Samaniego *et al.*, 1980).

La parte final del Triásico la constituyen unas dolomías comúnmente conocidas como carniolas, que indican el comienzo de una transgresión marina que precede la sedimentación calcárea predominante durante todo el Jurásico (Pellicer, 1984).

Todo el Jurásico está compuesto fundamentalmente por materiales de origen marino, a excepción del depósito detrítico al final de este periodo conocido como facies Purbeck. El Jurásico marino se apoya discordante sobre el macizo triásico (Gil Imaz y Pocovi Juan, 1994). Lo componen las formaciones típicas del Jurásico en la Ibérica.

Es de gran importancia las diferentes y abundantes costras ferruginosas que aparecen en toda la serie Jurásica. En la formación Cuevas Labradas aparecen estos niveles en el techo de los estratos coincidiendo con acumulación de bioclastos. Asimismo, hacia techo de la Fm. Barahona es frecuente encontrar superficies ferruginosas con acumulación de fauna y rills bioclásticos. En la Fm. Turmiel también hay abundantes superficies ferruginosas de poca entidad (Lardies Ruiz y Nieva Lopez-Davalillo, 1989). La capa de oolitos ferruginosos no está presente en este sector, comprendiendo un gran hiato desde la parte superior del Caloviense hasta la base del Oxfordiense medio (Meléndez *et al.* 1983).

El final del Jurásico está representado por la facies Purbeck, constituida por un grupo terrígeno con algunas capas de calizas negras (Hernández Samaniego *et al.*, 1980). Las mineralizaciones de pirita (*figura 3*) dentro de esta facies son muy abundantes, distribuidas en niveles margosos (Mata-Perelló, 1989).

Continúa concordante el Cretácico inferior en facies Weald, en el que se diferencia una unidad basal detrítica compuesta principalmente por conglomerados y areniscas, y otra superior de carácter lacustre, con presencia de calizas, limos y ocasionalmente niveles arenosos (Pellicer Corellano, 1984). Desde el punto de vista estratigráfico, estos materiales forman parte del conjunto sedimentario de la cuenca de Cameros (Gil Imaz y Pocovi Juan, 1994).

Los materiales cenozoicos son poco relevantes en la zona de estudio debido a su limitada extensión. Fundamentalmente se componen por conglomerados con matriz arenosa o limosa. Las areniscas también son comunes y ocasionalmente aparecen lentejones de limolitas intercalados entre estos depósitos.

Aparecen también depósitos cuaternarios de glaciares, constituidos por cantos heterométricos y redondeados en una matriz limoarenosa.

La estructura de la zona de estudio es principalmente un sinclinal formado por materiales mesozoicos cuyo eje presenta dirección aproximada NW-SE, coincidiendo con la dirección ibérica (*figura 2*). En la parte suroccidental aparece una falla con buzamiento alto que alcanza prácticamente la verticalidad, y en la zona oriental aflora un plano de falla que superpone unidades jurásicas.



Figura 3. Pirita en facies Purbeck.

## 4. Fundamentos

### 4.1 Campo magnético terrestre

Los campos físicos se pueden representar con líneas de fuerza que indican la dirección del campo en cualquier punto (Milson, 2003). En el caso del campo magnético de la Tierra, estas líneas salen por el hemisferio sur y entran por el hemisferio norte.

Para definir el campo magnético en un punto, es necesario definir un vector con magnitud y orientación. La magnitud es la intensidad del campo y se mide en el SI en nanoteslas (nT); anteriormente su unidad era el gamma, definido como  $10^{-5}$  Gauss y numéricamente igual al nT, y aunque ocasionalmente se utiliza, está en desuso (Milsom, 2003). La declinación e inclinación se utilizan para determinar la orientación del vector mediante ángulos que se miden con respecto a las coordenadas geográficas (Butler, 1992). Para este trabajo, se ha considerado únicamente la intensidad de campo magnético, dado que con el magnetómetro de protones no se puede medir la orientación.

Para la dinámica de la Tierra, es primordial la presencia de su campo magnético. Aproximadamente el 98% del campo magnético terrestre tiene origen interno, y se piensa que es debido al movimiento de un fluido metálico en el núcleo; el 2% restante se debe a la acción del Sol (Lillie, 1999). El interior de nuestro planeta se encuentra a una temperatura bastante superior a la temperatura de Curie, por lo que el origen del campo magnético no se puede atribuir a una magnetización en estado sólido. La causa del campo magnético se atribuye al movimiento de partículas cargadas eléctricamente en células convectivas que se localizan en el núcleo externo (Kearey *et al.*, 2002). Según dicta la ley de Biot-Savart el movimiento de partículas cargadas eléctricamente, es decir una corriente, genera un campo magnético.

El campo magnético terrestre se divide en dos componentes, una dipolar (90%) y otra no dipolar (10%), siendo esta componente no dipolar la que hace variar el campo magnético. Además, es la que provoca que los polos magnéticos no tengan posiciones antipodales. La componente dipolar se puede explicar de manera simplificada asimilándola a un dipolo axial geocéntrico (*figura 4*) que se dispone a una inclinación promedio de 11,7 grados con respecto al eje de rotación terrestre. Con este modelo, se asocia como un análogo a un imán (Lillie, 1999).

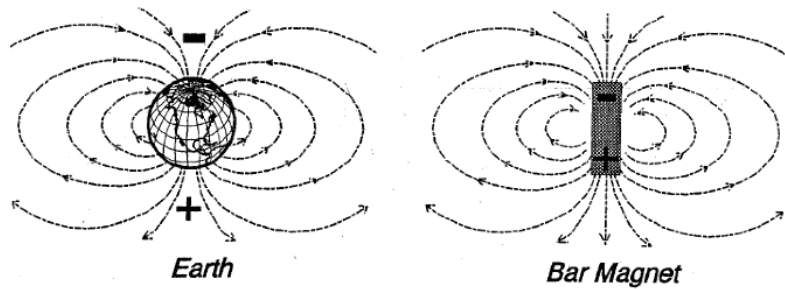


Figura 4. Esquema del campo magnético terrestre y comparación con el generado por un imán. Tomado de Lillie, 1999.

El campo magnético terrestre sufre variaciones a varias escalas. (Villalaín Santamaría, 2016). En primer lugar, cabe destacar la acción del Sol que genera un campo que interacciona con el terrestre. Además, ocasionalmente se dan episodios de gran intensidad magnética a los que se les denomina tormentas solares, en los que el campo terrestre se ve firmemente afectado. Su origen está en las partículas que se emiten durante erupciones cromosféricas solares (Udías y Mézcua, 1986). Además, también es variable en el tiempo, desde cambios en la intensidad y orientación hasta inversiones de polaridad a escala geológica y global. Por último, también presenta variaciones en el espacio; su intensidad es mayor en los polos y decrece en el ecuador, aproximadamente desde 65000 nT a 25000 nT.

Es importante conocer el origen y las variaciones intrínsecas del campo magnético terrestre para que a la hora de analizar los datos obtenidos se aislen los efectos que pueden generar los elementos convenientes que nos interesan para poder analizarlos con certeza.

## 4.2 Comportamiento magnético

El comportamiento magnético viene controlado por la susceptibilidad y la remanencia magnéticas. La susceptibilidad es una propiedad que relaciona el campo aplicado con la magnetización de un material, y aporta información acerca de la capacidad de magnetización que tiene una sustancia. La susceptibilidad magnética es una función de la concentración de los minerales ferromagnéticos presentes (Mooney *et al.*, 2002). La remanencia magnética es una propiedad de algunos materiales en la que, al cesar el campo magnético externo, algunos minerales mantienen la orientación dada por ese campo magnético.

En función su comportamiento magnético, todos los materiales se dividen en diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos (*figura 5*).

Los materiales diamagnéticos se caracterizan por presentar en sus átomos los huecos electrónicos llenos, por lo que no hay electrones desapareados. Al aplicar un campo magnético externo, se genera en el material una inducción magnética que se opone al campo aplicado y cuya intensidad es mucho menor. La magnetización tiene una dependencia lineal respecto al campo aplicado, y se reduce a 0 al cesar este campo (Butler, 1992). Ejemplos de minerales con este comportamiento son el cuarzo o la halita, con valores de susceptibilidad negativos y pequeños, de aproximadamente  $-10^{-5}$  a  $-10^{-6}$  SI. Son los materiales más comunes en la naturaleza.

Los materiales paramagnéticos presentan valores de susceptibilidad positivos, en torno a  $10^{-5}$  SI. La magnetización inducida que se genera es paralela al campo magnético externo y es linealmente dependiente del mismo, dado que la magnetización es proporcional a la intensidad aplicada.



Los materiales ferromagnéticos se caracterizan por presentar alta susceptibilidad y remanencia magnética. Estos materiales dan lugar a una fuerte magnetización instantánea, que se mantiene al cesar el campo externo. La magnetización de este tipo de materiales no es lineal al campo aplicado, sino que sigue una ruta conocida como el ciclo de histéresis. En presencia de campos externos muy altos, se alcanza el estado de saturación. Una vez cesa, se mantiene parte de esa magnetización, y a esa magnetización residual que se conserva después de cesar el campo externo se le denomina remanencia magnética natural.

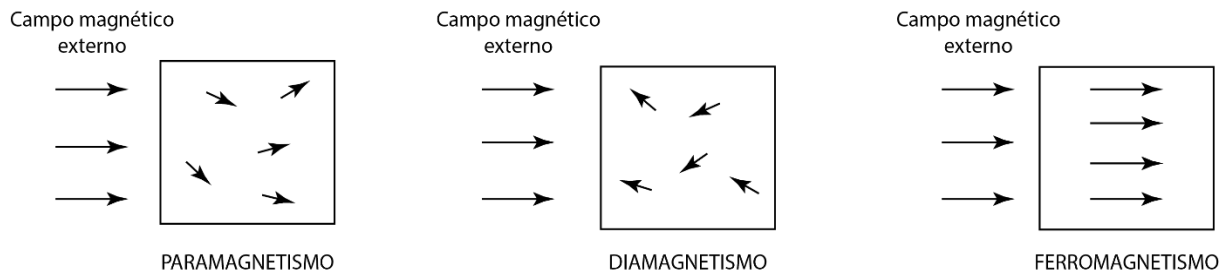


Figura 5. Orientaciones de los momentos magnéticos en materiales paramagnéticos diamagnéticos y ferromagnéticos.

### 4.3 Anomalías

Las anomalías magnéticas dependen básicamente de la susceptibilidad. No obstante, es posible que en rocas que presenten un alto coeficiente de Koenigsberger (relación entre la magnetización remanente y la magnetización inducida) la magnetización remanente registrada en el cuerpo magnético influya en la morfología e intensidad de las anomalías; sin embargo, no se ha considerado esta posibilidad por no ser relevante en este contexto (además, si se diese la posibilidad de que hubiese rocas con una remanencia significativa, sus efectos serían similares a los de la magnetización inducida). Por tanto, las anomalías detectadas están exclusivamente relacionadas con la orientación del campo magnético actual.

Las anomalías se crean por cuerpos de alta susceptibilidad en el subsuelo. La magnetización inducida (es decir, el efecto del campo magnético terrestre) hace que el cuerpo con alta susceptibilidad se comporte como un dipolo con igual sentido y dirección que el campo terrestre, pero con menor intensidad. Las anomalías dependen de la cantidad de los minerales ferrimagnéticos en un cuerpo; dos cuerpos de dimensiones iguales darán anomalías diferentes en función de su mineralogía.

Lo que se detecta en el cuerpo en cuestión que se encuentra en el subsuelo va a ser el contraste de susceptibilidad magnética entre diferentes materiales, que ayudará a determinar la variación espacial de la fuente de la anomalía.

Elementos profundos darán anomalías con una gran longitud de onda pero poca amplitud, y elementos más superficiales darán anomalías muy acusadas y con longitud de onda pequeña.

Las anomalías varían en el espacio más que en el tiempo. Es por ello por lo que el uso de la frecuencia está en desuso, se utilizan más bien la longitud de onda para determinar la variación espacial. Una técnica aproximada para determinar esta variación es la conocida como “half-width” (*figura 6*), que se utiliza para determinar de manera aproximada a qué profundidad está la fuente que genera la anomalía. Esta regla dicta que la cota del techo de la fuente es igual a la mitad de la distancia entre los puntos en los que la amplitud es la mitad hasta la mitad del máximo de la anomalía. Tiene la ventaja de que se puede medir directamente en las observaciones de campo. Además, cuanto más profunda se encuentre, la anomalía será más amplia (Milsom, 2003).

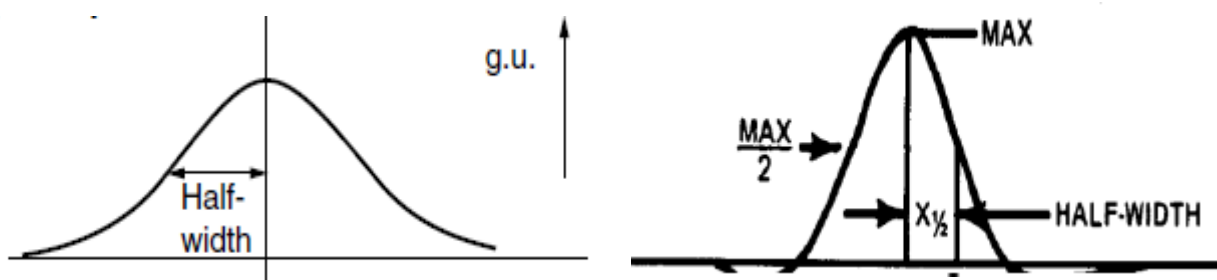


Figura 6. Regla conocida como half-width.  
Izquierda. Tomado de Milsom, 2003. Derecha: Tomado de Layade, 2016.

## 5. Metodología

Para el correcto desarrollo del estudio geofísico basado en la magnetometría, es necesario realizar el trabajo en cuatro fases; en primer lugar, el trabajo de campo que consiste en recopilar datos en el área de estudio in situ, además de la recogida de muestras para su posterior investigación. En segundo lugar, el trabajo de gabinete que básicamente consiste en el tratamiento y manejo de los datos recabados. Seguidamente, el trabajo de laboratorio, que engloba los experimentos y análisis de las muestras obtenidas en la campaña de campo. Por último, la interpretación.

### 5.1 Trabajo de campo

La recogida de datos en las campañas de campo se ha desarrollado utilizando un magnetómetro de protones fijo modelo PMG1 (GF Instruments), además del magnetómetro y gradiómetro rover modelo GSM-19 (GEM Systems, Inc.), el cual tiene el efecto Overhauser que permite hacer mayor número de medidas por unidad de tiempo.

El magnetómetro móvil (figura 7) se basa en la medición de la frecuencia de precesión de los protones, la cual se puede medir. Ésta depende del campo magnético externo, en este caso el terrestre, y solo aporta información acerca de la intensidad del campo magnético. Además, el aparato consta de dos sensores separados medio metro en la vertical que miden la intensidad del campo magnético a la vez. El propósito de realizar dos medidas simultáneas es analizar el gradiente vertical para determinar la influencia de cuerpos superficiales; si la anomalía del gradiente coincide con la del campo magnético, significa que el cuerpo que las produce se localiza superficialmente: Finalmente, en la parte superior se instala un GPS para aumentar la precisión en la ubicación de las medidas y geolocalizarlas.



Figura 7. Magnetómetro y gradiómetro de protones.

La toma de datos se realiza a lo largo de un trayecto en el que una persona ha de portar el magnetómetro móvil para determinar la variación de la intensidad del campo magnético a lo largo de un perfil; de este modo, se han diseñado dos rutas dentro de la zona de estudio. El aparato se debe llevar a una velocidad constante y sin movimientos bruscos, mientras automáticamente obtiene y guarda los datos en su memoria. Se configuró para recoger datos cada 0,5 segundos.

Es muy importante tomar precauciones para evitar la recogida de datos erróneos. El portador del magnetómetro no debe llevar objetos que interfieran en la medición, como puede ser el móvil, reloj, etc. Además, el diseño de las rutas debe evitar ante todo elementos antrópicos que puedan causar interferencias y ruido magnético: raíles, construcciones metálicas, una línea de alta tensión, carteles metálicos, etc.



Figura 8. Magnetómetro fijo.

Un factor que hace variar la intensidad del campo magnético en un punto concreto sobre la superficie de la Tierra a lo largo del día es el viento solar. El campo magnético del Sol es mucho mayor que el terrestre y se origina por movimientos convectivos en el núcleo. Es el causante de las manchas solares que liberan fuera de su atmósfera partículas cargadas eléctricamente a gran velocidad conformando lo que se conoce como viento solar. Estas partículas cargadas y en movimiento generan un campo magnético que afecta al campo magnético terrestre (Lowrie, 2018).

Estas fluctuaciones son debidas a factores externos que no aportan información sobre lo que hay debajo de la superficie, por lo que se ha de eliminar. Para ello se utiliza el magnetómetro fijo o base (*figura 8*); su función es recopilar los valores de la intensidad del campo magnético en un único punto a lo largo del día. Se supone que el campo terrestre en un punto sobre la superficie del planeta es fijo, y al realizar medidas estáticas, las variaciones que capte serán debidas al efecto del viento solar y posteriormente se podrá aplicar la corrección diurna. De este modo, las anomalías que se obtengan estarán causadas por el efecto de materiales subyacentes y no por efectos externos al subsuelo. También es posible y útil utilizar datos de observatorios fijos, como el Observatori de l'Ebre.

Finalmente, se ha utilizado un susceptómetro portátil modelo KT-20 (Terraplus) para obtener los valores de susceptibilidad (adimensional) en los afloramientos que se encuentran a lo largo de las rutas de campo (*figura 9*). El procedimiento consiste en poner en contacto el dispositivo con las rocas que suscitan interés o cuyos valores pueden ser importantes para esclarecer el motivo de las anomalías locales, y los valores de la susceptibilidad de las rocas se guardan automáticamente en la memoria. El susceptómetro puede medir a varias frecuencias; se ha utilizado la función que mide en 10 kHz. Se han recogido muestras en aquellos puntos donde se han realizado estas medidas, que posteriormente serán analizadas en laboratorio; las imágenes de las muestras se adjuntan en el ANEXO I.



Figura 9. Susceptómetro de mano KT-20.

## 5.2 Trabajo de laboratorio

Es importante comparar los valores de susceptibilidad que se han obtenido en campo con los obtenidos en el laboratorio. Se ha utilizado con esta finalidad un susceptómetro modelo KLY-3S (Agico Inc.), que trabaja aplicando un campo de 300 A/m y 875 Hz. La manera de hacerlo es introduciendo las diferentes muestras en un recipiente diamagnético de plástico (cuya susceptibilidad ha sido previamente considerada y no se tiene en cuenta) que se expone al campo magnético creado por el dispositivo. Seguidamente, el software del programa manda el valor de la susceptibilidad al ordenador que se encuentra conectado.

Estas medidas se complementan con la masa, y densidad de cada muestra, obtenidas a partir del pesaje en seco y sumergido.

## 5.3 Trabajo de gabinete

La información obtenida en las jornadas de campo requiere un detallado y cuidadoso tratamiento que incorpora un análisis crítico, seguido de la reflexión y finalmente la discusión de resultados subsecuente para sacar las conclusiones.

En primer lugar, hay que tener claro la información que se ha conseguido. Con los datos del magnetómetro se ha de obtener un perfil en el que se muestre la variación de la intensidad del campo magnético y otro en el que se perciba la variación del gradiente a lo largo de toda la distancia que comprende el trayecto.

Una vez descargados del magnetómetro al ordenador, se utiliza el programa GEM LINK para convertir las coordenadas a UTM y aplicar la corrección diurna gracias a los datos del magnetómetro base. Los datos han de filtrarse antes de aplicar la corrección dado que pueden haberse registrado algunos con baja calidad o que dan error.

La ruta de campo se realiza siguiendo pistas forestales y caminos; como es imposible seguir una línea recta campo a través, se trata de un recorrido sinuoso. Para adaptar la ruta a una línea recta y que se pueda interpretar, se debe hacer la conversión. Se han de tener en cuenta los puntos inicial y final del perfil para definir un vector unitario, o sea cuyo módulo es la unidad. Justo después, se obtiene la distancia desde el inicio hasta cada punto donde se ha registrado una medida de la intensidad del campo magnético (proyectada en la línea recta que une el principio y el final); mediante el cálculo del producto escalar entre el vector unitario y el punto en cuestión se obtiene la distancia (*figura 10*). Seguidamente, solo queda realizar una representación gráfica con la disposición de las anomalías, representando la distancia en el eje de abscisas, y los datos magnéticos en el eje de ordenadas.

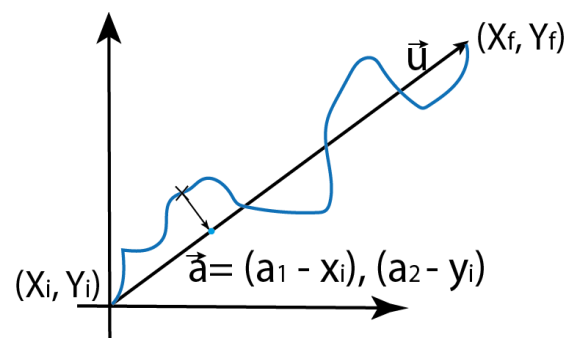


Figura 10. Conversión de la ruta sinuosa a la proyectada.

Se obtiene de este modo la distribución de las variaciones espaciales tanto del gradiente como de la intensidad de campo. Es preciso realizar un corte geológico desde el inicio al final del perfil, que servirá para determinar el origen de éstas relacionándolo con la configuración geológica del entorno.

## 5.4 Interpretación

El último apartado engloba la interpretación, para la que es necesaria definir las diferentes anomalías (primer, segundo y tercer orden) y buscarles un origen teniendo en cuenta la configuración geológica del entorno. En muchos casos, la prospección geofísica presenta un cierto grado de incertidumbre, dado que la anomalía que va a dar un cuerpo concreto y definido es conocida; sin embargo, hay múltiples posibilidades al asignar a una anomalía el tamaño, morfología y características de su fuente.

## 6. Presentación de resultados

### 6.1 Perfiles

En la fotografía aérea (*figura 11*) se representan las dos rutas que se han seguido con el magnetómetro para la recogida de datos: el perfil 1 al norte y el perfil 2 al sur. Del mismo modo, se han trazado sus respectivas rutas proyectadas calculadas con el vector unitario como se ha explicado en el apartado anterior.

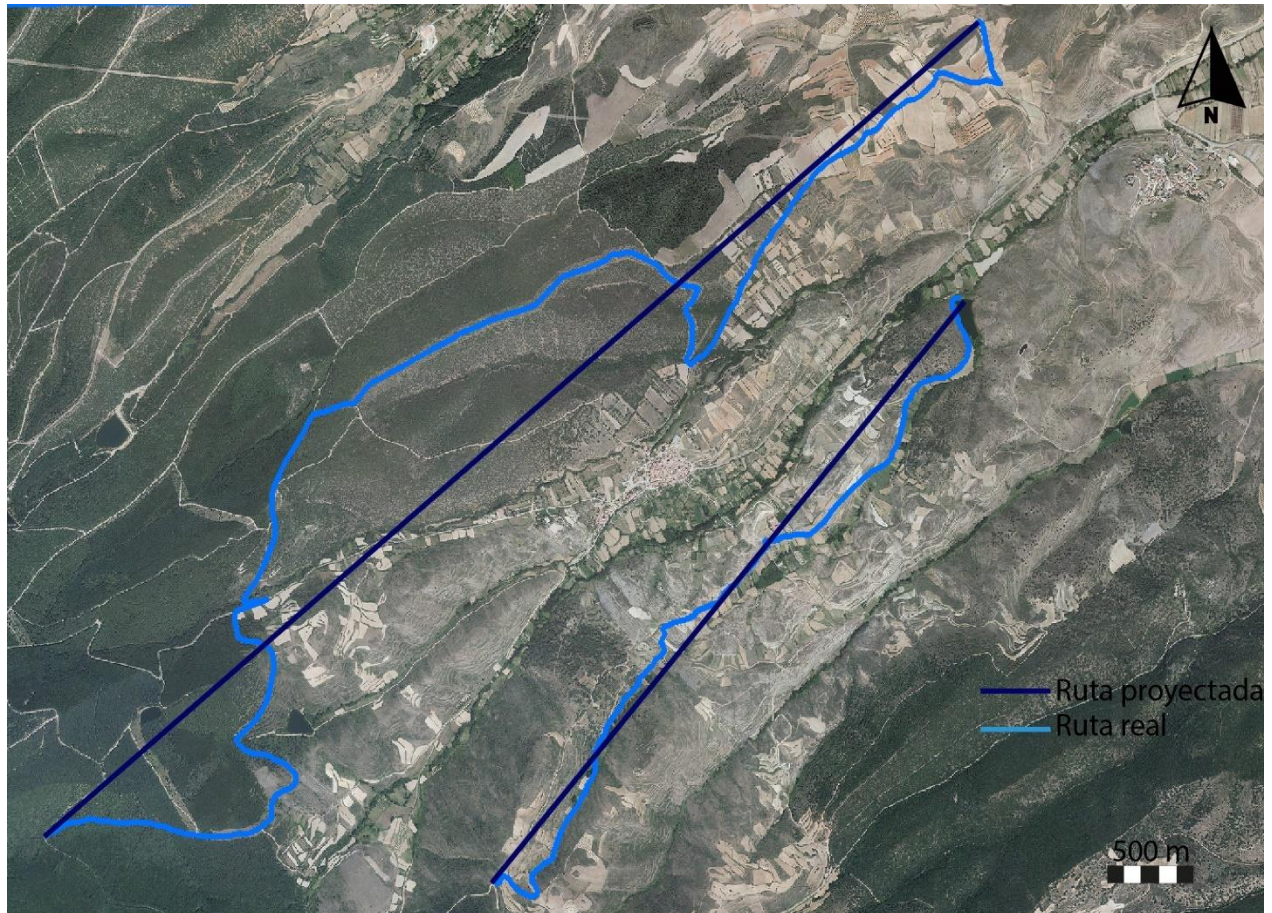


Figura 11. Rutas y cortes realizados

Una vez los datos han sido obtenidos y examinados, tal y como se ha especificado en el apartado de metodología, se procede a representarlos en perfiles en los que se pueden observar claramente las anomalías y compararlas. Se correlacionan con el corte geológico, que se ha realizado por donde discurren las rutas proyectadas. Por consiguiente, en cada ruta encontramos 3 figuras: el perfil correspondiente a las anomalías según la variación de la intensidad del campo magnético, el perfil de las anomalías del gradiente magnético y el corte geológico (*figuras 12 y 13*).

Para dar una explicación acertada y llevar a cabo una buena interpretación, es necesario discernir entre las anomalías de primer, segundo y tercer orden. Las de primero son las más amplias, con mayor longitud de onda, y están causadas por elementos profundos. A continuación, las de segundo orden, que se hallan dentro de las de primer orden, y son de menor dimensión. Por último las de tercer orden, las de menor tamaño. Se clasifican según su longitud de onda, siendo las de primer orden las que presentan los mayores valores.

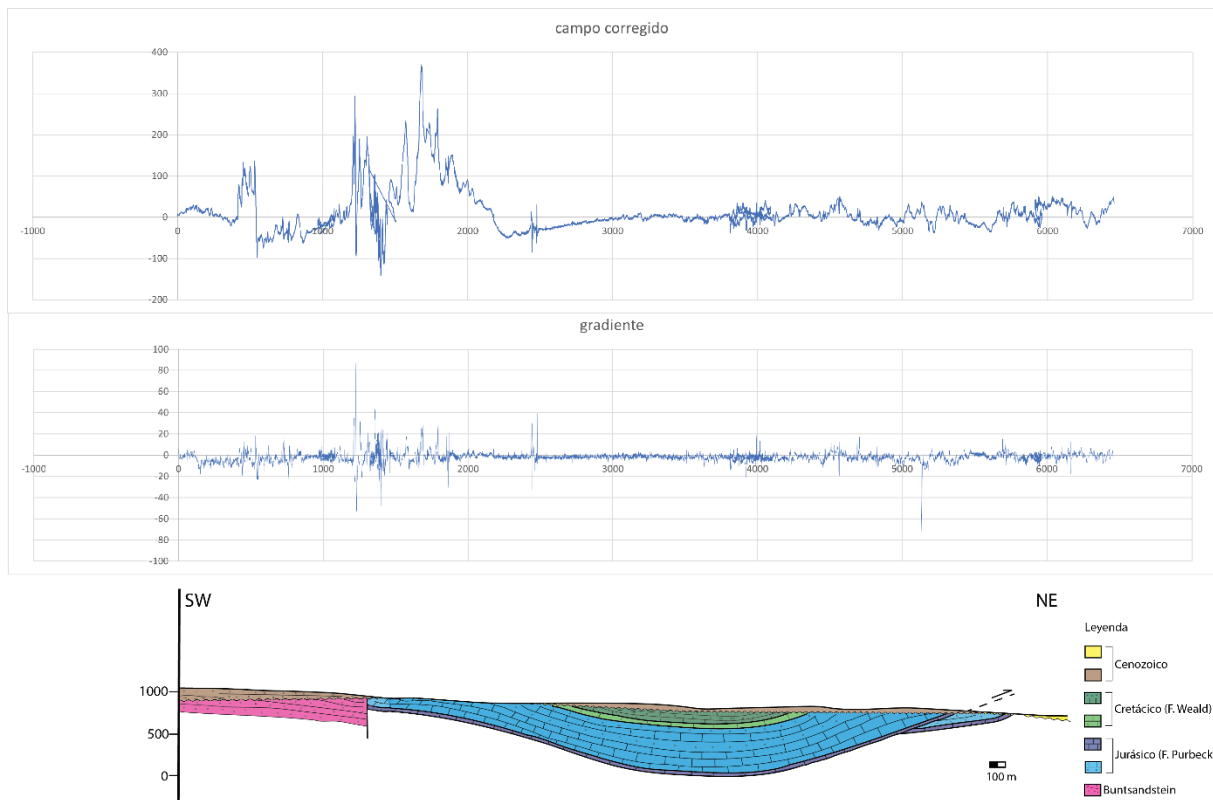


Figura 12. Perfil 1: Variación en la intensidad de campo, gradiente y corte geológico.

En este primer perfil (ampliado a tamaño A3 en el ANEXO II) se diferencian 3 zonas con configuraciones diferentes. En la parte más hacia el SW, aparecen en el primer tramo (de 0 a 2.500 m aproximadamente) notables y acentuadas variaciones en la intensidad del campo magnético. Aparecen anomalías de primer orden claramente definidas, siendo las de segundo y tercer orden evidentes también, modificando la morfología general. Algunas de las anomalías se corresponden entre los gráficos de campo y gradiente, mientras que otras no encuentran correspondencia. En este primer sector las anomalías de campo de primer orden comprenden valores de entre 368 nT a -141 nT y longitud de onda de incluso 400 m.

Se distingue otro tramo en la parte central (2.500 – 3.800 m), en el que la variación en la intensidad del campo magnético es prácticamente irrelevante dado que los valores obtenidos se mantienen constantes, sin fluctuaciones. El gradiente tampoco experimenta alteración alguna, se mantiene prácticamente como una línea recta.

Finalmente, desde los 3.800 m en adelante, aparecen anomalías de campo de segundo orden relativamente homogéneas en cuanto a la amplitud y longitud de onda se refiere, comprendidas entre +62 nT y -43 nT y una longitud de onda de 200 m. Las anomalías en el gráfico del gradiente no exceden el intervalo contenido entre -20 nT y +20 nT salvo en un punto concreto que habrá que considerar en la discusión, por lo que se equiparan adecuadamente y casi en su totalidad a las de campo.

Además, con el objetivo de resaltar las anomalías cuya fuente es profunda, se ha superpuesto al gráfico de la intensidad del campo magnético una línea más regular de modo que se eliminen aquellas con longitud de onda corta. El resultado ha sido para el perfil 1 (*figura 12B*):

1

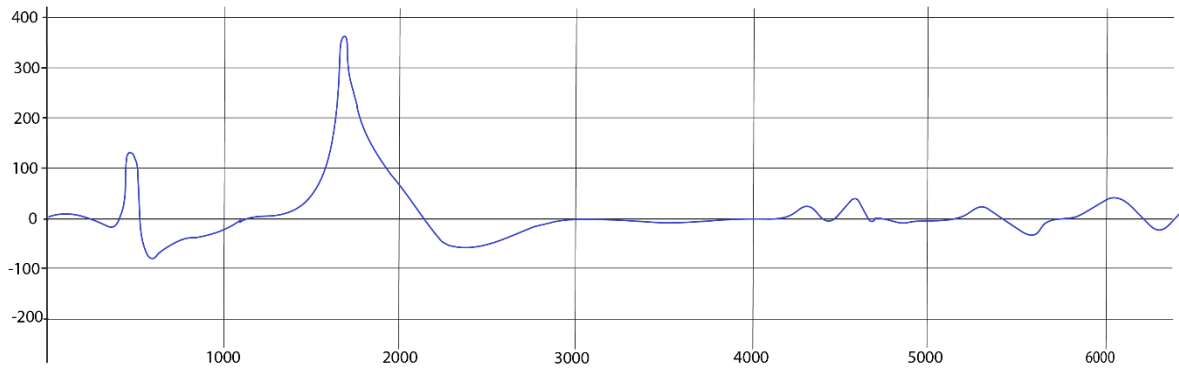


Figura 12 B. Superposición de una línea regular al perfil 1 del campo.

Los gráficos de variación de la intensidad del campo magnético, gradiente y el corte geológico del perfil 2 se presentan en la *figura 13* (ampliado a tamaño A3 en el ANEXO III).

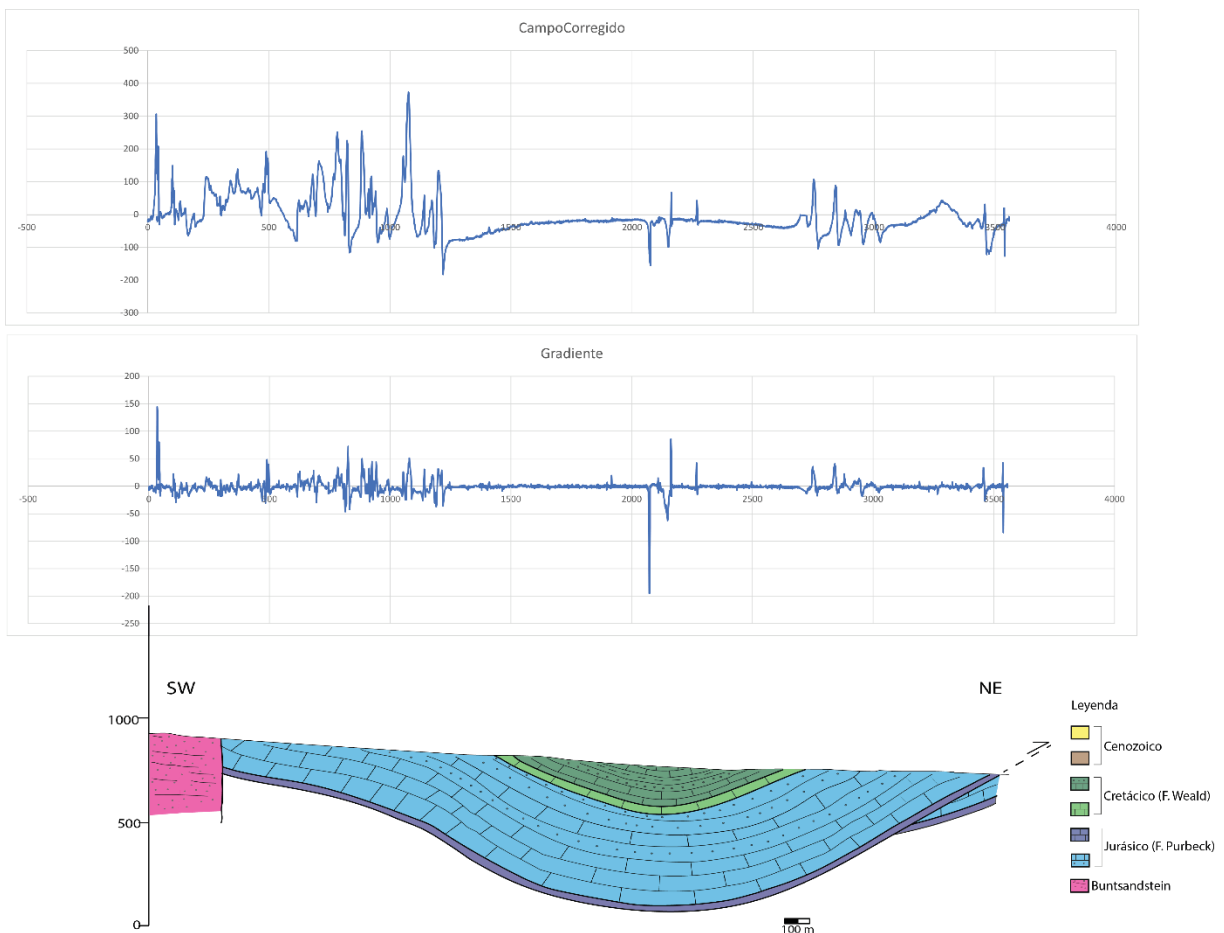


Figura 13. Perfil 2: Variación en la intensidad de campo, gradiente y corte geológico.

En este segundo perfil se pueden establecer otros 3 tramos en cuanto a la morfología, longitud de onda y amplitud de las anomalías.

En el primero, de la misma manera que en el anterior, la mayoría de las anomalías de campo presentan valores máximos y mínimos acusados comprendidos entre +374 nT y -188 nT, siendo las anomalías más marcadas que aparecen en el perfil; con las de gradiente ocurre lo mismo, en algunas se aprecia evidentemente que son correspondidas mientras que otras no presentan relación alguna con las del campo.

En el segundo tramo (1.600 m – 2.400 m), ambos gráficos siguen el mismo patrón homogéneo que en la ruta anterior, a excepción de 3 anomalías de campo puntuales entre 2.000 y 2.400 m que son objeto de debate.

Finalmente (a partir de los 2.400 m) en el último tramo y en relación al campo, aparecen unas pocas anomalías comprendidas entre +100 nT y -100 nT.

Del mismo modo que en el perfil 1, se ha superpuesto una línea regular a las anomalías de primer orden con fuentes profundas. El resultado se presenta en la figura 13B.

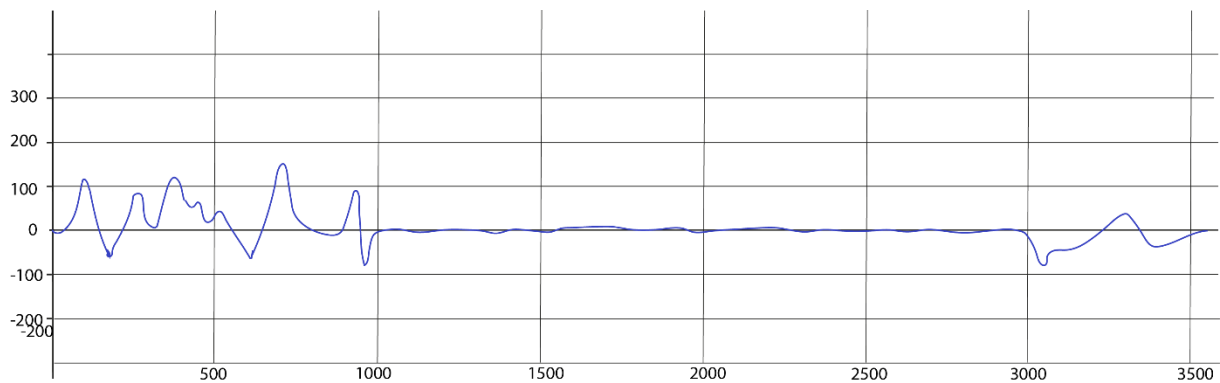


Figura 13 B. Superposición de una línea regular al perfil 2 del campo.

## 6.2 Susceptibilidad

La susceptibilidad y los diferentes datos que se han obtenido en el laboratorio se presentan en la siguiente tabla ( $10^{-6}$  SI).

Tabla 1. Medidas de susceptibilidad, masa y volumen de diferentes muestras medidas en laboratorio.

Muestra	Masa	Volumen	Bulk s. [ $\times 10^{-6}$ SI]
1023	24.9	9.91	210,8
1024	17.2	8.7	27,2
1027	30.9	15.62	140,9
1028	34.4	13.89	469,1
1029	33.2	13.84	124,8
1031	25.4	11	880,9
1037	34.3	18.51	37,7
1038	42.7	18.58	846,6
1040	6.5	3.51	63,6
1042	43.5	17.25	14,8



Los datos de susceptibilidad, así como algunas anotaciones de campo, se recogen en la siguiente tabla. Se han añadido en la tabla los valores de susceptibilidad de laboratorio para facilitar la comparación.

Tabla 2. Datos de susceptibilidad de campo con sus anotaciones y de laboratorio.

Muestra	Susceptibilidad en campo [10 <sup>-6</sup> SI]	Susceptibilidad en laboratorio [10 <sup>-6</sup> SI]	Anotaciones de campo
1023	119,5	208,9	Brecha, conglomerado triásico
1024	40,6	27,2	Arenisca
1025	20,1	-	Caliza Negra con vetas de calcita (Jurásico)
1026	57,4	-	Arenisca
1027	73,8	140,9	Caliza negra
1028	855,4	469,1	Caliza oscura
1029	50,9	124,8	Cantos muy redondeados
1030	114,2		Calizas negras con vetas
1031	817,6	880,9	Brecha cenozoica
1032	1275,2	-	Suelo y brecha cenozoica
1033	1211,2	-	Suelo naranja
1034	880,6	-	Suelo naranja rojizo
1035	113,1	-	Cantos campo
1036	820,6	-	Lateral del campo
1037	32,7	37,7	Cretácico inferior, con foliación
1038	457,4	846,6	Brecha terciaria
1039	979	-	Brecha con más matriz
1040	66,4	63,6	Caliza jurásica
1041	100,3	-	Caliza arenosa, Jurásico superior
1042	84,3	14,8	Calizas con oncolitos
1043	98	-	Facies más rojizas
1044	127,2	-	Arenisca de grano fino, diaclasado. Niveles de piritita. Cret inferior
1045	71,4	-	Areniscas Cretácico subhorizontales
1046	78,2	-	Conglomerados triásicos

Las medidas de la susceptibilidad de campo oscilan entre valores de 1275,2 a 20,1. Como se ha indicado con anterioridad, las fotografías de las muestras obtenidas se encuentran en el ANEXO I. Es un rango bastante amplio, y se debe tener en cuenta a la hora de la interpretación, ya que al fin y al cabo las anomalías dependen de la susceptibilidad de los materiales.

Respecto a los valores obtenidos de la susceptibilidad en el laboratorio, existe un grupo de muestras en las que los valores son menores que las de campo, otro en las que las de campo son mayores y el tercero en las que ambos datos prácticamente coinciden. Esta variabilidad se debe fundamentalmente a que no es el mismo fragmento de roca y a la propia heterogeneidad en la distribución mineralógica.

## 7. Discusión de resultados

---

La prospección geofísica está enfocada a detectar anomalías. La medición del campo magnético se encamina a detectar esas variaciones, que se interpretan en función de las propiedades magnéticas. Dos cuerpos de igual morfología pueden dar lugar a una anomalía totalmente distinta dependiendo de la heterogeneidad con la que se distribuyan los minerales ferromagnéticos, a la orientación de los mismos, a la profundidad a la que se encuentra, etc. Es por ello por lo que en los problemas geofísicos se admite un cierto margen en la interpretación, siempre y cuando los datos concuerden y las conclusiones obtenidas sean razonables.

Los resultados obtenidos en las dos rutas se pueden relacionar y es posible determinar la presencia de 3 zonas bien definidas en ambos perfiles:

- En el comienzo, la parte hacia el SW. Aparecen por un lado anomalías de segundo y tercer orden que coinciden con las de gradiente, lo que significa que se deben a cuerpos bastante superficiales cuya profundidad no excederá aproximadamente los 10 metros. Al superponer una línea más regular al perfil de campo, se elimina la acción de estas fuentes más superficiales, y se resaltan algunas de mayor profundidad, como la de 350 nT de amplitud y 500 m de longitud de onda. Aplicando la regla de la half-width, el techo de este cuerpo fuente se hallaría a una profundidad aproximada de 250 m.
- La parte central se caracteriza por ser bastante monótona en cuanto a las anomalías en la intensidad del campo magnético y de gradiente. En el primer perfil no aparece ninguna anomalía de primer ni de segundo orden, solo se manifiestan múltiples anomalías de tercer orden que apenas tienen interés.

En el segundo perfil aparecen 3 anomalías puntuales de segundo orden entre todas las de tercero. La semejanza entre los dos gráficos intensidad de campo y gradiente es evidente y por tanto se deben a cuerpos superficiales. Posiblemente puedan estar generadas por algún material artificial y metálico puesto que cerca hay una granja y en el lateral de la pista de la ruta está construida una caseta donde puede ser que guarden herramientas. Otra opción, aunque menos probable, es que sea un resto arqueológico de un horno.

- Por último, la parte final de ambos perfiles se caracteriza por no presentar anomalías de primer orden a excepción de alguna anecdótica. Esto quiere decir que no existen cuerpos profundos que den respuesta a la prospección magnética. Sin embargo, sí que se dan diversas anomalías interesantes de segundo orden, cuyo origen subsuperficial se debate al relacionarlas con la geología. Las de tercer orden también están presentes.

En este último tramo, hay que mencionar una anomalía que sobrepasa los -60 nT en el gráfico de gradiente del primer perfil. En el gráfico de campo no aparece, y es posible que sea algo que se encuentre aflorando en superficie con poca relevancia.

La toma de datos de campo y laboratorio, su tratamiento y análisis, seguido de la discusión de los resultados es una ardua tarea que conlleva como último apartado la reflexión y la consideración de múltiples opciones. Como ya se ha mencionado, a partir de la morfología, longitud de onda y amplitud de las anomalías se puede obtener información acerca de la geología local. Se interpreta de este modo la distribución y características de los cuerpos magnéticos en función de sus propiedades

Al comparar los resultados de los perfiles con la geología, es curioso como la parte central del sinclinal formado por materiales cretácicos coincide con la zona donde no ha salido ninguna anomalía destacada. El Cretácico de la zona por tanto no suscita interés magnético.

Las anomalías de la parte final de los perfiles han de tener una fuente somera dado que la mayoría de las anomalías de campo de segundo y tercer orden encuentran correlación en los gráficos de gradiente. Podrían estar relacionadas con pequeños niveles de glacia, aunque lo más probable es que se atribuyan al sustrato terciario debido al escaso espesor de los glacia. Otra opción es buscar el origen en el Jurásico. Como se ha comentado en la situación geológica, hay multitud de costras ferruginosas a lo largo de la serie jurásica. Sin embargo, en la zona aflora la facies Purbeck, en la que aparecen piritas. Un origen a las anomalías de segundo y tercer orden podría ser la oxidación de estos minerales que da lugar a óxidos de hierro.

Finalmente, en la parte inicial de los perfiles aparecen anomalías relevantes de primer orden, cuyo origen debe de ser un cuerpo a mayor profundidad, además de múltiples anomalías de segundo y tercer orden. Las de primer orden podrían estar relacionadas a mineralizaciones en el propio plano de la falla, siendo posiblemente el origen la precipitación hidrotermal. Otra opción podría ser la base del Buntsandstein; si fuese una superficie horizontal no daría lugar a anomalías claras, pero resulta que su sedimentación estuvo controlada por el movimiento del zócalo paleozoico, por lo que no se depositó sobre una superficie plana. No obstante, lo más probable es que se relacione a las ya estudiadas mineralizaciones que se hallan en las fracturas de la superficie paleotriásica.

Las anomalías de segundo orden no solo en la parte inicial, sino a lo largo de todo el perfil, podrían estar relacionadas al Jurásico. En la parte inicial estas anomalías están presentes, pero quedan distorsionadas por formar parte de las anomalías de primer orden. En la parte final, como no existen anomalías de primer orden, se muestran y reconocen más fácilmente.

## 8. Conclusiones

---

Al relacionar la información obtenida con la geología, se ha buscado el origen de las anomalías magnéticas en los materiales geológicos circundantes. Después de todo el procedimiento que conlleva la prospección magnética, y considerando los resultados obtenidos, se han llegado a las siguientes conclusiones:

- Las anomalías más relevantes aparecen en la parte SW, donde comienzan los perfiles. Es donde se manifiestan anomalías de primer, segundo y tercer orden.
- En la parte central no hay ningún material que dé respuesta a la prospección magnética.
- El último tramo de los perfiles discurre por una zona intermedia, no presenta tantas ni tan marcadas anomalías como en la primera zona, pero tampoco es tan uniforme como en el sector central.

Las anomalías de primer orden de la parte suroeste probablemente estén relacionadas con las mineralizaciones permotriásicas, pero no se debe descartar la posibilidad de que se relacionen con la falla y las mineralizaciones asociadas a ella. Las de segundo y tercer orden pueden tener su origen en los materiales de edad Jurásica.

En la parte central del sinclinal donde afloran las rocas cretácicas y dado que no aparece ninguna anomalía, no hay interés alguno en cuanto a magnetometría se refiere. No existen o no se llegan a detectar cuerpos con propiedades magnéticas notables.

Hacia la parte final, aparecen anomalías de segundo y tercer orden que se relacionan con el Jurásico.

En conclusión, gracias al uso de la magnetometría como herramienta de estudio e investigación, se ha conseguido determinar la extensión, ubicación concreta y presencia de minerales magnéticos en el sector de Litago.

## 9. Bibliografía

---

- Arribas, J. (1985): Base liotestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios geológicos* nº 41: 47-57.
- Arribas, J. (1987): Origen y significado de los cementos en las areniscas de las facies Buntsandstein (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). *Cuad. Geolog. Ib.* Nº11: 535-556.
- Butler, R.F. (1992): *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Science Ltd, Inglaterra, 336 p.
- Carmona, J. M., De las Cuevas, C., Font, X., Carceller, F., Barbera, M., Andreu., A. (1989): Estudio de las mineralizaciones de Hierro de la vertiente septentrional del Moncayo. *Turiaso* nº IX: 175-186.
- Gil Imaz, A., y Pocovi Juan, A. (1994): La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo): Distribución, génesis y significado tectónico. *Revista de la Sociedad Geológica de España* nº 7 (1-2): 91-113.
- Hernández Samaniego, A., Aragonés Valls, E., del Olmo Zamora, P., Ramírez del Pozo, J. (1980). Mapa geológico y Memoria de la Hoja nº 352 (Tabuena). Mapa Geológico de España E.1:50.000, segunda Serie (MAGNA), primera edición. IGME, Madrid, 37 p.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002): *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd, Cornwall, Inglaterra, 281 p.
- Lardies Ruiz, D., Nieva Lopez-Davalillo, S. (1989): El Jurásico de la Sierra del Moncayo (Provincia de Zaragoza). *Turiaso* nº IX: 265-285.
- Layade, G., Adegoke, J. A., Adeleye, F.A. (2016): Half-width rule for magnetic source-depth determination using ground magnetic data. *Nigerian Journal of Physics* nº 27 (2): 35-41.
- Lillie, R. (1999): *Whole Earth Geophysics. An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists*. Prentice-Hall, Inc, Estados Unidos, 361 p.
- Lowrie, W. (2018): *Geophysics: A Very Short Introduction*. Oxford University Press. Nueva York, 133 p.
- Mata-Perelló, J. M. (1989): Introducción al estudio de las mineralizaciones del Moncayo y de sus alrededores. *Turiaso* nº IX: 163-174
- Meléndez, A., Aurell, M., Bádenas, B., Soria, A. R. (1995): Las rampas carbonatadas del Triásico Medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, nº 19: 173-199.
- Meléndez, G., Sequeiros, L., Brochwicz-Lewinski., W. (1983): Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain; Part I. Biostratigraphy and Nature of Gaps. *Bulletin de l'académie polonaise des sciences, Serie des sciences de la terre volume XXX*, nº 3-4: 157-172.
- Milsom, J. (2003): *Field Geophysics. The Geological Field Guide Series*. Wiley, Tercera edición, Chichester, 232 p.
- Mooney, S., Geiss, C., Smith, M. (2002): The use of mineral magnetic parameters to characterize archaeological ochres. *Journal of Archaeological Science*, nº 30 (5): 511-523.
- Morales Gómez, J. J. (2015): Minas de Hierro y Siderurgia en el entorno del Moncayo en la Edad Media. *Aragón en la Edad Media*, nº26, 243-291.
- Mussett, A. E., Khan, M., A. (2000): *Looking into the Earth, An Introduction to Geological Geophysics*. Cambridge University Press, Estados Unidos, 492 p.

- Pellicer Corellano, F. (1984): *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*. Cuaderno de estudios borjanos, Zaragoza, 389 p.
- Pellicer Corellano, F. (1989): El medio físico inerte de la Sierra del Moncayo en el contexto de las montañas del interior de la Península Ibérica. *Turiaso* nº IX: 29-59 p.
- Pérez-Arlucea, M., y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Estudios geológicos* nº 41: 207-222.
- Udías, A. y Mezcuá, J. (1986): *Fundamentos de Geofísica*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 419 p.
- Villalaín Santamaría, J. J. (2016): La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. *Fundamentos de paleomagnetismo. Enseñanza de las ciencias de la Tierra*, volumen 24, nº 259-274.