



Universidad  
Zaragoza

## Trabajo Fin de Grado

Prospección geofísica aplicada al estudio de la geometría de valles de fondo plano.

*Geophysical survey applied to the study of the geometry of flat-bottomed valleys.*

Autor

Ángel Attar Santolaya

Directores

Antonio Casas Sainz

Óscar Pueyo Anchuela

Departamento de Ciencias de la Tierra

Facultad de ciencias

2017

# Índice

---

1. Abstract y resumen	Página 1
2. Introducción	Página 2
3. Objetivos	Página 2
4. Contexto	Página 3
4.1 Marco geográfico	Página 3
4.2 Marco geológico	Página 4
4.2.1 Características y evolución del Cuenca del Ebro	Página 4
4.2.2 Estratigrafía de la zona de estudio y valles de fondo plano.	Página 5
5. Metodología	Página 8
5.1 Magnetometría	Página 8
5.2 Medición de la susceptibilidad magnética	Página 10
5.3 Curvas termomagnéticas	Página 12
6. Resultados	Página 13
6.1 Anomalías magnéticas y modelizaciones 2.5D	Página 13
6.2 Propiedades magnéticas	Página 15
6.3 Curvas termomagnéticas	Página 16
7. Interpretación y discusión de los resultados	Página 20
8. Conclusiones	Página 24
9. Bibliografía	Página 25
10. Anejos	Página 27

# 1. Abstract

---

One of the most characteristic landforms in the Zaragoza vicinities are the flat-bottomed valleys, also known as “vales”, which are sculpted in the gypsums of the central sector of the Ebro Basin. These valleys are filled with detrital materials such as gravels, sands and silts amongst others, defining a planar morphology on the surface. The general aim of this study is to determine the internal architecture of the flat valleys, the processes that can be related to their formation and subsequent evolution, and, particularly, to determine if the sedimentary filling describes a profile geometry with “V” or “U” shape. In order to decipher these questions and to characterize the valleys, a study has been carried out that has integrated geophysical prospecting techniques, as well as techniques for collecting and analyzing soil samples. This methodology has been aimed to determine the spatial variation of the magnetic anomalies present in the area, variations in magnetic susceptibilities, and the determination of ferromagnetic mineral phases, to finally integrate the data in mathematical 2.5D models of the geometry and extension of units, both at surface and at depth.

*Key-words: Geophysic, vales, model, magnetic susceptibility, magnetism.*

## Resumen

---

Una de las formas de relieve más características en el entorno de Zaragoza son los valles de fondo plano o “vales”, que se encajan en los yesos del sector central de la Cuenca del Ebro. Dichos valles se encuentran rellenos por materiales detríticos como gravas, arenas y limos entre otros, dando así una morfología plana en la superficie de los mismos. El objetivo general del presente estudio es determinar la arquitectura interna de los valles de fondo plano, los procesos que pueden inferirse sobre su formación y su desarrollo posterior, y conocer si el relleno sedimentario de estos materiales se produce acomodándose a una geometría en forma de “V” o de “U”. Para descifrar estas cuestiones y caracterizar las vales, se ha realizado un estudio que ha integrado tanto técnicas de prospección geofísica, como técnicas de recogida y análisis de muestras de suelo. Esta metodología ha sido empleada para determinar la variación espacial de las anomalías magnéticas presentes en la zona, sus susceptibilidades magnéticas, y las fases minerales presentes, para finalmente realizar la modelización matemática en 2.5D de la geometría y extensión de las unidades tanto en superficie como en profundidad.

*Palabras clave: Geofísica, vales, modelización, susceptibilidad magnética, magnetismo.*

## 2. Introducción

---

El origen de los valles de fondo plano durante el Cuaternario radica en la incisión de la red de drenaje en los materiales cenozoicos que se encuentran en el entorno de Zaragoza, creando así una red dendrítica de vales en la que las de mayor desarrollo presentan morfología meandriforme.

Dichas vales han experimentado cambios en su morfología, tamaño y disposición a lo largo de los años como consecuencia directa del clima y de la acción humana en un medio semiárido, puesto que han sido empleadas como zonas preferentes de agricultura desde tiempos Ibero-Romanos (Burillo *et al.*, 1985; Soriano y Calvo, 1987). Estos cambios son netamente apreciables al comparar las distintas fotografías aéreas realizadas de la zona desde 1946 (Anejo 1).

A su vez, el fondo de las vales se ha ido colmatando progresivamente con materiales sedimentarios de la zona, imposibilitando distinguir de forma directa si el basamento de las vales es plano (forma de U) o presenta una morfología de incisión fluvial (forma de V).

El objetivo de este trabajo es caracterizar los valles de fondo plano, empleando tanto técnicas geofísicas como analíticas que se centran en la prospección magnética y el estudio de la susceptibilidad magnética de los materiales que componen la val. Para ello, se realizaron mediciones en 3 valles de fondo plano adyacentes entre ellas (Figura 1), con el fin de poder cotejar los datos obtenidos.

El trabajo de campo consistió en (1) la realización de la prospección magnética, mediante la medición de la variación del campo magnético terrestre en la zona, (2) medición y localización de anomalías magnéticas, (3) medición *in situ* de la susceptibilidad de los materiales aflorantes y recogida de muestras representativas. A su vez, el trabajo de laboratorio consistió en, la medición de la susceptibilidad magnética de las muestras anteriormente recogidas, y la elaboración de curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura (curvas termomagnéticas) para la caracterización mineralógica de las muestras. Con todo ello se elaboró un mapa de anomalías magnéticas, sobre el que se han obtenido los perfiles necesarios para la modelización matemática 2.5D de cortes característicos en cada una de las vales prospectadas.

Con los resultados obtenidos en las diferentes técnicas mencionadas, se pudo evaluar cuáles son las propiedades magnéticas de los valles de fondo plano, su caracterización, su mineralogía y su geometría en profundidad.

Existen trabajos previos en los que se han realizado dataciones y modelos evolutivos de los valles de fondo plano en esta zona (Burillo *et al.*, 1985; Soriano y Calvo, 1987), trabajos que reparan en la génesis del relleno de estos valles (Peña *et al.*, 1993; Constante *et al.*, 2010) y trabajos en los que se emplean técnicas geofísicas para la caracterización geológica del entorno de Zaragoza (Mochales, 2006; Pueyo-Anchuela *et al.*, 2011; Romance, 2014).

### 3. Objetivos

La elaboración del Trabajo de Fin de Grado (TFG) tiene como objetivo poner a prueba los conocimientos y habilidades aprendidas por el alumno a lo largo de los estudios reglados, brindándole la oportunidad de realizar una labor de investigación real e individual, en la que adquiera nuevos conocimientos y desarrolle nuevos mecanismos que le serán de vital importancia en su inserción al mundo laboral, como geólogo profesional o investigador. Con este fin, los objetivos enmarcados en esta labor son:

1. Conocer cómo es la morfología del basamento de los valles de fondo plano.
2. Averiguar las propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética y composición mineral) de los materiales que componen el relleno sedimentario de las vales.
3. Conocer la disposición que adquieren las anomalías magnéticas en la zona de estudio.
4. Entender la evolución natural que experimentan los valles de fondo plano, así como las acciones humanas que les han afectado.
5. Conocer la cantidad y tipo de minerales magnéticos que contienen las vales.
6. Conocer cuál es el origen y proceso que aporta los minerales magnéticos a la val.

### 4. Contexto

#### 4.1. Marco geográfico.

El área de estudio se encuentra en las inmediaciones del barrio rural de Torrecilla de Valmadrid, situado a 17 kilómetros al sureste de la ciudad de Zaragoza, Aragón, España (Figura 1). Los tres valles de fondo plano sobre los que se ha realizado el estudio se encuentran a 1,67 kilómetros al Noreste de Torrecilla de Valmadrid (Figura 1). Esta zona es fácilmente accesible por la Carretera de Zaragoza CV-624 que enlaza Torrecilla de Valmadrid con Zaragoza.



Figura 1. Localización de la zona de estudio. Numeradas en rojo se localizan las tres vales sobre las que se ha realizado el estudio y en letras amarillas los vértices de la zona de estudio. Fuente Google Maps.

El área de la zona de estudio se encuentra en el sector central de la Cuenca del Ebro, encontrándose incluida en la hoja M.T.N. 1:50.000 número 384 (Fuentes de Ebro) y cuyas coordenadas UTM (ETRS89 zona 30) de los vértices que la delimitan (Figura 1) son **A)** UTM 679329 E; 4597710 N. **B)** UTM 680659 E; 4597710 N. **C)** UTM 680659 E; 4598404 N y **D)** UTM 679329 E; 4598404 N.

## 4.2. Marco geológico.

### 4.2.1. Características y evolución de la Cuenca del Ebro.

La Cuenca del Ebro evolucionó a partir del Paleoceno y está limitada al norte por los Pirineos, al suroeste por la Cordillera Ibérica y al este por la Cordillera Costero Catalán. Su origen reside en las últimas fases de la formación de la cuenca de antepaís Surpirenaica, estableciendo sus límites y estructura actuales entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior, cuando los cabalgamientos frontales Surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo (Pardo *et al.*, 2004).

A su vez, los materiales que rellenan la cuenca provienen de los aportes sedimentarios generados en los sistemas montañosos que la limitan, depositándose preferentemente con geometrías agradacionales en *on-lap*, y estando limitados por los cabalgamientos Surpirenaicos y por el margen ibérico (Pardo *et al.*, 2004).

Dichos materiales se depositaron en la cuenca (Anejo 2) de tal forma que, en el borde norte afloran materiales compuestos principalmente por areniscas y conglomerados (sistemas de abanicos aluviales). En el sur se depositaron materiales que progresan de conglomerados, a areniscas y lutitas en el borde de la cuenca (sistemas de abanicos y de cauces fluviales efímeros), y hasta a calizas y evaporitas conforme nos acercamos al centro, que se disponen de manera discordante sobre el Paleozoico y Mesozoico. A su vez, en el sector central se emplazan materiales oligocenos y miocenos compuestos principalmente por areniscas, lutitas, evaporitas y calizas que se sitúan discordantes sobre el Paleozoico y Mesozoico.

La cuenca del Ebro ha experimentado diversos episodios evolutivos, destacando sobre todo la evolución que experimentó esta depresión durante dos etapas diferenciadas: el Paleógeno y el Neógeno.

Durante el Paleógeno comenzó a formarse una cuenca de antepaís, debido a la flexión y subsidencia generada principalmente por el levantamiento de los Pirineos durante la orogénica Alpina. En este periodo, la cuenca estaba abierta, entre otros, por el norte al Océano Atlántico, donde desembocaban parte de las aguas recolectadas en la cuenca. Ya en el Eoceno Superior, la conexión de la cuenca por el norte se cierra como consecuencia de la emersión de la cadena pirenaica (Anejo 3), lo que marca el inicio de un periodo endorreico que se mantuvo 25 Ma durante el Oligoceno y el Mioceno (García-Castellanos *et al.*, 2003). En este periodo se generó una gran zona lacustre endorreica que estuvo controlada por los sistemas montañosos que delimitaban la cuenca (Pirineos, Cordillera Ibérica y Costero Catalanas) y los cambios climáticos que produjeron una elevada tasa de evaporación, que dio lugar al depósito de la Fm. Zaragoza (Quirantes, 1978), que representa el substrato de la zona de estudio.

Como ya se ha indicado previamente, la sedimentación en este periodo estaba compuesta por materiales detríticos (arenas, limos y lutitas principalmente), evaporíticos (yeso y

halita) y carbonatados como calizas (Muñoz *et al.*, 2002). Los sedimentos carbonatados se debieron a las importantes fluctuaciones del nivel del agua por circunstancias climáticas, que favorecían la aparición de facies carbonatadas en épocas húmedas con alto nivel de agua, y de facies sulfatadas laminares en épocas secas (Arenas y Pardo, 1999).

Durante el Neógeno la Cuenca del Ebro experimenta una transición al exorreísmo, cuando se abre por erosión remontante el flanco oriental de las Catalánides y se conectan las aguas endorreicas con la cuenca marina del Mediterráneo (Anejo 3), entre hace 11.5 y 8.5 Ma en el Mioceno (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002; García-Castellanos *et al.*, 2003). Este evento erosivo pudo ser el resultado de la activación tectónica del Surco de Valencia, que favoreció la erosión remontante anteriormente mencionada, la incisión lineal de las cadenas Costero Catalanas y el inicio del drenaje abierto de la cuenca al mar Mediterráneo.

En la actualidad, el espesor del relleno sedimentario terciario en la zona central de la Cuenca del Ebro está comprendido entre los 800 y los 1.600 m (Pardo *et al.*, 2004), siendo menor hacia el Sur como consecuencia de la erosión, y de la menor subsidencia tectónica asociada al emplazamiento de las estructuras cabalgantes de las cordilleras que la limitan.

Tras la apertura de la Cuenca del Ebro al Mediterráneo, el proceso principal que dominó en ella es la erosión, aunque existen registros de sedimentación especialmente asociados a la actividad fluvial, alternándose periodos de acumulación de sedimentos con otros en los que domina su erosión, causando así el desarrollo de varios niveles de terrazas y de glaciares en la cuenca (Soriano, 1990).

#### 4.2.2. *Estratigrafía de la zona de estudio y valles de fondo plano.*

Como ya se ha indicado previamente, el entorno de la zona a prospectar se encuentra en el sector central de la Cuenca del Ebro, al SE de Zaragoza. En esta área existe una red de vales que presentan un carácter dendrítico con rasgos meandriformes en algunos tramos de los vales principales (Figura 2). La dirección principal de los vales de mayor desarrollo es NNE-SSW (Gutiérrez y Arauzo, 1994), estando rellenas por materiales del Cuaternario y sometidas a la actividad erosiva y sedimentaria que se produce en la actualidad.

La zona ámbito de estudio analizada en esta memoria está caracterizada por una serie de pequeños valles tributarios que confluyen en uno de mayor desarrollo (Val de Torrecilla o de Valmadrid), jerarquizados en hasta tres órdenes, y que reflejan el distinto grado de desarrollo, de longitud, de incisión y de anchura de cada val. A nivel local de estudio (Anejo 4), la val de primer orden presenta una anchura de entre 130 a 250 metros. Los valles tributarios a esta son los de segundo orden y presentan una anchura de 40 a 110 metros. Por último, los valles de menor tamaño y que confluyen en los últimos descritos, son los de tercer orden, y presentan una anchura de entre 10 a 35 metros. Las longitudes de estos valles varían dependiendo del orden en el que estemos, llegando a tener una longitud kilométrica aquellos valles de primer orden, de centenares de metros los de segundo orden, y de decenas de metros aquellos de tercer orden.

La val de primer orden se distribuye generalmente con una orientación perpendicular al cauce del río Ebro (Figura 2), ya que es hacia donde fluye, siendo por tanto NE-SW la dirección predominante de los vales principales. Por el contrario, los vales de segundo orden se dirigen hacia la val principal, por lo que la dirección predominante en estas es NW-SE. Lo mismo pasa con

las vales de tercer orden, al dirigirse hacia valles de mayor envergadura de segundo orden, por lo que su orientación vuelve a ser de nuevo NE-SW, ya que se disponen perpendicularmente a las vales de segundo orden.

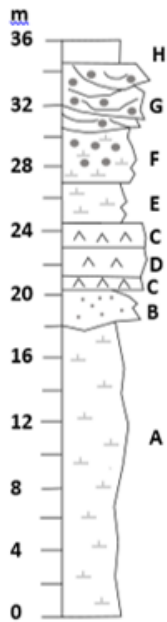
Cabe mencionar que muchas de éstas vales no funcionan actualmente como sistemas activos de erosión-sedimentación por encontrarse estructuradas por la actividad antrópica, ya que se desarrollan aterrazamientos agrícolas que frenan la evolución natural. En el Anejo 1 se aprecia cómo a partir de los años cincuenta se empiezan a antropizar algunas de las vales anexas a la val principal, para a partir de los años setenta emplear casi la totalidad de éstas con fines agrícolas. Las vales antropizadas van experimentando paulatinamente un mayor desarrollo, que contrasta con aquellas que no presentan cultivos en sus lindes. Dicho desarrollo es netamente apreciable al comparar las fotos (Anejo 1) del vuelo de 1980-86 y las del vuelo de 1998-2003, al observar el área que ocupa el relleno de cada val.



**Figura 2.** Red de vales de carácter dendrítico y rasgos meandriformes en el entorno del área de estudio. En rojo se aprecia el trazado de las vales de la zona de estudio (trazo continuo para la val principal, val de Torrecilla, en línea discontinua los distintos tributarios). Tomado de Romance (2014).

Respecto a la estratigrafía de la zona (Anejo 5), el relleno Mioceno está constituido por las Formaciones Yesos de Zaragoza y Calizas de Alcubierre. La Formación Yesos de Zaragoza está compuesta por yesos masivos, con texturas primarias de yeso en empalizada, o de nódulos aislados que llegan a definir niveles continuos con texturas de hidratación secundaria (alabastrinos), que alternan con niveles de margas y lutitas. A su vez, la Formación Calizas de Alcubierre está compuesta por calizas que a muro alternan con bancos de margas y yesos de poco espesor, y que a techo son masivas y en los que pueden aparecer intercalaciones de lutitas y areniscas (Quirantes, 1978). Ambas formaciones se presentan frecuentemente cubiertas por materiales detríticos del Cuaternario, disponiéndose de manera discordante sobre el Mioceno subyacente. En la figura 3 se puede apreciar la columna estratigráfica sintética de los alrededores de la zona de estudio.





**H:** Suelo vegetal de color marrón oscuro con cantos dispersos de tamaño milimétrico a centimétrico.

**G:** Terraza aluvial de color marrón claro, constituida por cantos poligénicos dispersos de tamaño milimétrico a centimétrico, planares y subesféricos. Inmersos en una matriz arenoso-lutítica a techo y arenosa a base.

**F:** Margas de color gris-verdosas, con cantos dispersos de diámetro milimétrico a centimétrico. Alteración.

**E:** Margas de color gris oscuro-azuladas, con un alto grado de alteración.

**D:** Yeso alabastrino de color blanco/gris claro, con interdigitaciones milimétricas de margas grises hacia la base.

**C:** Margas yesíferas de color gris oscuro (yeso sacaroideo) con escasos cantos milimétricos.

**B:** Margas arenosas de color gris, con cantos poligénicos (yesos entre ellos), de tamaño milimétrico a centimétrico.

**A:** Margas de color gris oscuro, muy consolidadas y con un alto grado de alteración.

**Figura 3.** Columna estratigráfica sintética. Modificada de Mochales (2006).

Los materiales asociados al substrato evaporítico Mioceno son fácilmente erosionables por la acción fluvial, la escorrentía y disolución kárstica. Dando lugar al desarrollo de dolinas, poljés y lapiaces. Esta actividad de subsidencia kárstica fue además contemporánea con la sedimentación de los propios niveles cuaternarios.

La formación de los valles de fondo plano en los materiales yesíferos, puede relacionarse por tanto con la incisión de la red de drenaje y a los procesos de karstificación que actuaron durante el Cuaternario, generando así a un modelado de *badlands* con pendientes alomadas que están disecadas por barrancos, dando lugar a los valles de fondo plano o vales, una de las morfologías más abundantes y características del centro de la Depresión del Ebro (Alberto *et al.*, 1984). Soriano y Calvo (1987) definen la evolución de estos valles de fondo plano de la siguiente manera.

1. En primer lugar, se produce la sedimentación del nivel superior (generado por aportes longitudinales, aunque con pequeña componente transversal).
2. Posteriormente se desarrolla una etapa erosiva que lleva consigo la génesis de nuevos barrancos encajados sobre el relleno, configurándose pequeños valles de paredes muy escarpadas. Esto se corresponde con la discordancia erosiva que hay en los rellenos fluviales.
3. Por último, los valles se ven afectados por un clima semiárido en el que tras largos periodos de sequía se producen lluvias de gran intensidad que acentúan de manera importante la actividad erosiva. Y también por los usos agrícolas generados por la acción humana, que aumentan el espesor del suelo y tamaño de las vales.

## 5. Metodología

---

La prospección geofísica es la caracterización indirecta de los materiales a partir de una propiedad física, mediante la medida de la interacción de una fuente natural o antrópica con los materiales del subsuelo. Las técnicas pueden ser activas o pasivas, basadas en fuentes de emisión natural (por ejemplo, campos potenciales como el campo magnético o gravitatorio) o antrópicas (la perturbación se realiza para evaluar la respuesta del material, técnicas eléctricas o sísmicas, por ejemplo). El éxito de la prospección se relaciona con la definición de las condiciones de contorno (contraste entre el elemento de estudio que se pretende evaluar y su entorno), la técnica geofísica utilizada, la distribución de datos, densidad y resolución de las medidas, y del procesamiento de datos realizado posteriormente. En el caso de este estudio se ha seleccionado la magnetometría, técnica relacionada con la variación de la intensidad del campo magnético terrestre y que depende, entre otros factores, de las variaciones de la susceptibilidad magnética de los materiales del subsuelo. A priori, el contraste entre los materiales del substrato evaporítico (margas y yesos; principalmente diamagnéticos) y el desarrollo de materiales cuaternarios (con comportamientos esperables paramagnéticos y ferromagnéticos) define a la magnetometría como una técnica potencial para la resolución del problema planteado, tanto en la caracterización de la geometría, como de la variación interna de las unidades cuaternarias de la zona. Resultados previos sobre la aplicación de esta técnica en la Cuenca del Ebro han mostrado resultados de interés en los trabajos de Mochales (2006) y Romance (2014).

### 5.1 Magnetometría

El método de prospección magnética se basa en el estudio de la variación del campo magnético terrestre causada, entre otros factores de ámbito astronómico, por la latitud, las variaciones diurnas del campo magnético y en última instancia por la magnetización remanente de las rocas y su susceptibilidad. El objetivo de esta técnica es relacionar las anomalías magnéticas con cambios en la susceptibilidad magnética y la magnetización de los materiales, para inferir así la estructura y comportamiento de los materiales presentes en el subsuelo y su afinidad magnética. Por otro lado, la técnica de la magnetometría se utiliza para el análisis a distinta escala, utilizándose para la caracterización magnética tanto a escala cortical como subsuperficial.

En la prospección se utilizó un magnetómetro de protones portátil de efecto Overhauser (Figura 4), que se utilizó como equipo itinerante de prospección (*rover*) y que es capaz de medir las variaciones en la intensidad del campo magnético terrestre. El modelo del aparato es GSM-19 (GEM systems), que aporta un rango de medida de entre 20000 a 120000 nT, con una resolución de 0,01 nT y con una precisión de 0,2 nT. Este equipo portátil lleva asociado un GPS que permite la geolocalización de los datos tomados.

Por otro lado, para el control y medición de la variación diurna del campo magnético terrestre se empleó un segundo equipo (base). Dicho equipo es un magnetómetro fijo modelo PMG1 (SatisGeo, Figura 4) que aporta un rango de medida de entre 20000 a 100000 nT, con una resolución de 0,1 nT y con una precisión de 0,1 nT.



Figura 4. Magnetómetro de campo Overhauser GSM-19 a la izquierda y magnetómetro modelo PMG1 a la derecha.

El principio físico por el cual funciona el magnetómetro GSM-19 v6.0 se basa en el efecto Overhauser, en el que ondas de alta frecuencia (VHF) actúan sobre un fluido rico en núcleos de hidrógeno, como el agua, a través de un solenoide que rodea la vasija que contiene al fluido. Al aplicar la señal VHF a la vasija, se induce un campo magnético artificial que polariza y alinea en paralelo a los spines nucleares que se ubican en los protones del líquido. Posteriormente se elimina este campo inducido y los protones vuelven a su posición inicial, obteniendo así la intensidad del campo magnético en el lugar y momento preciso de la medición.

Por otro lado, el modelo PMG1 SatisGeo se basa en el fenómeno de precesión del espín, por el cual los protones actúan como pequeños dipolos y se orientan paralelos al campo geomagnético. Se pasa entonces una corriente para generar un campo magnético de 50 a 100 veces el campo geomagnético y en distinta dirección, haciendo que los protones se realineen. Entonces se elimina el campo y los protones vuelven a su posición inicial con trayectoria en espiral (precesión), que dura entre 1 y 3 segundos (Breiner, 1973).

El procedimiento por el cual se realizaron las mediciones en las distintas vales, consistió en medir a través de un recorrido superficial la zona de estudio mediante transectos con un espaciado lo más homogéneo posible, haciendo que los perfiles realizados fueran tanto longitudinales con respecto a la val como perpendiculares a ella, y evitando dejar huecos para que la distribución de datos fuera homogénea. Es importante reseñar que se tiene que evitar en la medida de lo posible cualquier tipo de interferencia de elementos superficiales como tendidos eléctricos, carreteras, construcciones etc., que generan anomalías magnéticas y que pueden enmascarar los resultados del análisis (ruidos).

Como toda técnica científica, este método no está exento de posibles variables que hay que considerar en la evaluación de los datos, bien a causa del operador o por causas externas. Es por eso por lo que se aplicaron una serie de factores de corrección a los datos obtenidos en el campo, como son las correcciones diurnas y las correcciones geomagnéticas.

La corrección diurna se obtuvo de restar el campo magnético terrestre registrado en la base en tiempos iguales a los valores obtenidos con el magnetómetro móvil. El resultado es la llamada intensidad residual, que es la anomalía magnética que se produce por el material del

suelo o subsuelo. Mientras que las correcciones geomagnéticas se hicieron eliminando el gradiente regional.

Tras aplicar las correcciones, se realizaron mapas de variación de la intensidad del campo magnético terrestre y mapas de anomalías residuales en la zona (evaluación de los cambios relativos del campo magnético terrestre). Estos modelos se realizaron a partir del software SURFER 8 utilizando distintas aproximaciones de regresión (*krigging* y *local polinomial*).

De estos mapas se obtuvo posteriormente una serie de perfiles característicos sobre los que se realizó la modelización 2.5D, utilizando para ello el programa GravMag (Pedley *et al.* 1993). Mediante este programa se realizó un modelo de las anomalías magnéticas, obtenidas al considerar variaciones de la geometría y susceptibilidad magnética de los materiales. En este análisis se valoraron tanto los datos de susceptibilidad magnética obtenidos en las medidas de campo, como los obtenidos en el laboratorio.

El objetivo final era la evaluación de los cambios de susceptibilidad magnética que se pueden inferir en el subsuelo y la geometría de los cuerpos responsables de las anomalías.

## 5.2. Medición de la susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es una constante de proporcionalidad adimensional, que indica el grado de sensibilidad a la magnetización de un material sometido a un campo magnético externo.

Uno de los objetivos de este trabajo es la caracterización de la susceptibilidad magnética de los materiales que rellenan las vales, y de los que son previsibles se encuentren también en la vertical de las vales. A escala macroscópica se pueden diferenciar tres tipos de materiales diferentes según su comportamiento magnético; materiales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.

Los materiales **diamagnéticos** se caracterizan por tener los orbitales completos y sin electrones desapareados, de modo que al aplicarles un campo magnético las trayectorias orbitales de los electrones giran hasta producir un campo magnético que se opone al aplicado, mucho más débil que este, haciendo que presenten valores negativos de susceptibilidad independientemente de la temperatura del material. Materiales geológicos comunes como el cuarzo y la calcita son diamagnéticos y presentan susceptibilidades entorno al  $-1 \times 10^{-6}$  SI.

En los materiales **paramagnéticos** los orbitales están incompletos de modo que el campo magnético resulta del spin de los electrones desapareados. Cuando son sometidos a un campo magnético externo, los spines desapareados giran para producir un campo en el mismo sentido y proporcional al campo aplicado. Es por ello que estos materiales presentan susceptibilidades débilmente positivas que disminuyen cuanto mayor es la temperatura. Materiales como la biotita, clorita, olivino, piroxeno y anfíboles, entre otros, son paramagnéticos y presentan susceptibilidades en torno a  $10^{-5}$  ó  $10^{-4}$  SI.

Por último, en los materiales **ferromagnéticos** debido a la presencia de electrones libres, los dipolos asociados con el spin de los electrones desapareados están acoplados magnéticamente entre átomos adyacentes, dando lugar a un campo molecular, y se constituyen dominios magnéticos. En los materiales ferromagnéticos los dipolos son paralelos, dando lugar a una fuerte magnetización espontánea, que existe incluso en ausencia de un campo magnético

externo, y una susceptibilidad muy alta. Minerales de hierro, cobalto y níquel, entre otros, son ferromagnéticos.

Para analizar la susceptibilidad magnética primero se hicieron mediciones a lo largo y ancho de las tres vales con un susceptómetro de mano modelo Terraplus KT-10 (Figura 5), con el fin de conocer la distribución de los cambios superficiales en la zona y contextualizar las muestras para su análisis posterior en el laboratorio. Una vez conocidos los puntos de interés de muestreo, se tomaron muestras representativas de los materiales (Figura 5) que estaban tanto en superficie como ligeramente enterradas a unos 10 cm, además de tomar medidas en cortes naturales y antrópicos de la zona (límites entre parcelas y taludes de la carretera anexa).



Figura 5. Susceptómetro de mano Terraplus KT-10 a la izquierda. Recogida de muestras a la derecha.

Se recogieron un total de 20 muestras (Anejo 6), 16 de ellas recogidas de forma directa y 4 de ellas recogidas mediante separación magnética *in situ*, es decir, seleccionando la fracción que quedaba pegada al imán tras pasarlo por la superficie. Posteriormente en el laboratorio las muestras se cuartearon y se molieron con un mortero de ágata (mortero de material diamagnético que permite evitar aportes de materiales y contaminación de las muestras durante el procesado en el laboratorio) hasta obtener una fracción fina de la misma. Además, dado que eran muestras con suelos actuales, se retiró también la materia orgánica presente, con el objetivo de evitar la combustión de ésta en el horno durante el análisis de las muestras, y conseguir una granulometría homogénea. Por último, se introdujeron las fracciones obtenidas en cubos de 6,86 cm<sup>3</sup> (Figura 6) y se insertaron en el sistema modular KLY3-S, junto con el adaptador volumétrico, para obtener la susceptibilidad de las muestras.

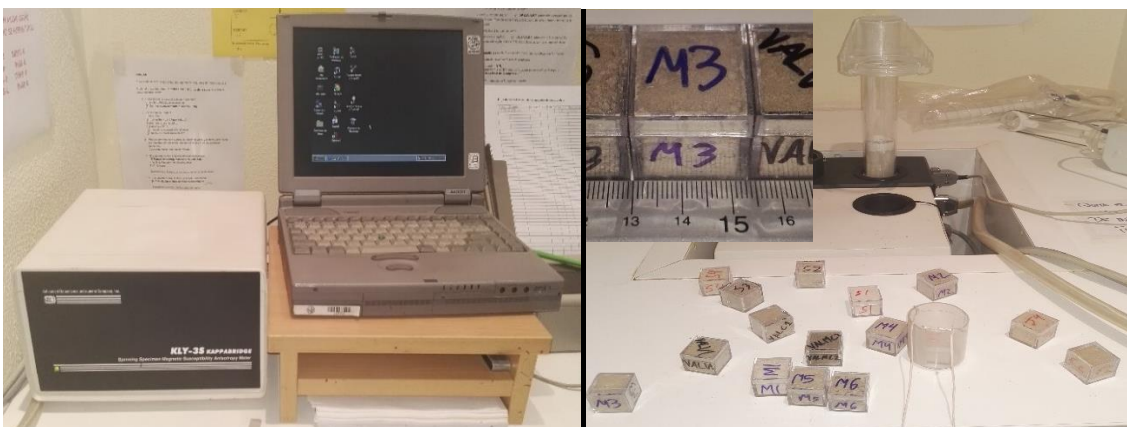


Figura 6. Sistema modular KLY3-S a la izquierda. Adaptador volumétrico y cubos empleados a la derecha.



### 5.3 Curvas termomagnéticas

Otro de los objetivos de este trabajo era conocer la mineralogía presente en los materiales que componen las vales, y en especial la cantidad y tipo de minerales magnéticos que puedan contener. Para este fin, se procedió a la realización de curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura (Curvas k-T), de las muestras recogidas *in situ* en el campo.

Al igual que se hizo en el apartado anterior, primero se cuarteó la muestra, se molió con el mortero de ágata para conseguir la fracción más fina posible, se retiró la materia orgánica presente en la fracción y se pesó en una balanza de precisión en donde se cogieron 0,33 gramos de muestra. Tras esto, se procedió a introducir la muestra preparada en el tubo de ensayo que contenía la varilla complementaria termosensora CS-L (Figura 7) del sistema modular KLY3-S, para la medición de la susceptibilidad magnética y las variaciones de la susceptibilidad con la temperatura.



**Figura 7.** Sistema modular KLY3-S a la izquierda. Adaptador volumétrico y cubos empleados a la derecha.

Tras ello se ejecutó el programa informático denominado SUSTE7, que midió la susceptibilidad de la muestra introducida en el sistema modular KLY3-S. El equipo sometió a la muestra a un incremento progresivo de la temperatura, que fue desde los 25°C hasta los 700°C, mientras tomaba medidas de la susceptibilidad magnética a intervalos regulares. La medida de las variaciones de la susceptibilidad con la temperatura, da información sobre la variación del comportamiento magnético de los minerales presentes en la muestra de estudio, los cuales se transforman o destruyen durante el proceso. De esta forma la desaparición de un determinado mineral en la curva produce un descenso de la susceptibilidad, mientras que la generación de nuevas fases minerales durante el ensayo se identifica con variaciones de la susceptibilidad. Alcanzados los 700°C, el equipo retornó a la temperatura inicial realizando también medidas de la variación de la susceptibilidad magnética a intervalos regulares.

Una vez obtenidos los datos, se introdujeron en el programa informático Cureval 8 para la representación gráfica de las curvas k-T y su procesado (corrección de vacío del equipo, suavizado de las curvas, modelización de la curva paramagnética de susceptibilidad e identificación de las temperaturas en las que se producen cambios de las fases minerales presentes).

Con las curvas termomagnéticas obtenidas (Anejo 7) se puede analizar las variaciones de la pendiente en dichas curvas, lo que indica variaciones en las fases minerales presentes o del comportamiento magnético. Si se halla la temperatura de Curie (temperatura por encima de la cual un cuerpo ferromagnético pierde su magnetización remanente, comportándose como un material puramente paramagnético) y la de Néel (temperatura por encima de la cual desaparece

el efecto antiferromagnético en los materiales, pasando éstos a comportarse como materiales paramagnéticos), para cada una de esas fases minerales presentes, se obtendrá una indicación de qué minerales las componen, pues se puede cotejar la temperatura a la que se produce la variación en las curvas, con la tabla de temperaturas esperables para cada mineral (Anejo 8).

## 6. Resultados

Los datos considerados para el análisis de los resultados fueron obtenidos a partir de aplicar diferentes técnicas geofísicas, en tres de los valles de fondo que pertenecen a la red de vales del entorno de Torrecilla de Valmadrid, y que componen la zona de estudio de este trabajo.

### 6.1 Anomalías magnéticas y modelizaciones 2.5D

A continuación, se representan los itinerarios que se realizaron en los tres vales (Figura 8) con el magnetómetro, y que sirvieron tanto para evaluar la variación del campo magnético terrestre, como para calcular las anomalías magnéticas residuales que hay presentes en la zona y su disposición (Figura 9).

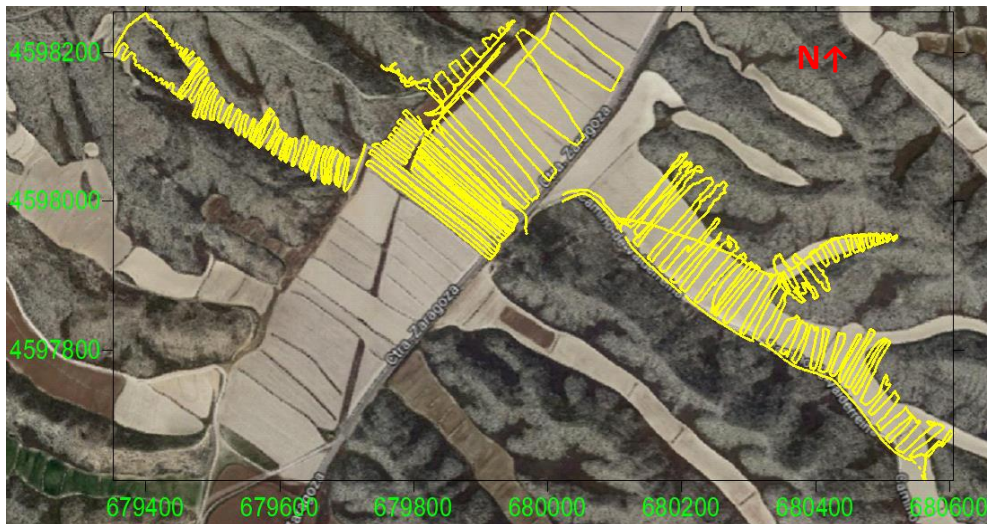


Figura 8. Puntos de muestreo realizados para la prospección magnética. Datum ETRS89.



Figura 9. Mapa de anomalías magnéticas.

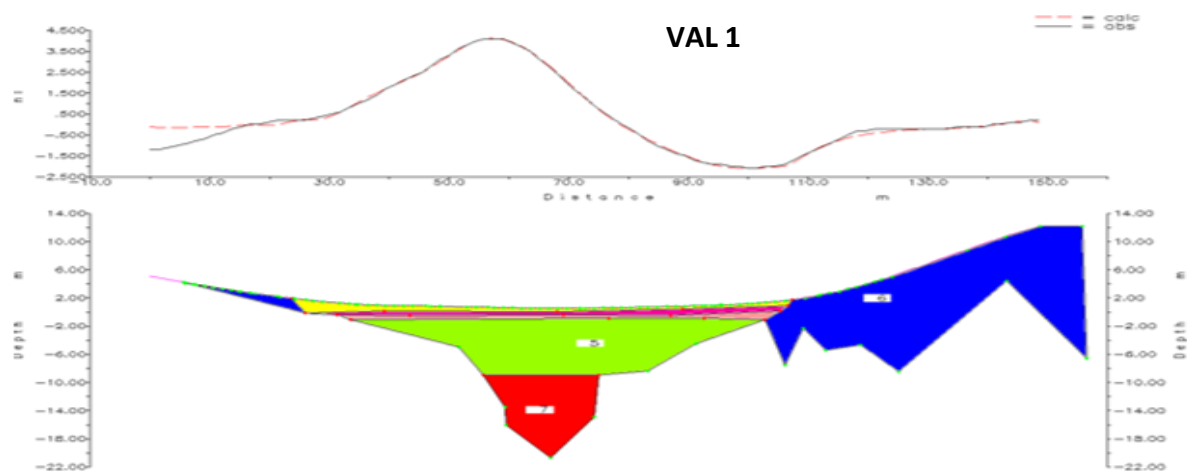
Como se puede apreciar en la figura 9, las anomalías magnéticas en la val de segundo orden **val 1**, tienden a presentar valores más elevados cuanto más cerca del centro de la misma estamos, registrando anomalías residuales (incrementos del campo magnético terrestre) cercanos a los 2 nT en los límites/paredes del valle, valores de entre 6-7 nT en las zonas intermedias, y llegando a los 8-10 nT en el centro de la misma val.

En la val de primer orden **val 2**, se aprecia una distribución muchas más heterogénea, alternando en la mayor parte de la val, valores en el entorno de 2 nT con valores mayores de entre 6 y 9 nT. Si bien esta distribución se da en la mayor parte de la val, se puede apreciar una zona preferente al Sur de ésta, en la que se concentran anomalías positivas de entorno a los 6-9 nT, como pasaba en el centro de la val 1. También cabe destacar la presencia de una alineación de dos dipolos magnéticos de orientación NE-SW, en los que se producen rangos de variación de la anomalía residual de campo que van desde los -30 nT a los 40 nT. Esta anomalía es lineal y se encuentra localizada en el antiguo tramo por donde pasaba la vía ferroviaria, que actualmente se encuentra desmantelada.

Al NW de la val 2 tenemos un pequeño valle de segundo orden denominado **val 2a**, el cual no se encuentra afectado por la actividad antrópica (a diferencia de todas las demás analizadas), ésta val no tiene uso agrícola actual y fue prospectada por su interés a la hora de contrastar la variación entre un valle de fondo plano en estado seminatural y otro con usos agrarios. Apreciándose una anomalía positiva de entorno a los 5 nT en toda su extensión.

En el valle de tercer orden, denominado **val 3**, la tendencia predominante de las anomalías magnéticas es de entorno a los 2 nT, alcanzando en momentos puntuales los 4 nT de forma irregular.

Por último, con las medidas de intensidad del campo magnético obtenidas en el campo, se realizó un corte transversal en cada val (Anejo 9), con el fin de modelizar la morfología que presenta el relleno de cada una. Tras la modelización de estos perfiles con el programa GravMag, se obtuvieron unos modelos 2.5D (Figura 10; Anejo 10), en los que se pudo comprobar si las hipótesis de geometría, estructura y comportamiento de los materiales en el subsuelo eran compatibles con las anomalías obtenidas en la prospección magnética.



**Figura 10.** Modelización 2.5D de la val 1. Background representado por el fondo en blanco. Las unidades representadas con colores son los depósitos del cuaternario.



En las tres modelizaciones (Figura 10; Anejo 10) se estableció un *background* diamagnético (yesos) que representa el material en el que se encajan los valles de fondo plano. Por otro lado, las modelizaciones mostraron geometrías en forma de “V” y distintos niveles de susceptibilidad que se ordenan de base a techo en las vales, y que aumentan de valor cuanto mayor es la profundidad. Este aumento con la profundidad es exponencial, y se llegan a alcanzar valores de susceptibilidad de hasta 9 veces mayores que los registrados en superficie.

El general, el mayor espesor de las vales está relacionado con un mayor valor de la anomalía, si bien, en el modelo para la val 2 (Anejo 10) este factor no se cumple del todo, ya que el máximo valor de anomalía está desplazado a zonas con un menor espesor cuaternario.

## 6.2 Propiedades magnéticas

En este apartado se valoraron dos grupos de medidas, las obtenidas *in situ* en el campo realizadas con el equipo portátil KT-10, y las medidas realizadas en laboratorio con el equipo KLY3-s al introducir las muestras preparadas.

Así pues, valoramos la susceptibilidad en función de grupos litológicos-sedimentológicos y por vales, para evaluar la variación espacial en la zona y dotar de una distribución estadística robusta a los modelos matemáticos de los cortes obtenidos.

Tras analizar los datos de susceptibilidad obtenidos *in situ* sobre la superficie con el susceptómetro de mano, se obtuvo que por variación litológica los valores más bajos de susceptibilidad se localizaron en los materiales yesíferos de entre  $-20$  a  $0 \times 10^{-6}$  SI, mientras que los valores más altos se registraron en los limos con un rango de  $40$  a  $200 \times 10^{-6}$  SI. También existen elementos antrópicos como cantos cerámicos que poseen susceptibilidades superiores a los  $1500 \times 10^{-6}$  SI.

También se observó cómo en la val 1 y 3 se establecen zonaciones dentro de dichas morfologías que generalmente tienden a presentar mayores valores de susceptibilidad cuanto más en el centro de la val nos encontramos. En el caso de la val 2 también se aprecian cierta zonación en el centro de la misma, si bien los valores máximos se registran cuanto más al NW nos desplazamos, con medidas de entre  $300$  hasta  $6000 \times 10^{-6}$  SI. Por último, la val 2a presenta homogeneidad en los valores de susceptibilidad, no pudiendo establecerse zonación alguna.

Una serie de histogramas (Figura 11; Anejo 11) y variaciones en los perfiles de susceptibilidad (Anejo 12) mostraron:

- En la val 1 una susceptibilidad con un rango de  $25$  a  $110 \times 10^{-6}$  SI, una media de  $75 \times 10^{-6}$  SI, una mediana de  $65 \times 10^{-6}$  SI y una desviación estándar de  $22,4 \times 10^{-6}$  SI, presentando de forma general una mayor susceptibilidad que la val 3.
- En la val 2 la susceptibilidad es mayor que en las otras tres. Con un rango de  $70$  a  $160 \times 10^{-6}$  SI, una media de  $116 \times 10^{-6}$  SI, una mediana de  $119 \times 10^{-6}$  SI y una desviación estándar de  $15,88 \times 10^{-6}$  SI.
- En la val 2a las susceptibilidades son mucho más dispersas, con valores que van desde los  $10$  hasta los  $130 \times 10^{-6}$  SI, una media de  $77 \times 10^{-6}$  SI, una mediana de  $66 \times 10^{-6}$  SI y una desviación estándar de  $35,77 \times 10^{-6}$  SI.
- Por último, la val 3 presenta una susceptibilidad con un rango de  $15$  a  $105 \times 10^{-6}$  SI, una media de  $60 \times 10^{-6}$  SI, una mediana de  $46 \times 10^{-6}$  SI y una desviación estándar de  $31,97 \times 10^{-6}$  SI, siendo la val con menores susceptibilidades medias.

- Los datos aportados en los histogramas de la val 1 y 2 siguen la tendencia de una campana de Gauss.

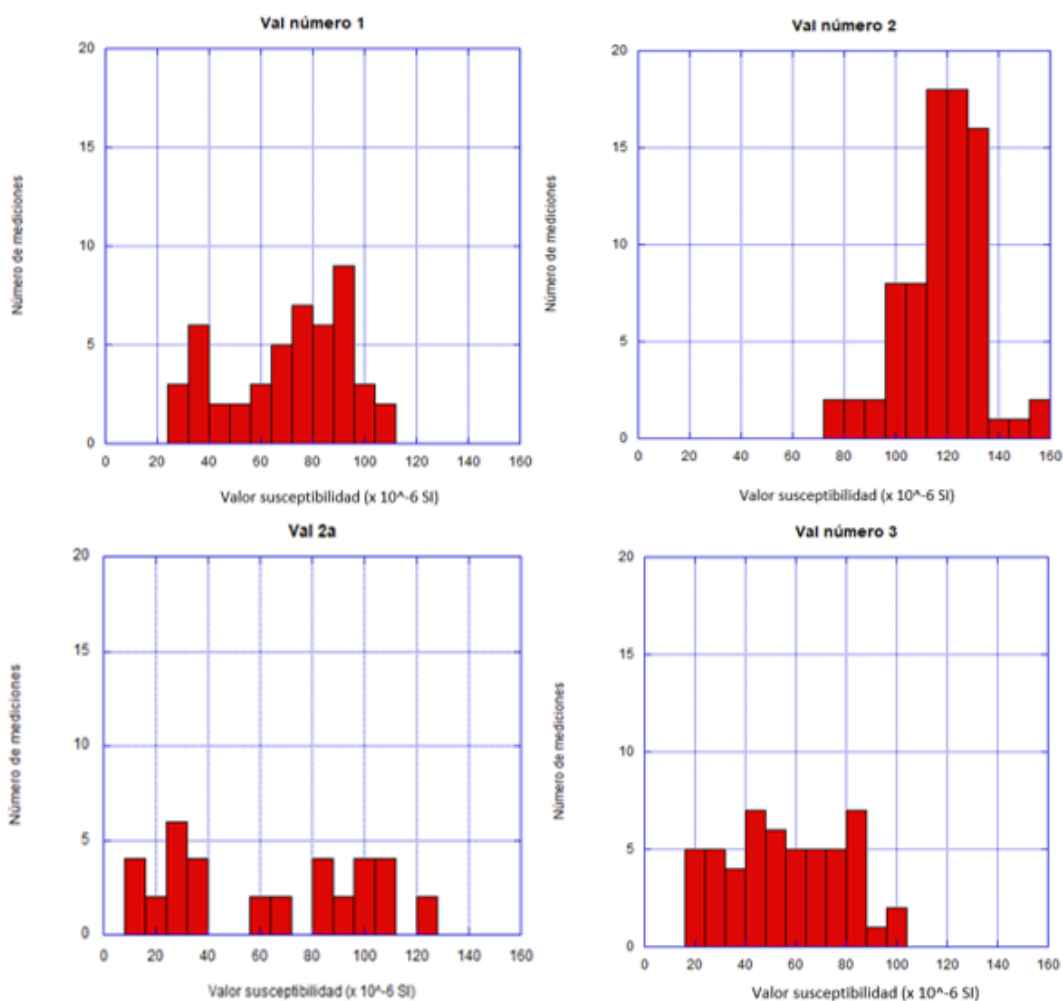


Figura 11. Histogramas de susceptibilidad.

Por otro lado, los valores de las muestras recogidas en el campo y analizadas en volúmenes estándar en el puente de susceptibilidad Kappabridge KLY3-S (Anejo 13), muestran cómo, por vales, la susceptibilidad es mayor en aquellas muestras recogidas en la val 2, y como dentro de esta misma, los valores aumentan cuanto más al NW nos desplazemos, llegando a alcanzar valores de hasta  $1526 \times 10^{-6}$  SI.

A su vez, la muestra Vcm2 (Anejo 6), recogida únicamente con el separador magnético, muestra unos valores de susceptibilidad de  $65901,8 \times 10^{-6}$  SI, siendo el valor más alto registrado en todas las muestras y permitiendo hacerse una idea del carácter ferromagnético de algunos elementos.

### 6.3 Curvas termomagnéticas

El análisis termomagnético de las muestras (análisis de las variaciones de la susceptibilidad magnética con la temperatura) permite identificar la presencia de un agrupamiento de comportamientos en función del valor de la susceptibilidad media.

Se obtuvo que las curvas obtenidas a partir de las muestras M2, M3, M4, VALC1, S3, S4 y J4 (Figura 12; Anejo 7), se pueden agrupar al presentar todas ellas curvas termomagnéticas

similares. Con unos rangos de susceptibilidades que van desde los 4 hasta los  $33 \times 10^{-6}$  SI para las 6 primeras muestras, y de 8 a  $68 \times 10^{-6}$  SI para la muestra J4. A los 270°C empieza un leve descenso progresivo hasta los 480°C, instante en el que experimentan un ascenso y descenso brusco en forma de pico, al que se denominada “pico de Hopkinson” (momento en el que el óxido de hierro cambia de fase y da susceptibilidades mayores). Tras este pico, las muestras continúan con un descenso generalizado hasta los 700°C, momento en el cual se puede interpretar como la desmagnetización de los minerales (Hroudá *et al.* 1997). Tras este punto se registra la curva de descenso desde 700°C, en el que va descendiendo la temperatura de las muestras, haciendo que la susceptibilidad de éstas experimente una curva de regresión completamente diferente a la descrita en el calentamiento, e indicándonos así que todas las curvas son irreversibles (lo que indica que los materiales destruidos durante el calentamiento y formados en el enfriamiento son distintos).

Por otro lado, si calculamos la contribución paramagnética en las muestras mediante la modelización de la curva paramagnética de la susceptibilidad (Figura 13), obtenemos que para estas muestras analizadas la contribución de minerales paramagnéticos es del 10% al 30%, dando así constancia así del fuerte carácter ferromagnético que poseen las muestras (entorno del 70% al 90%).

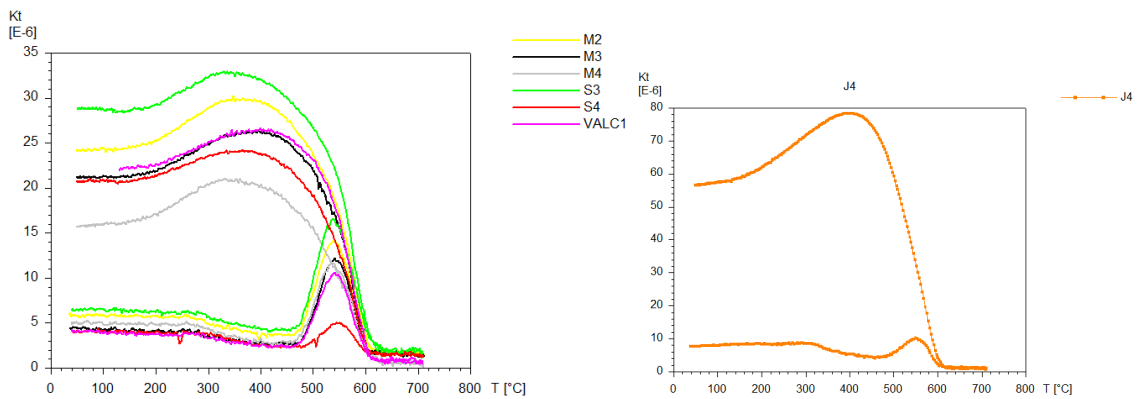


Figura 12. Curvas termomagnéticas de las muestras M2, M3, M4, VALC1, S3, S4 y J4.

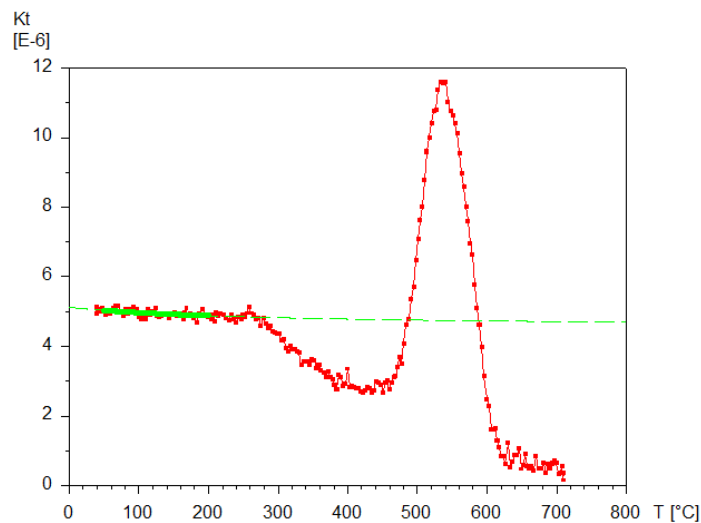
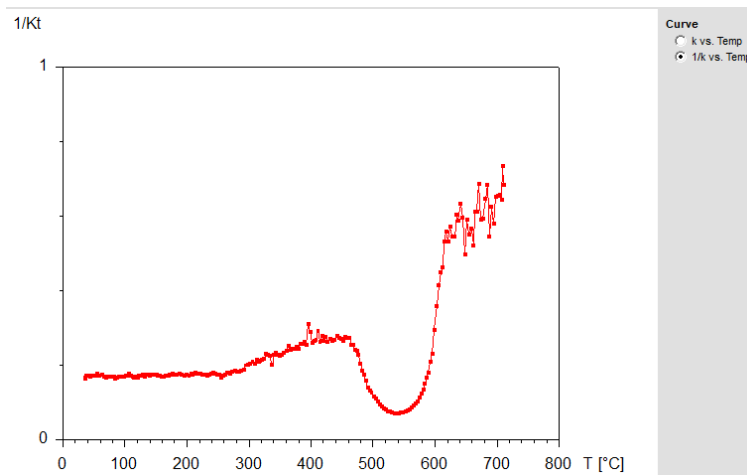


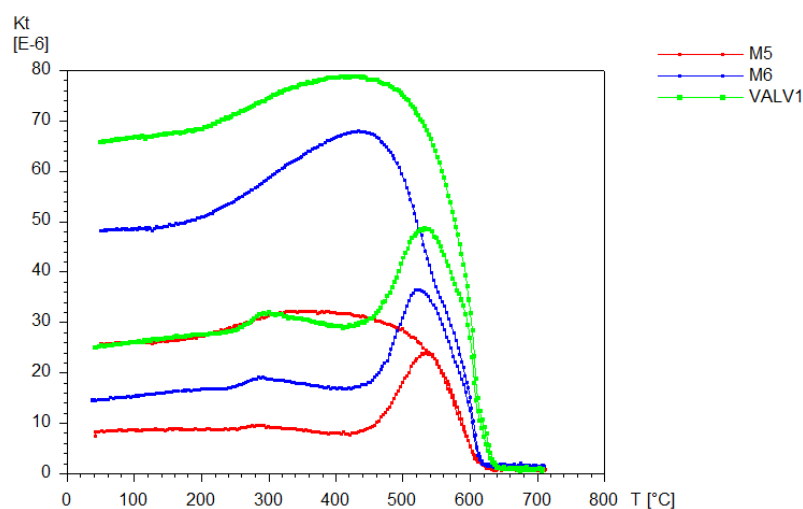
Figura 13. Contribución paramagnética de las muestras M2, M3, M4, VALC1, S3, S4 y J4.

Si representamos la curva como la inversa de “k” frente a la temperatura (1/k vs. Temp) (Figura 14) observamos para las muestras M2, M3, M4, VALC1, S3, S4 y J4, cómo la tendencia de la curva se ve alterada a los 280°C, 470°C, 520°C, 580°C y a los 630°C.



**Figura 14.** Curva de la inversa de k frente a la temperatura para las muestras M2, M3, M4, VALC1, S3, S4 y J4.

Las muestras M5, M6 y VALV1 (Figura 15) presentan mayores susceptibilidades generales que las anteriores, con una curva que empieza con un ligero ascenso hasta los 180°C, donde experimenta una variación de la tendencia que describe un pico cuyo máximo se registra a los 290°C y cuyo descenso se prolonga hasta los 380°C. Llegados a esta temperatura, se produce una variación en forma de efecto “pico de Hopkinson”, cuyo punto central de la anomalía asociada a dicho efecto son los 540°C. Tras ello, la tendencia de la curva vuelve a cambiar aproximadamente a los 600°C para las muestras M5 y M6, y a los 640°C para la muestra VALV1. Tras alcanzar los 700°C las curvas retornan con valores de susceptibilidad significativamente mayores a los iniciales. Cabe destacar que en la curva M5 la curva de enfriamiento sigue la misma pendiente que la de calentamiento desde los 530°C, lo que indica una gran reversibilidad en este intervalo de temperatura y que lo que se destruye en el horno durante el calentamiento, y se forma en él durante el enfriamiento, tiene la misma estequiometría.



**Figura 15.** Curvas termomagnéticas de las muestras M5, M6 y VALV1.

Si representamos la curva como la inversa de “k” frente a la temperatura (Figura 16), observamos cómo tan sólo para las muestras M5 y M6 la curva se ve alterada a los 180°C, a los

240°C, 290°C, 430°C, 510°C, 580°C, 600°C y a los 630°C. Mientras que la muestra VALV1 en comparación, se mantiene a efectos prácticos constante hasta los 620°C, momento en el que cambia de tendencia, al igual que a los 650°C.

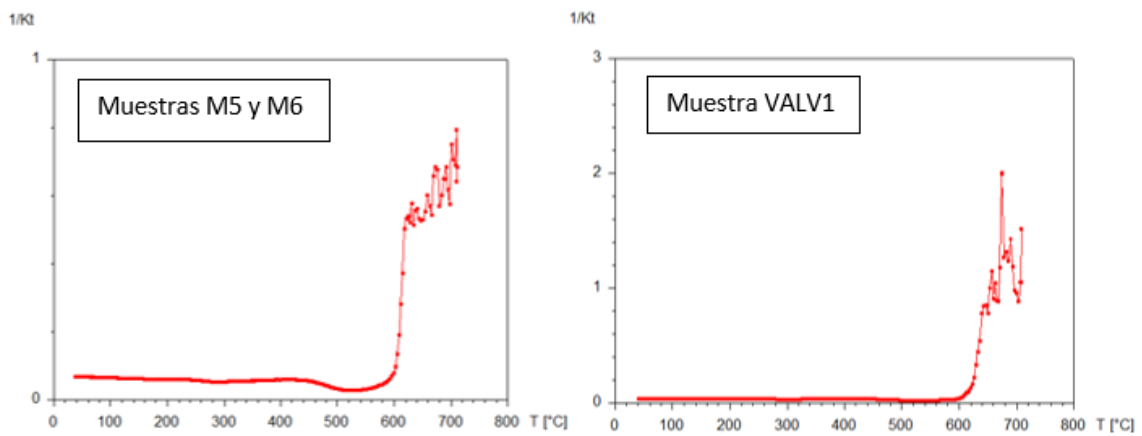


Figura 16. Curva resultante de la inversa de  $k$  frente a la temperatura para las muestras M5, M6 y VALV1.

Para las muestras recogidas mediante separación magnética VALMC1, VALMC2, VALMC3 y VALMC4 (Figura 17), las curvas termomagnéticas presentan susceptibilidades iniciales que superan los  $900 \times 10^{-6}$  SI y tendencias notablemente crecientes (típicas de comportamientos ferromagnéticos). Las curvas mantienen un ascenso constante hasta los 220°C, momento en el que comienza una tendencia que asciende y luego desciende, y que describe una forma en campana cuyo punto medio se establece a los 310°C. Dicha anomalía se prolonga hasta los 440°C, momento en el que se produce un “pico de Hopkinson”, cuyo punto central asociado a dicha geometría está entorno a los 530°C. Este efecto se mantiene hasta los 610°C, cuando la pendiente de las curvas vuelve a cambiar. Posteriormente a los 700°C, retornar con valores de susceptibilidad significativamente mayores a los iniciales. Cabe mencionar que las muestras de este grupo presentan una mayor reversibilidad.

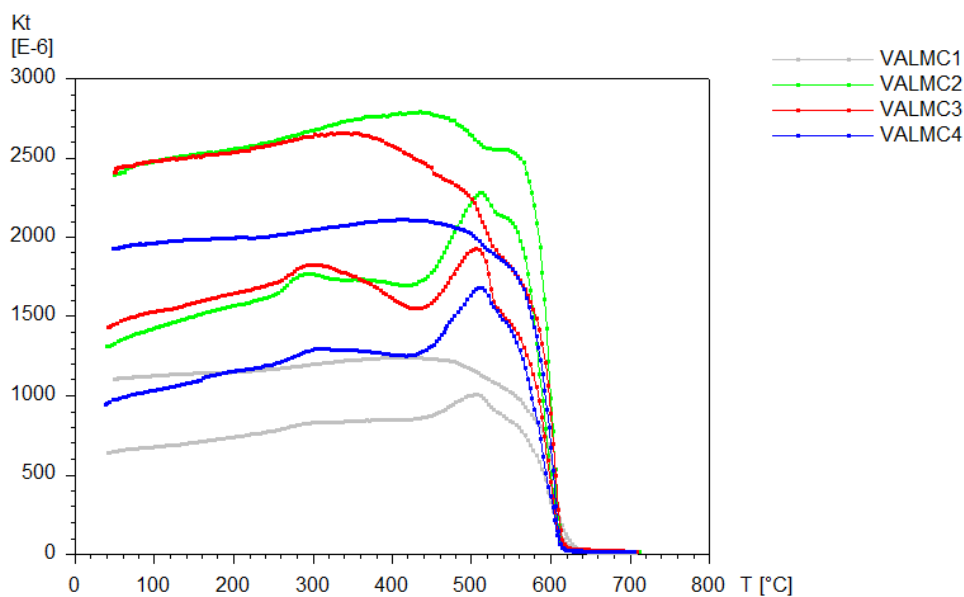
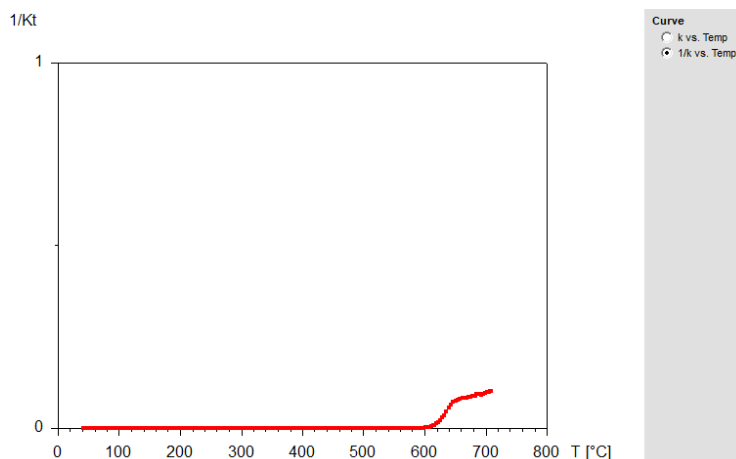


Figura 17. Curvas termomagnéticas de las muestras VALMC1, VALMC2, VALMC3 y VALMC4.

Si representamos la curva de las muestras VALMC1, VALMC2, VALMC3 y VALMC4 como la inversa de “ $k$ ” frente a la temperatura (Figura 18) observamos como para todas ellas la

tendencia de la curva se mantiene constante hasta los 605°C, momento en el que cambia de tendencia, al igual que a los 640°C.



**Figura 18.** Curva resultante de la inversa de  $k$  frente a la temperatura para las muestras VALMC1, VALMC2, VALMC3 y VALMC4.

## 7. Interpretación y discusión de los resultados

A partir de los datos obtenidos mediante el empleo de las diversas técnicas descritas, podemos valorar si los resultados son coherentes, determinar su grado de error y contrastarlos con los datos obtenidos en otros trabajos de índole similar, como es el de Romance (2014).

Si contrastamos las temperaturas de Curie y de Néel (Anejo 8) esperables para cada mineral, podemos observar cómo para las curvas termomagnéticas (Figura 14; Anejo 7) de las muestras M2, M3, M4, VALC1, S3, S4 y J4 indican que hay presencia de sulfuros entorno a los 280°C, ya que la variación de la pendiente en esa temperatura coincide con los valores esperables para ese tipo de minerales. Posteriormente, a los 580°C la curva experimenta un brusco ascenso, lo que coincide con los valores esperables para la magnetita/maghemita. Por último, entorno a los 630°C se identifica una variación en la tendencia correspondiente a la hematites. Las demás variaciones de la tendencia que se registran entre los 470°C y los 550°C podrían estar relacionados con la generación, transformación y/o destrucción de diferentes óxidos de hierro, si bien no se puede detallar a falta de más pruebas mineralógicas. La mayor susceptibilidad de la muestra J4 respecto a las demás, podría estar relacionada con la interacción de los muros antrópicos construidos en la val 3, en donde se recogió dicha muestra.

Las curvas termomagnéticas (Figura 16) de las muestras M5 y M6 indican que hay presencia de hidróxidos de hierro, ya que la variación de la curva a los 180°C coincide con los valores esperables para ese tipo de minerales. Posteriormente, las variaciones de tendencia que se producen a los 240°C y 290°C indicarían la presencia de sulfuros. Mientras que a los 580°C la curva experimenta un brusco ascenso, lo que coincide con los valores esperables para la magnetita/maghemita. Por último, entorno a los 630°C se identifica una variación en la tendencia correspondiente a la hematites. Las demás variaciones de la tendencia que se registran entre los 400°C y los 550°C podrían estar relacionados con la generación, transformación y/o destrucción de diferentes óxidos de hierro, si bien no se puede detallar a falta de más pruebas mineralógicas.

Para la muestra VALV1 sin embargo, la tendencia de la curva es prácticamente constante hasta los 620°C, momento en el que la susceptibilidad asciende a causa de la presencia de lo que podría ser maghemita según los datos aportados por Hunt (1995) (Anejo 8). Posteriormente la tendencia vuelve a cambiar a los 630°C, temperatura esperable para fases minerales relacionadas con la hematites.

En cuanto a las curvas termomagnéticas (Figura 18) para las muestras VALMC1, VALMC2, VALMC3 y VALMC4, observamos cómo para todas ellas la tendencia de la curva se mantiene constante hasta los 605°C, momento en el que la susceptibilidad asciende a causa de la presencia de maghemita. Posteriormente vuelve a cambiar de tendencia a los 640°C, temperatura esperable para las fases minerales relacionadas con la hematites. Esta estabilidad inicial y la no presencia de sulfuros e hidróxidos de hierro, es esperable debido a que las curvas de las muestras son más reversibles.

La diferencia común entre las muestras M2, M3, M4, VALC1, S3, S4 y J4 respecto a las demás, es que estas 7 muestras se recogieron en suelos alejados de la zona en la que se emplazaba la antigua vía de ferrocarril, la cual produce los mayores dipolos de hasta 70 nT, y que se localiza al norte de la val 2 (Figura 9). Este aporte antrópico a la susceptibilidad de los materiales superficiales es claramente apreciable al comparar la muestra M4 (Figura 12) con las muestras M5 y M6 (Figura 15), en donde en apenas 20 metros (Anejo 6), la susceptibilidad aumenta bruscamente y cambian tanto la tendencia como la reversibilidad de la curva. El aporte de esta antigua línea ferroviaria es localizado y puntual, de manera que no se extiende a lo ancho de la misma val ni en toda la extensión de las demás, ni tampoco influye en las susceptibilidades y mineralogías que presentan los modelos en profundidad. Esto es confirmado debido a que tanto la val 1, 2a y 3 se encuentran topográficamente a mayor altitud que la zona afectada por la línea ferroviaria, lo que dificulta la contaminación por aporte de minerales con origen en dicha actividad antrópica, y además, en las tres vales se siguen cumpliendo las premisas de identificación de óxidos de hierro en las curvas termomagnéticas (magnetita, maghemita y hematites), como se puede apreciar en las muestras S3, S4 y J4. Y el aumento de la susceptibilidad con la profundidad, como se puede apreciar en los modelos 2.5D de la val 1 y de la val 3 (Anejo 10).

Las anomalías magnéticas de campo total (Figura 9) obtenidas en las vales que superan los 16 nT, son debidas a elementos antrópicos como señales, vallas y otros elementos constructivos bajo el suelo y que presentan bajo desarrollo areal. Ya que la señal natural característica de la zona oscila entre los 0 y los 12 nT. Este hecho es especialmente notorio en la Val 2 (Figura 9) en donde al NW de esta se localizan dos dipolos extraordinarios de entre -30 a +40 nT, que se encuentran cercanos a las estructuras de una antigua línea ferroviaria, actualmente desmantelada, sin elementos metálicos identificables en superficie y con balasto de caliza, que atravesaba dicho tramo.

Respecto a las anomalías de origen natural encontradas en las vales se aprecia como, generalmente tanto en la val 1 como en la val 2, tienden a aumentar de valor cuanto más en el centro de las mismas estamos. Si bien, en la val 2 dicho incremento está ligeramente desplazado hacia el sur, debido a que la topografía que presenta el valle hace que tenga el depocentro en el sector SE y éste actúe como zona de mayor desarrollo de vegetación.

Por su parte, la val 2a a pesar de su pequeño tamaño, poco espesor de depósitos cuaternarios y estar encajada en materiales que a priori son diamagnéticos como los yesos, desarrolla una anomalía homogénea en toda su extensión de 5 nT. En esta val se identifica un mayor desarrollo vegetativo general, que muestra también un mayor valor de intensidad de campo magnético y susceptibilidad magnética media en superficie.

Respecto a la val 3, la heterogeneidad con la que se disponen las anomalías presentes en ella, puede ser debidas a que dicho valle se encuentra escalonado y con límites antrópicos de rocas, que producen la segmentación continuada a lo largo de la val, y generan sus propias anomalías. Por otro lado, las menores intensidades que presenta en comparación con las vales 1 y 2, pueden ser debidas a que la val 3 es de menor tamaño, de tal manera que tiene menor espesor de materiales cuaternarios.

En síntesis, se identifica por tanto un incremento de la susceptibilidad magnética hacia los sectores más deprimidos topográficamente, que en algunas vales corresponden con su sector central, y que en aquellos sectores con mayores valores de susceptibilidad y anomalía residual de campo existe, en general, un mayor desarrollo vegetativo.

En las tres modelizaciones 2.5D (Anejo 10), se puede observar cómo existe un *background* diamagnético común, ya que el modelo realizado y el conocimiento geológico son compatibles con ello. También se aprecia un aumento de la susceptibilidad magnética con la profundidad y una geometría general en forma de "V".

Si bien el mayor aumento del espesor registra el valor mayor de anomalía, en el modelo de la val 2 (Anejo 10), este máximo se encuentra desplazado del depocentro como consecuencia de la presencia del talud de la carretera que influye sobre las mediciones realizadas al SE del perfil. También, cuanto más al NW nos desplazamos mayor es la susceptibilidad superficial, hecho que tiene que ver con la presencia de la línea férrea y su aporte de minerales magnéticos al sedimento. Estas influencias son superficiales y no afectan al modelo en profundidad (distintos niveles de susceptibilidad que aumentan con la profundidad y geometrías en "V").

El aumento de la susceptibilidad con la profundidad es exponencial, y puede estar relacionado con 1) las geometrías en "V", que influyen directamente en la susceptibilidad, pues es generalmente en las zonas más deprimidas en donde se emplazan los niveles de susceptibilidad más altos. Este hecho puede ser explicado al determinar que las zonas deprimidas favorecen la mayor concentración de sedimentos, acrecentando con ello el espesor de las unidades cuaternarias en los depocentros, y concentrando así las unidades que contienen los elementos férricos. 2) El aumento de la susceptibilidad con la profundidad, también puede ser debido a que los depocentros de las vales actúan como vías preferentes de circulación de fluidos, disolviendo y transportando las partículas de hierro presentes en los materiales de las vales, y concentrándolos en el fondo de las mismas.

En contra posición, los valores más bajos se sitúan preferentemente en los límites de los valles, ya que en estas zonas abundan los materiales diamagnéticos (básicamente yeso).

Si comparamos los datos obtenidos por magnetometría en este trabajo con los obtenidos en el trabajo de Romance (2014), se puede apreciar cómo en la zona estudiada por el citado autor, las anomalías presentan mayores valores medios en toda su extensión. Esto es debido a la



notable abundancia de vegetación que hay en su zona, en contra posición a la nuestra, ya que la masa vegetal y bacteriana actuaría como fijador de los minerales magnéticos en superficie.

Por último, queda por establecer el origen del hierro en el relleno sedimentario de estos valles de fondo plano, pues el área fuente de donde podrían principalmente provenir, está compuesta en su totalidad por materiales diamagnéticos como son los yesos o con unidades que presentan bajos contenidos en hierro y altas contribuciones paramagnéticas a la susceptibilidad.

Los valles de fondo plano de la zona presentan una alta actividad antrópica, pues durante siglos han sido empleados como zonas preferentes de agricultura, y además durante las últimas décadas se instaló y uso una línea ferroviaria que circulaba por el medio de dichos relieves. El aporte antrópico de elementos férricos al sedimento está prácticamente asegurado, bien por el uso de maquinaria sobre el sustrato, el empleo de fertilizantes ricos en hierro, por la construcción de elementos constructivos metálicos como vías férreas o taludes de carretera, y/o por la circulación de vehículos y trenes por las inmediaciones entre otros factores. A pesar de ello, el que dicho aporte antrópico sea el único causante de toda la presencia de minerales férricos que encontramos en las vales se atisba difícil, pues para desarrollar susceptibilidades de entre  $300 \times 10^{-6}$  SI hasta  $700 \times 10^{-6}$  SI en un volumen tan amplio como el que abarca el fondo de todas las vales, se necesitarían actividades antrópicas mucho más intensas y contaminantes en la zona. Además, como se ha demostrado a lo largo de este trabajo (Imagen 9; Anejo 10) la influencia que tienen los elementos constructivos antrópicos (como son los vestigios de la antigua línea ferroviaria) y las anomalías que generan, son de poca extensión y superficiales, ya que su presencia no altera en profundidad a los modelos de las vales.

Otro posible origen del hierro podría ser natural, si bien el área fuente es prácticamente diamagnética, autores como Maxbauer (2016) relacionan la actual presencia de suelos magnéticos a partir de paleosuelos que han experimentado cambios climáticos. Estos paleosuelos tendrían su origen en un clima más tropical, tras la última glaciación, que favorecerían el desarrollo de un suelo con abundante vegetación y fauna, y que aportaría las condiciones tanto hídricas como químicas, necesarias para que se generasen los óxidos de hierro. Con estos factores establecidos, la actividad biológica del entorno, bacterias principalmente, captaría e introduciría el hierro (aportado al ambiente por diversos procesos como pueden ser erupciones volcánicas, procesos eólicos, incendios forestales, partículas en suspensión, etc.) al proceso pedogenético, que generaría así suelos cada vez más magnéticos a lo largo de los millones de años. Este clima tropical sufriría una serie de cambios climáticos que lo harían evolucionar hacia un clima más árido, el cual depositaría materiales cada vez menos magnéticos encima del paleosuelo de manera paulatina. Este enterramiento de las capas ricas en materia orgánica produciría en el fondo de las vales unas condiciones de pH, eH y temperatura que favorecerían la transformación de los óxidos de hierro en las distintas fases presentes, como la hematites o magnetita. A su vez, explicaría esta gradación de niveles de susceptibilidad que presentan los modelos establecidos en este trabajo.

En cualquiera de los dos casos, el mecanismo de fijación del hierro en los suelos de las vales tiene que estar estrechamente relacionado con la acción bacteriana, pues sólo ello es capaz de fijar el hierro en esas profundidades y condiciones de pH, eH y temperatura.

## 8. Conclusions

---

After taking and analyzing 1297 measurements of surface susceptibility, 46240 points of magnetic survey, and 20 measurements on samples in the laboratory, the following conclusions were obtained:

- ✓ The 2.5D model of the flat-bottomed valleys characterized in this study show a morphology in "V" shape sculpted in the gypsums, demonstrating an erosive geometry on Miocene gypsum materials, and a Quaternary sedimentation that fills them.
- ✓ There are bodies with higher contents in magnetic minerals. This may be due to different conditions of formation of the deepest unit (previous detrital or climatic origin), or to the concentration of magnetic minerals in the basal part of the series, by diagenetic or pedogenetic processes.
- ✓ There is an exponential increase in susceptibility with depth.
- ✓ Undoubtedly, the anthropic factor contributes in some way to the mineralogy of the flat-bottomed valleys, but it is the natural factor who control the origin and concentration of the magnetic minerals present in these morphologies
- ✓ The fixation of the iron in the quaternary sediments must necessarily be by bacterial action.
- ✓ The smaller valleys have lower concentrations of magnetic minerals than the larger ones, due to the smaller thickness of the quaternary units.
- ✓ The thermomagnetic curves allow to identify, that the main magnetic component in the valleys are magnetite and hematite. In addition, there are evidences whose show the presence of hydrated magnetic phases (iron hydroxides), sulphides and maghemite in a lower proportion.
- ✓ For a better characterization of the valleys and the ratification of the conclusions described here, it would be necessary to add other complementary techniques, both geophysical to deepen the geometry of the valleys and their layers (georadar, gravimetry, seismic prospecting...), mineralogicals to know the exact mineralogical composition of the materials (DRX, SEM...), and magnetic mineral characterizations (paleomagnetic analysis and mineral magnetic characterization), or chemical to know the composition and characteristics of water and materials (laboratory tests). The realization of a drillhole to be able to take samples in depth, and study the stratigraphic series, would be another tool of great interest to be applied.

## 9. Bibliografía

---

Alberto, F., Gutiérrez, M., Ibáñez, M. J., Machín, J., Peña, J.L., Pocoví, A. y Rodríguez, J. (1984): El Cuaternario de la depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes. Universidad de Zaragoza y Estación Experimental de Aula Dei, 217 pp.

Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and paleogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 127-148 pp.

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J. y Roca, E. (1992): Evolution of the central margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203 pp.

Breiner, S. (1973): Applications manual for portable magnetometers. *GeoMetrics*, 58 pp.

Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1985): Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Tomo XI. 193-207 pp.

Constante, A., Peña-Monné, J.L. y Muñoz A. (2010): Alluvial geoarchaeology of an ephemeral stream: Implications for Holocene landscape change in the central part of the Ebro depression, Northeast Spain. *Geoarchaeology* 25, 475–496 pp.

García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (2003): Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7) 2347, 1-18 pp.

Gutiérrez, F. y Arauzo, T. (1997): Subsistencia kárstica sinsedimentaria en un sistema aluvial efímero: El Barranco de Torrecilla (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22, 349–372 pp.

Hunt, C.P., Moskowitz, B.M. y Banerjee, S.K. (1995): Magnetic properties of rocks and minerals, in *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants* (T. J. Ahrens, Ed.), AGU, Washington D. C., 189–204 pp.

Hroudda, F., Jelínek, V. y Zaplletal, K. (1997): Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature variation measurement. *Geophysics*, 129, 715-719 pp.

Romance, J. (2014): Aplicación de la prospección geofísica a la caracterización geológica del entorno de Zaragoza. Trabajo Fin de Máster, Universidad de Zaragoza, 49 pp.

Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., y Fox, D. L. (2016): Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges. *Earth-Science Reviews*, 155, 28-48 pp.

Mochales, T. (2006): Prospección magnética aplicada a la detección y caracterización de dolinas en el entorno de Zaragoza. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 222 pp.

Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M. y Villena, J. (2004): La Cuenca del Ebro. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 533-542 pp.

Pedley, R.C., Busby, J.P. y Dabek, Z.K. (1993): GRAVMAG user manual. En: interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. British Geological Survey, Technical Report WK/93/26/R, 73 pp.

Peña, J.L., Echeverría, M.T., Petit-Maire, N. y Lafont, R. (1993): Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la Val de las Lenas (depresión del Ebro, Zaragoza). *Geographicalia*, 30, 321-332 pp.

Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica Española* 15 (3 - 4), 217-231 pp.

Pueyo-Anchuela, Ó., Casas-Sainz, A. M., Soriano, M. A., y Pocoví-Juan, A. (2011): Geophysical techniques applied to urban planning in complex near surface environments. Examples of Zaragoza, NE Spain. *Physics and Chemistry of the Earth, parts A/B/C*, 36(16), 1211-1227 pp.

Quirantes, J. (1978): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Institución Fernando el Católico, Zaragoza, 200 pp.

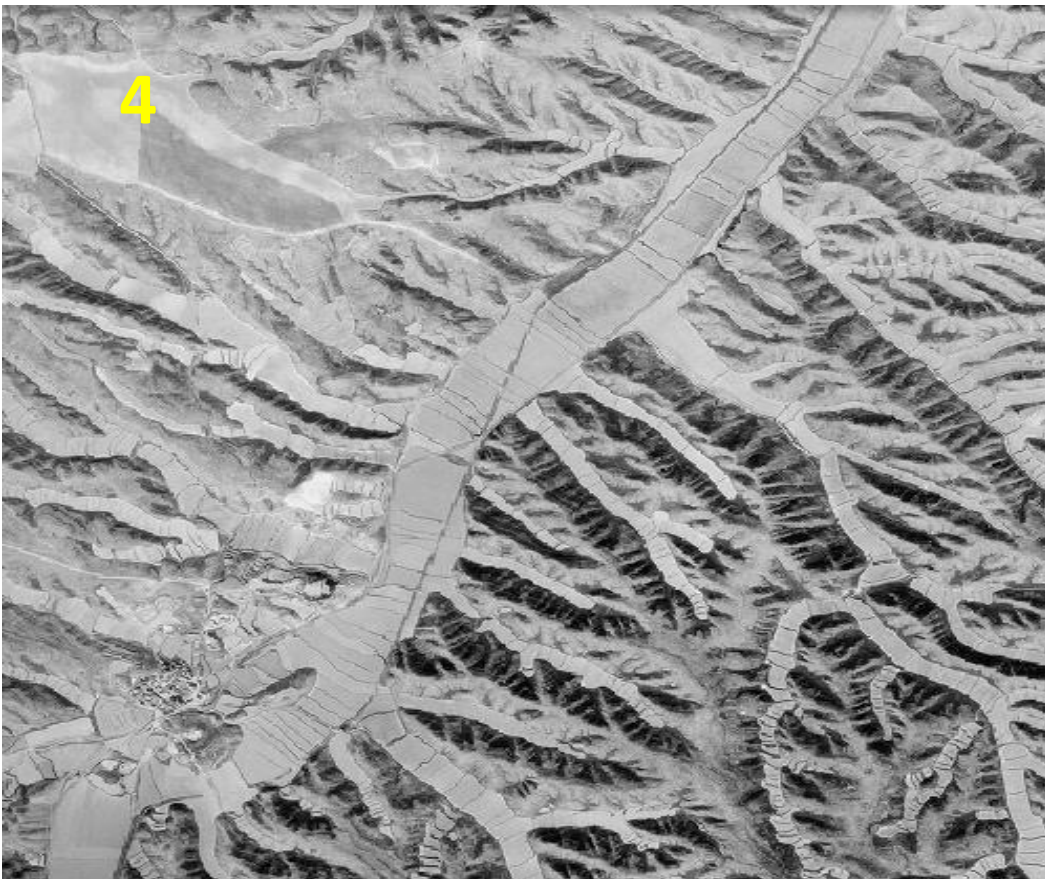
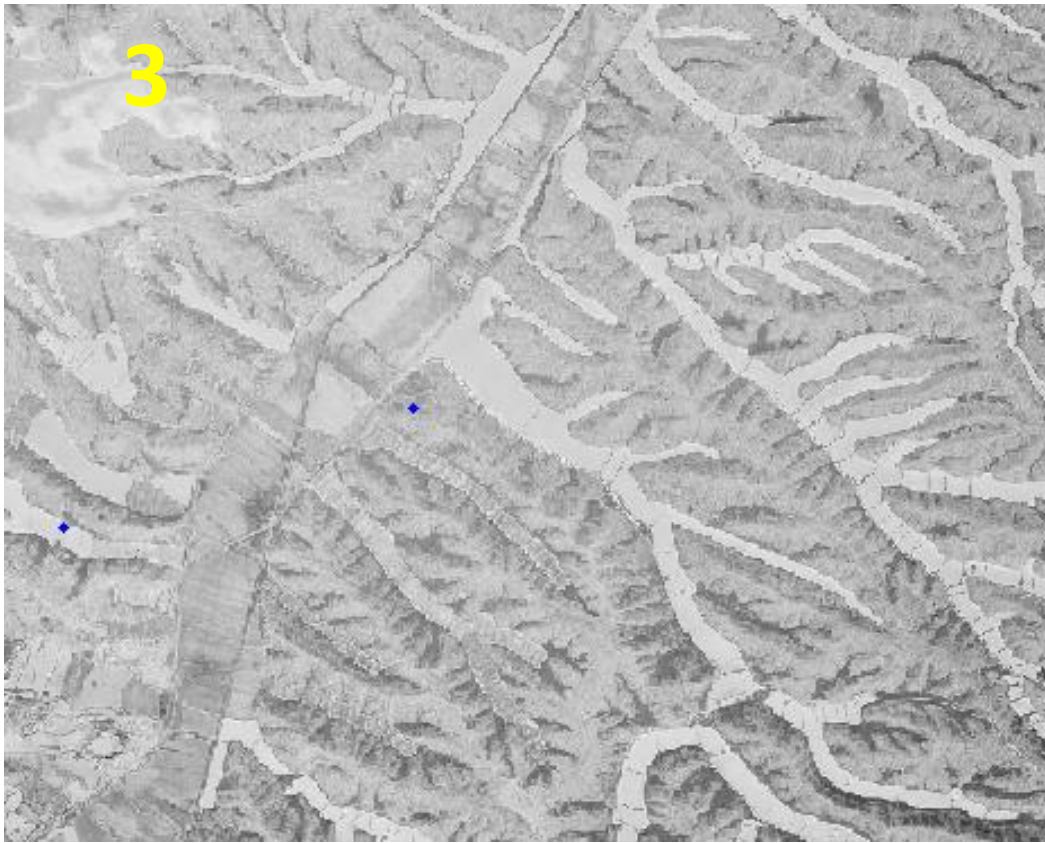
Soriano, M.A. y Calvo, J.M. (1987): Características, datación y evolución de los valles de fondo plano de las inmediaciones de Zaragoza. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 283-293 pp.

Soriano, M.A., (1990): Geomorfología del sector centro-meridional de la Depresión del Ebro. Diputación Provincial de Zaragoza, Zaragoza, 269 pp.

# ANEJOS





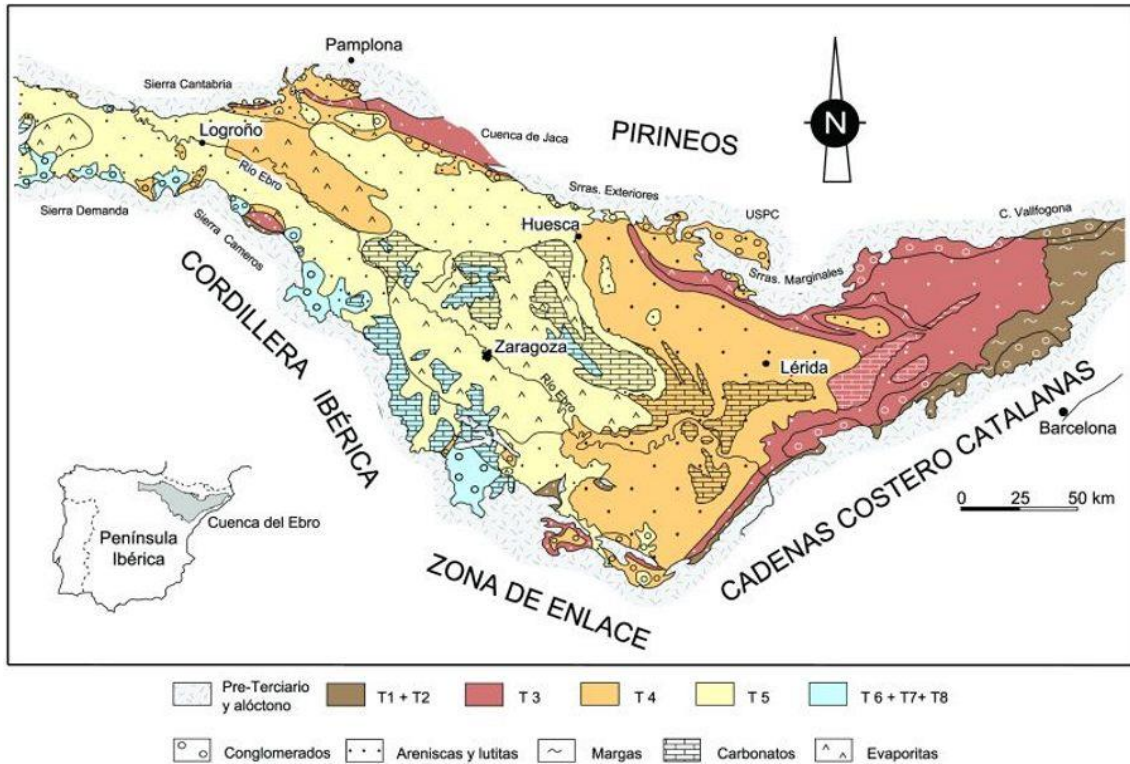




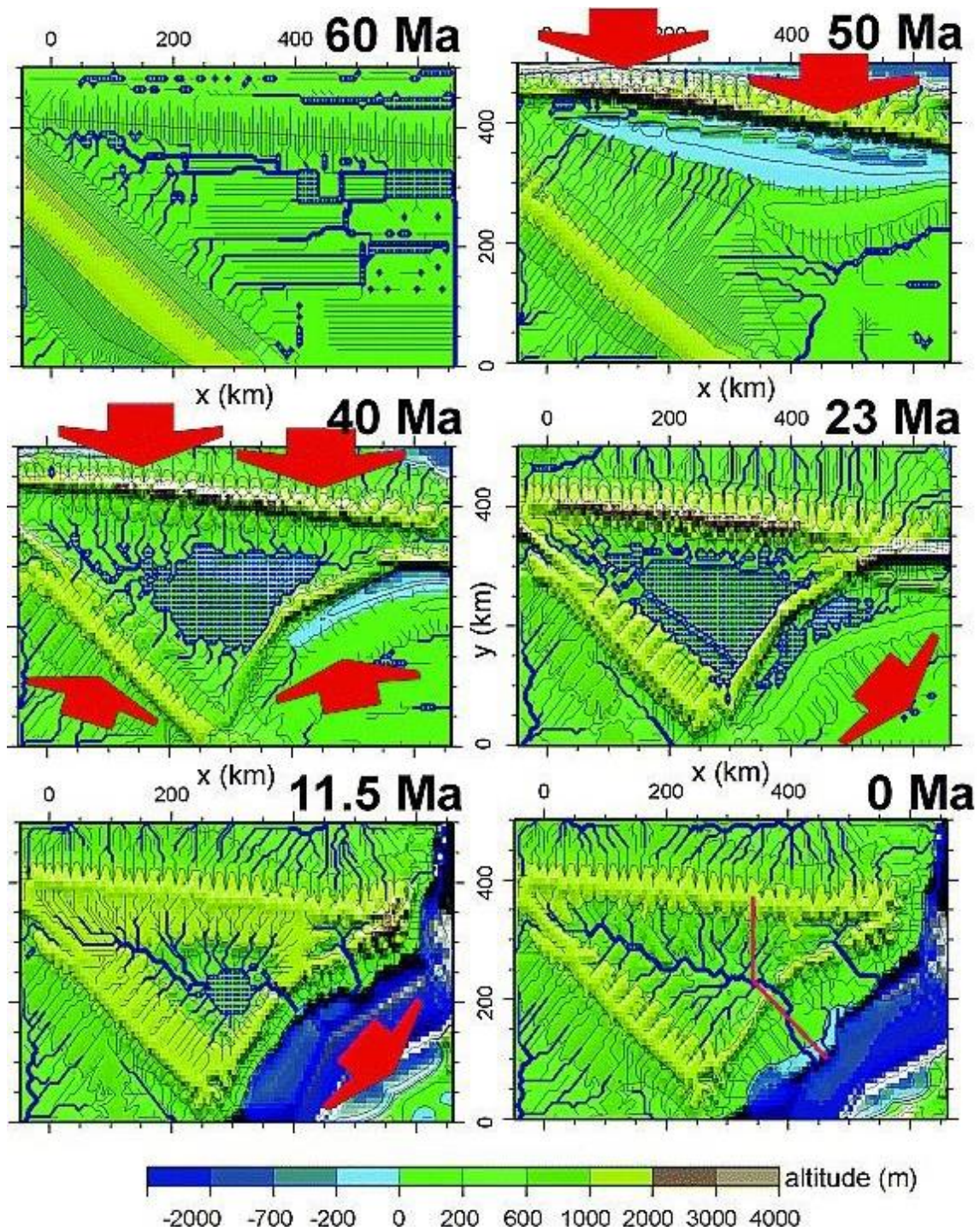


**Anejo x1.** Serie de ortofotos de la zona. 1: Vuelo de 1946 americano serie A. 2: Vuelo 1956 americano serie B. 3: Vuelo de 1973-86 internacional. 4: Vuelo de 1980-86 nacional. 5: Vuelo de 1998/2003 quinquenal. 6: Vuelo de 2015PNOA.



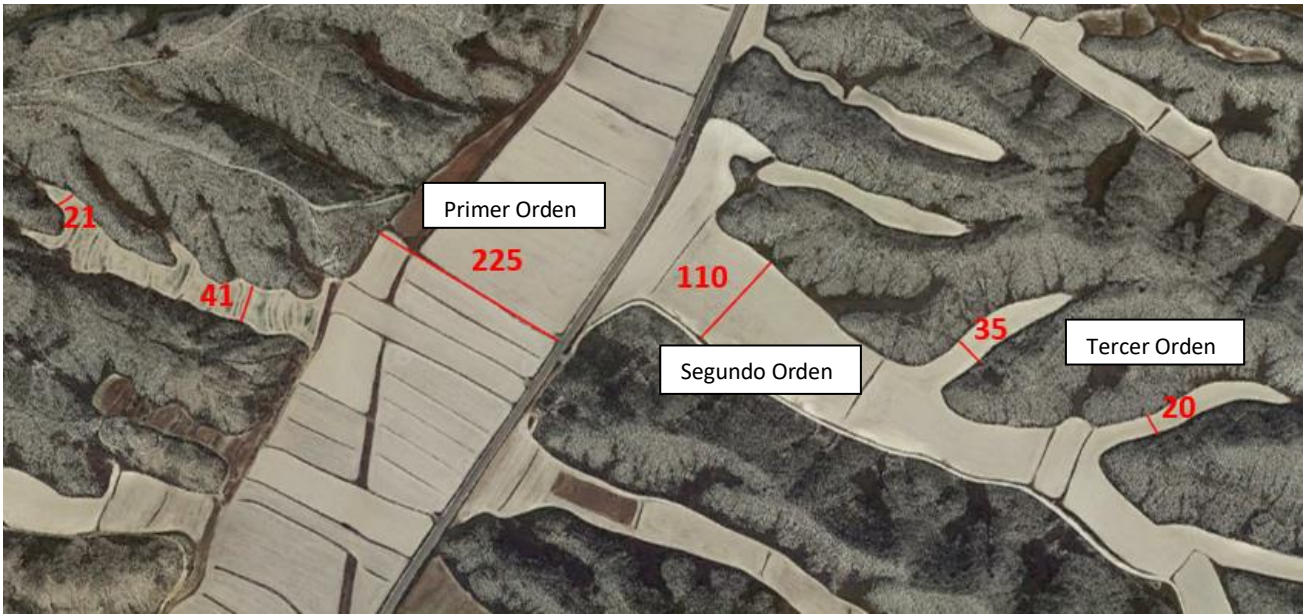


**Anejo 2.** Disposición general de los materiales sedimentarios en la cuenca del Ebro. En colores se representan las Unidades Tectosedimentarias y con tramas la litología. Extraído de (Pardo et al., 2004).

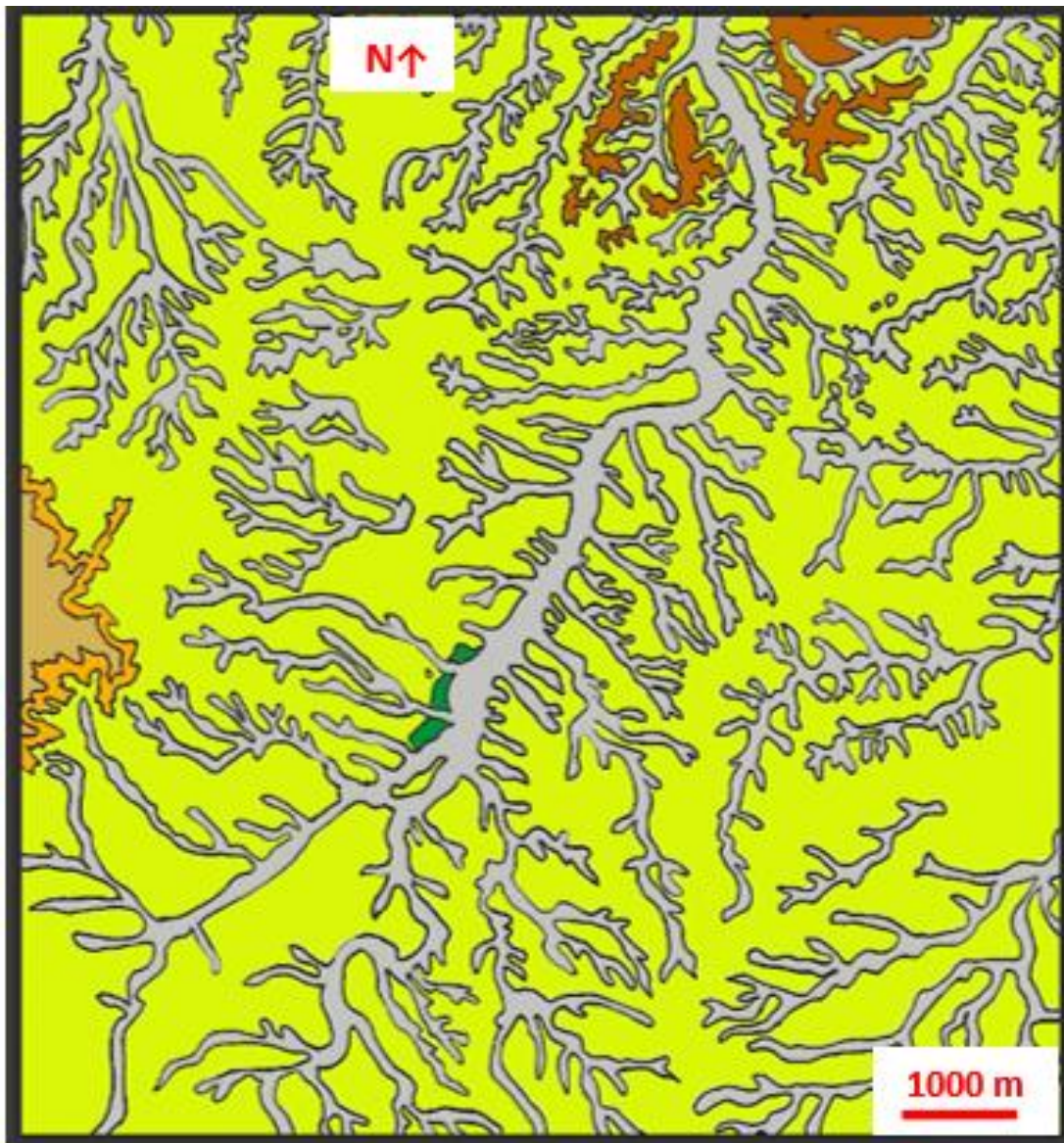








**Anejo 3.** Modelo de topografía y drenaje de García-Castellanos et al (2003). Hace 50 Ma la cuenca de antepaís E-W Comienza a formarse. Hace 40 Ma el acortamiento tectónico de las Catalánides cierra la cuenca. Hace 23 Ma la extensión de la cuenca de Valencia propicia el crecimiento pasivo de las Catalánides. Hace 11.5 Ma una de las corrientes del nuevo escarpe captura el sistema endorreico. En la actualidad la incisión afecta a toda la cuenca.





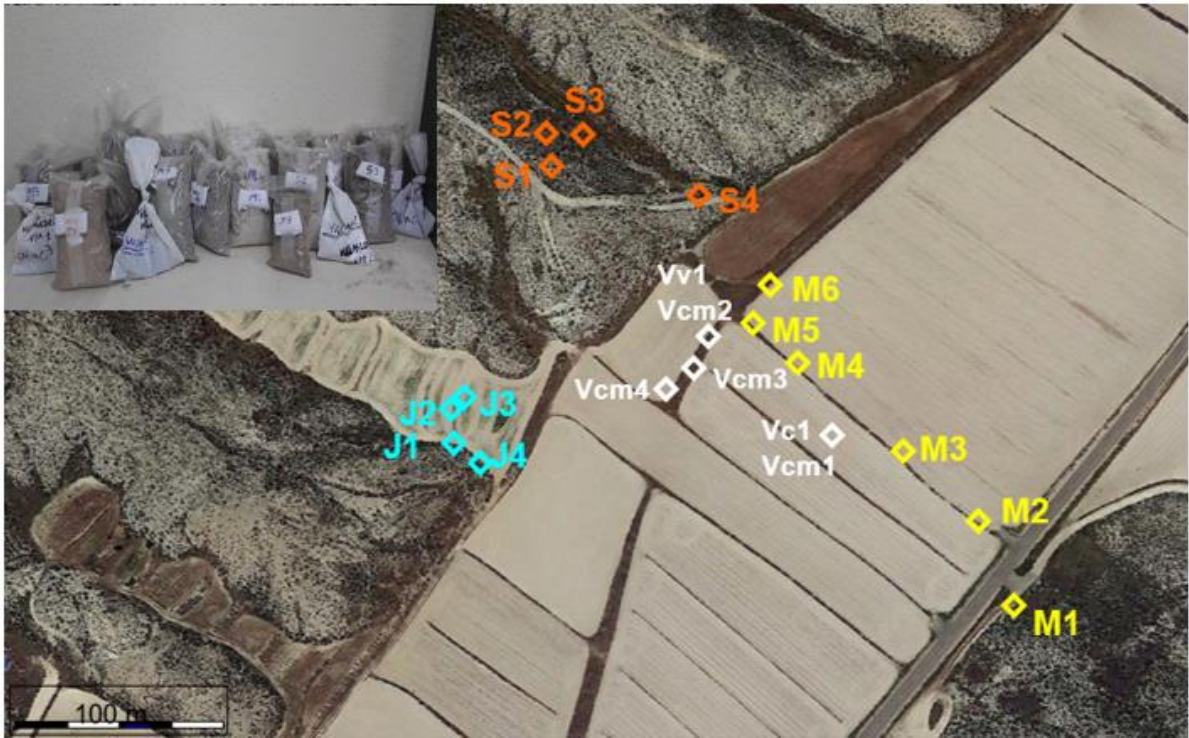
**Anejo 4.** Anchura relativa de las vales en la zona de estudio. En rojo se muestran las mediciones realizadas expresadas en metros.



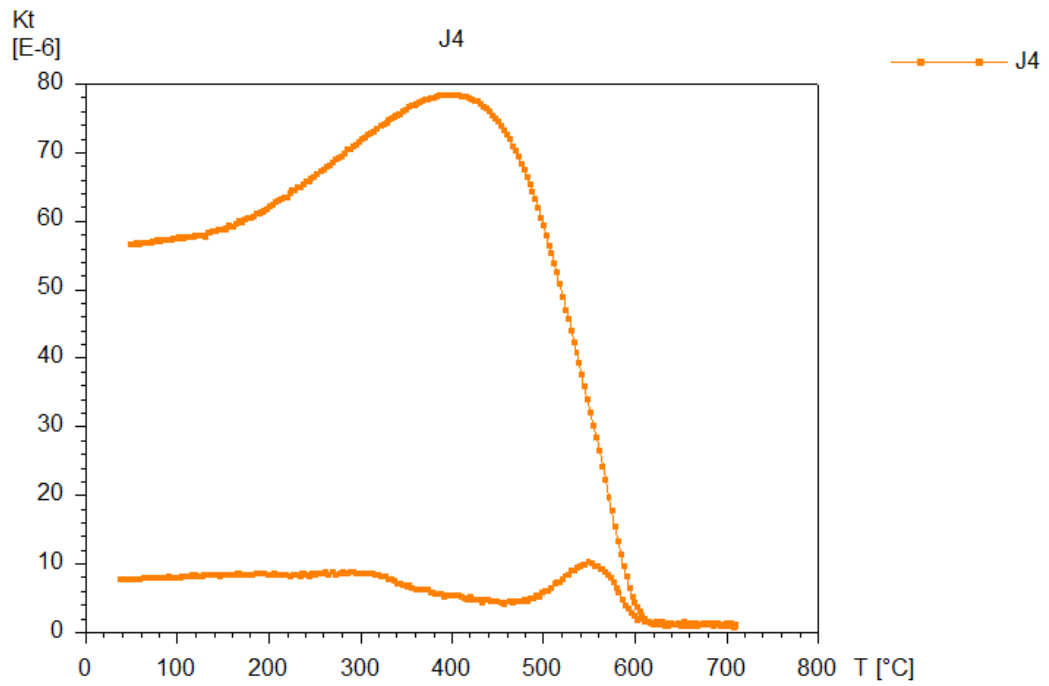
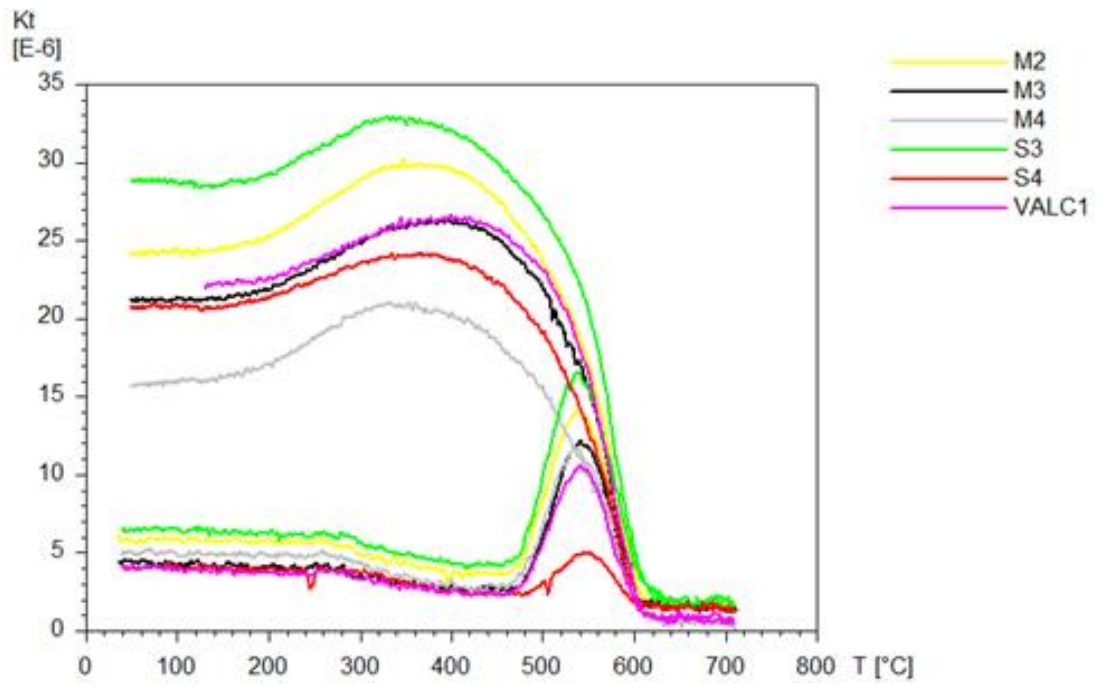
	Yesos nodulares con niveles de margas y lutitas.
	Gravas y cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis.
	Margas grises y calizas.
	Calizas y margas.
	Cantos, limos vesíferos y arcillas. Fondos de valle plano.
	Población de Torrecilla de Valmadrid

Anejo 5. Mapa litológico de la zona de Torrecilla de Valmadrid.





Anejo 6. Muestras cogidas in situ en el campo y su localización.



Anejo 7. Curvas termomagnéticas de las muestras M2, M3, M4, S3, S4, J4 Y VALC1.

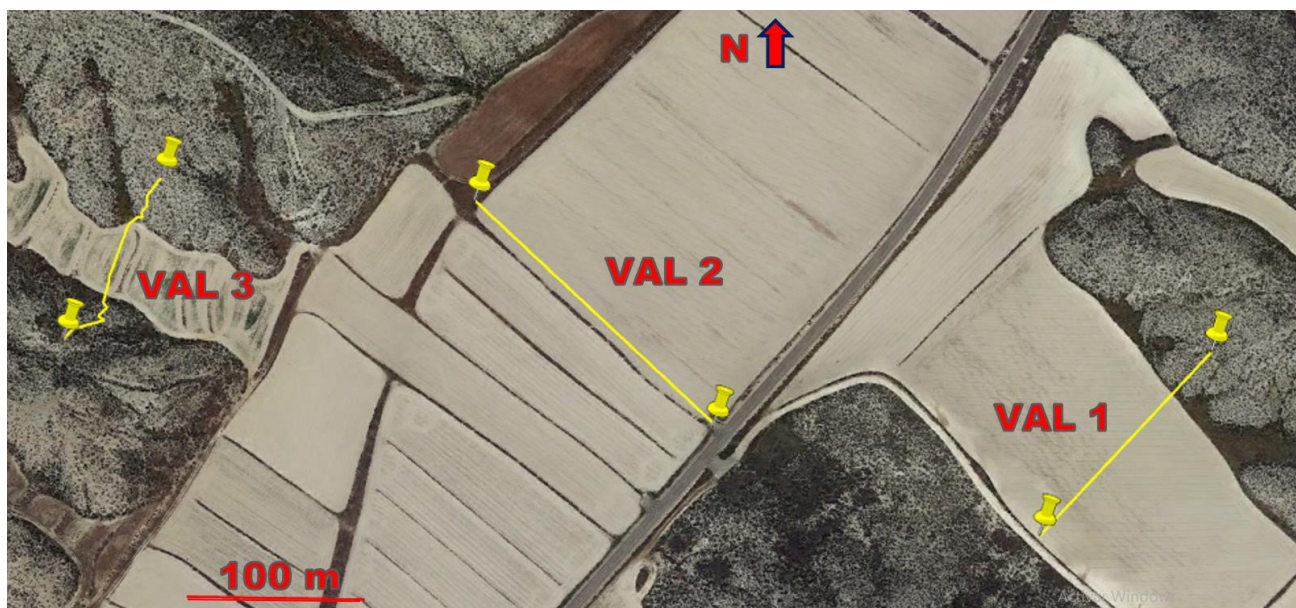
TABLE 3. Magnetic Properties of Selected Minerals

Mineral	Composition	Magnetic Order	$T_c^a$ (°C)	$J_s^b$ (Am <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup> )
<i>Oxides</i>				
cobalt ferrite	CoFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagnetic	520	80
copper ferrite	CuFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagnetic	455	25
hematite	α-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	canted antiferromagnetic	675	0.4
maghemite	γ-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ferrimagnetic	~600	70–80
ilmenite	FeTiO <sub>3</sub>	antiferromagnetic	-233	
magnetite	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagnetic	575–585	90–92
ulvöspinel	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	antiferromagnetic	-153	
magnesioferrite	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagnetic	440	21
jacobsite	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagnetic	~300	77
trevorite	NiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagnetic	585	51
<i>Sulfides</i>				
troilite	FeS	antiferromagnetic	305	
pyrrhotite	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	ferrimagnetic	320	20
greigite	Fe <sub>3</sub> S <sub>4</sub>	ferrimagnetic	~333	~25
<i>Oxyhydroxides</i>				
goethite	α-FeOOH	antiferromagnetic/weak ferromagnetic	~120	<1
feroxyhyte	δ-FeOOH	ferrimagnetic	~180	<10
lepidocrocite	γ-FeOOH	antiferromagnetic(?)	-196	
<i>Metals and Alloys</i>				
cobalt	Co	ferromagnetic	1131	161
wairauite	CoFe	ferromagnetic	986	235
iron	Fe	ferromagnetic	770	218
nickel	Ni	ferromagnetic	358	55
awaruite	Ni <sub>3</sub> Fe	ferromagnetic	620	120

<sup>a</sup> $T_c$  = Curie temperature (ferromagnetic materials) or Néel temperature (ferrimagnetic and antiferromagnetic materials).

<sup>b</sup> $J_s$  = Saturation magnetization at room temperature.

Anejo 8. Temperaturas de Curie y de Néel de algunos minerales. Tomado de Hunt 1995.

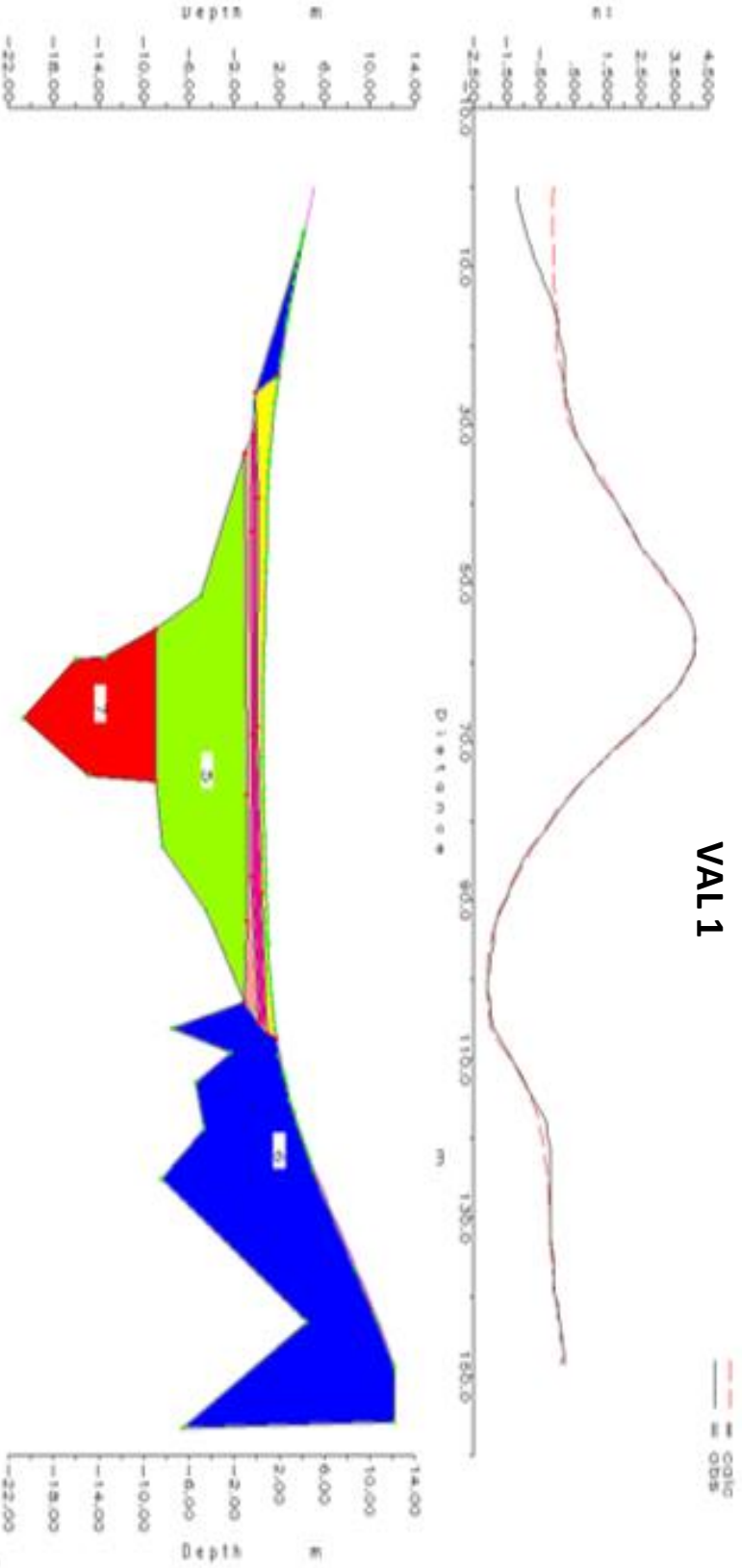


Anejo 9. Cortes realizados en las distintas vales para su posterior modelizado con el programa GravMag.

SW

VAL 1

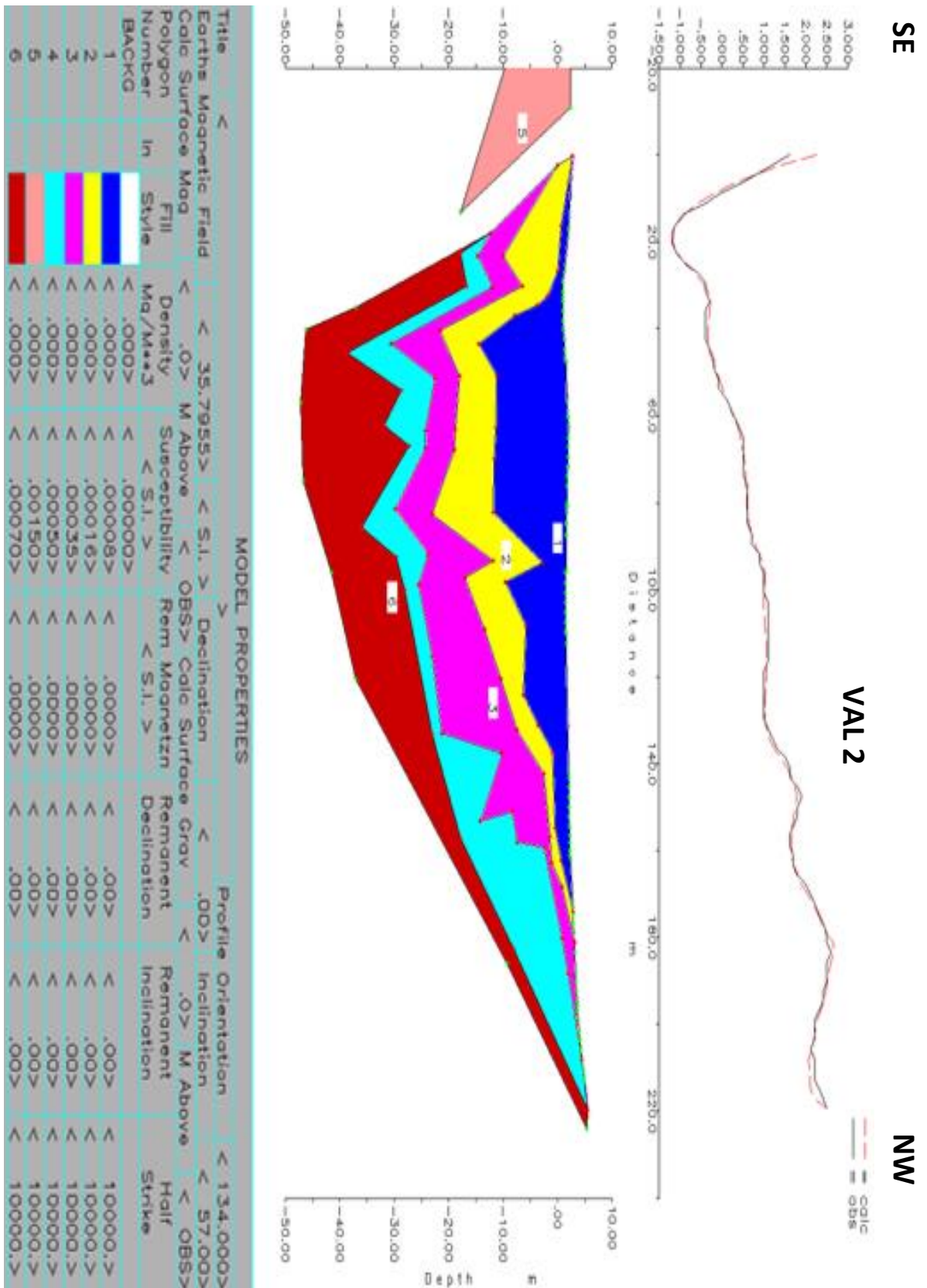
NE



**MODEL PROPERTIES**

Earth's Magnetic Field	<	35.7955>	<	S.I.>	>	Declination	<	.00>	<	Profile Orientation	<	45.000>
Cale Surface Mag.	<	.0>	<	M Above	<	OBS>	<	Cale Surface	<	Inclination	<	57.00>
Polygon Number	In	Fill	Density	Suceptibility	Rem Magnetn	Declination	Remanent	Declination	Remanent	Inclination	Half	Strike
BACKG	Style	Mq/M+3	<	S.I.>	<	S.I.>	Declination	Declination	Inclination	M Above	OBS>	Strike
1			.0000	.000000		.000000		.000000		.00>		1000.0>
2			.0000	.000008		.000000		.000000		.00>		1000.0>
3			.0000	.000015		.000000		.000000		.00>		1000.0>
4			.0000	.000025		.000000		.000000		.00>		1000.0>
5			.0000	.000035		.000000		.000000		.00>		1000.0>
6			.0000	.000055		.000000		.000000		.00>		1000.0>
			.0000	.000070		.000000		.000000		.00>		10000.0>



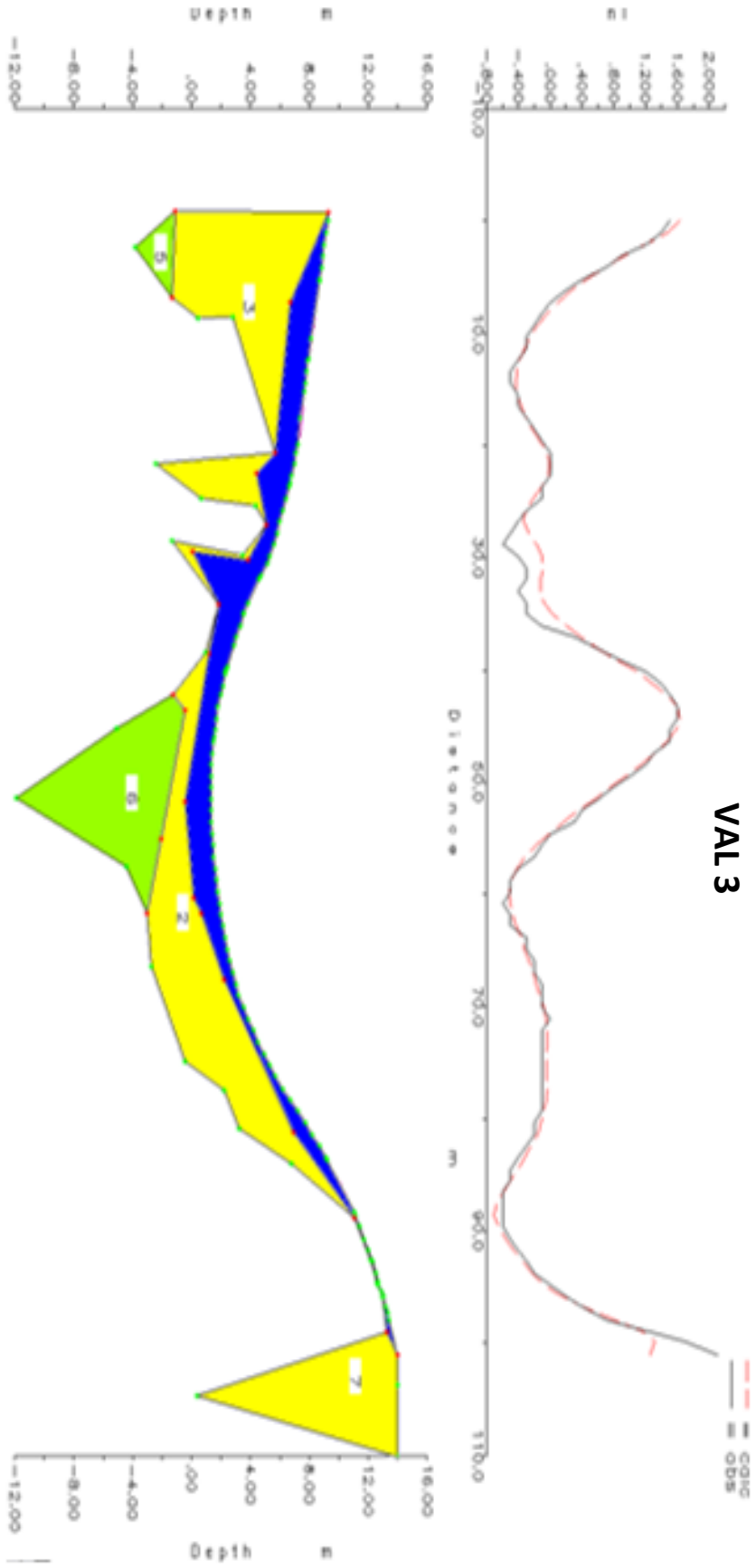


Anejo 10. Modelo 2.5D de la val 2. En blanco el background diamagnético (yesos) y en colores el relleno sedimentario cuaternario. La unidad 5 se trata de un elemento antrópico asociado al talud de la carretera.

SW

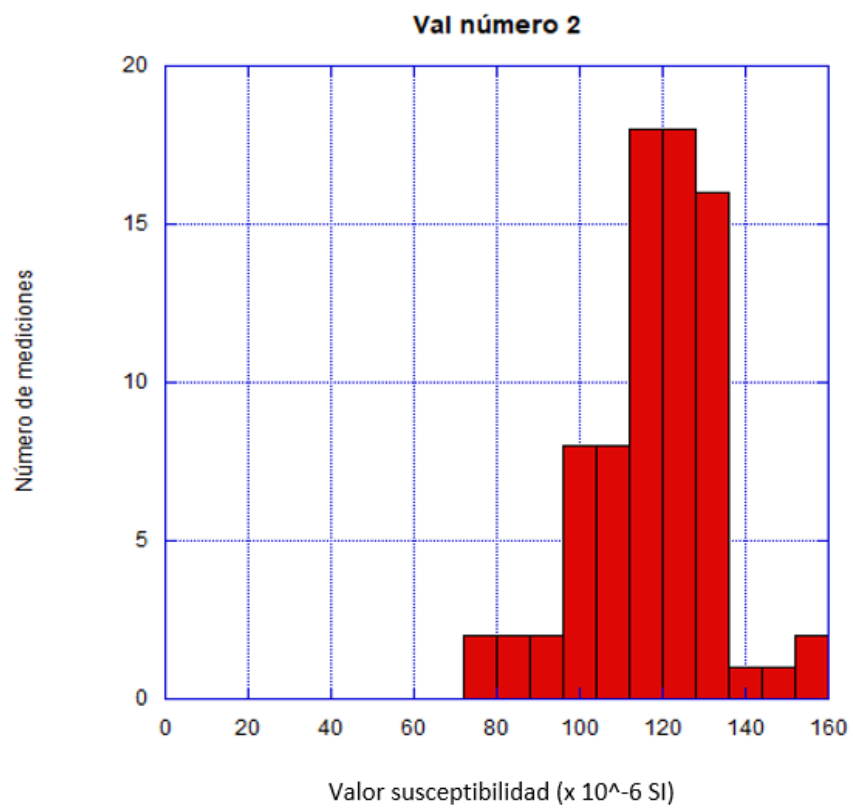
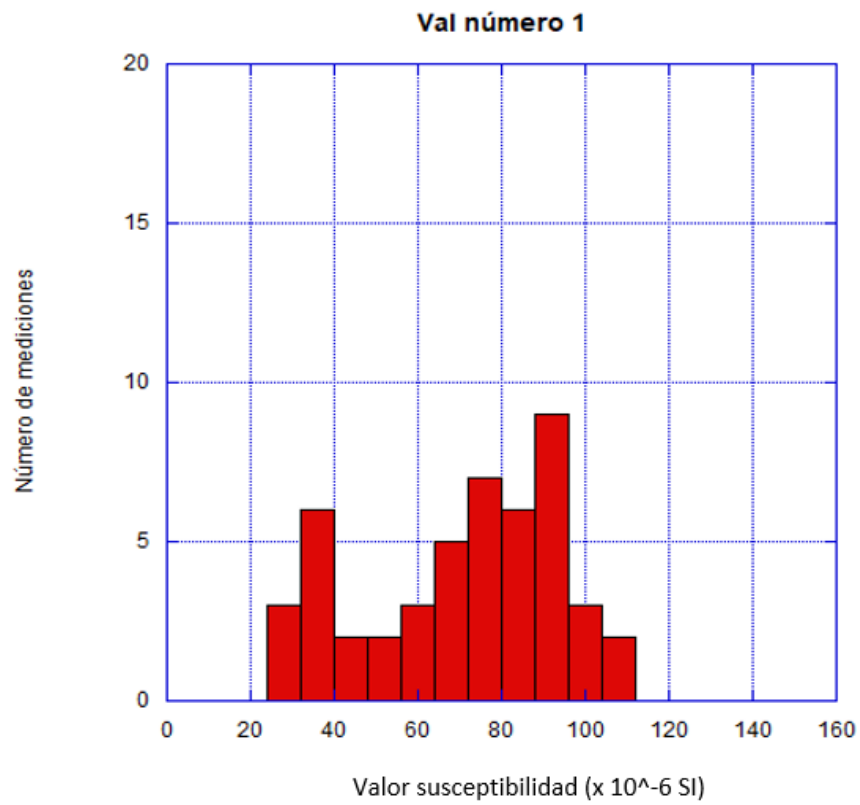
VAL 3

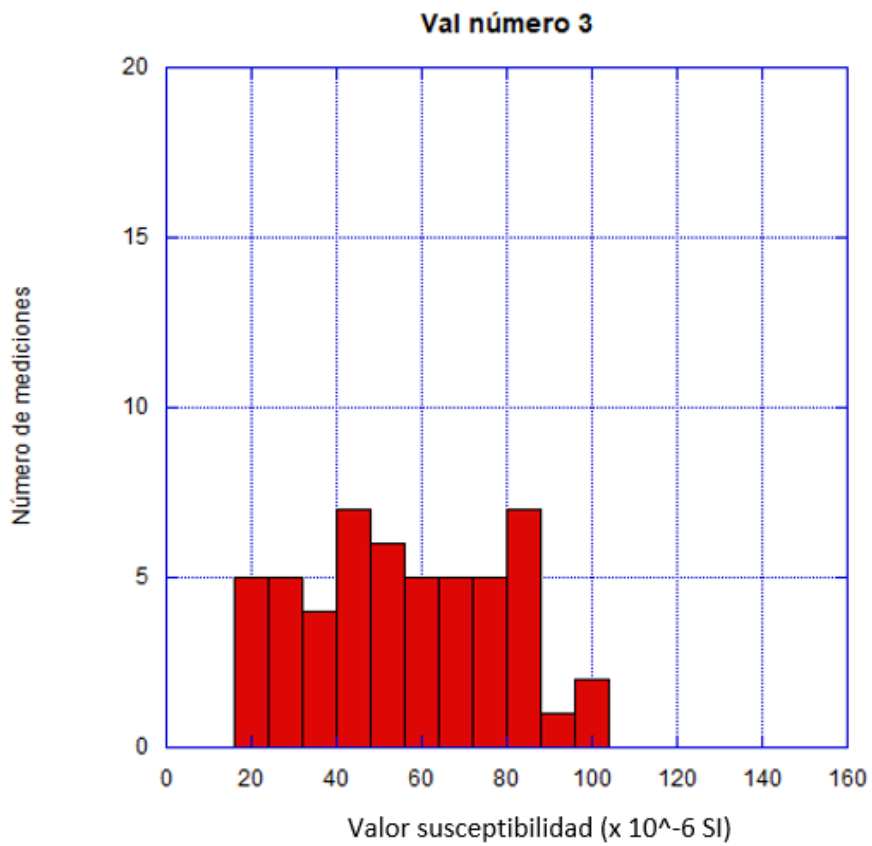
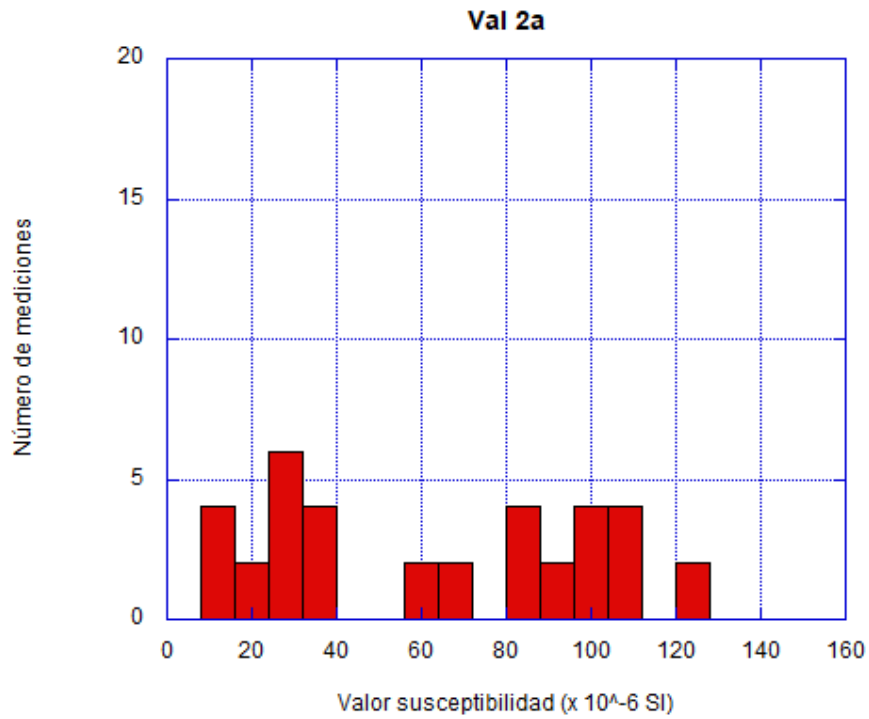
NE



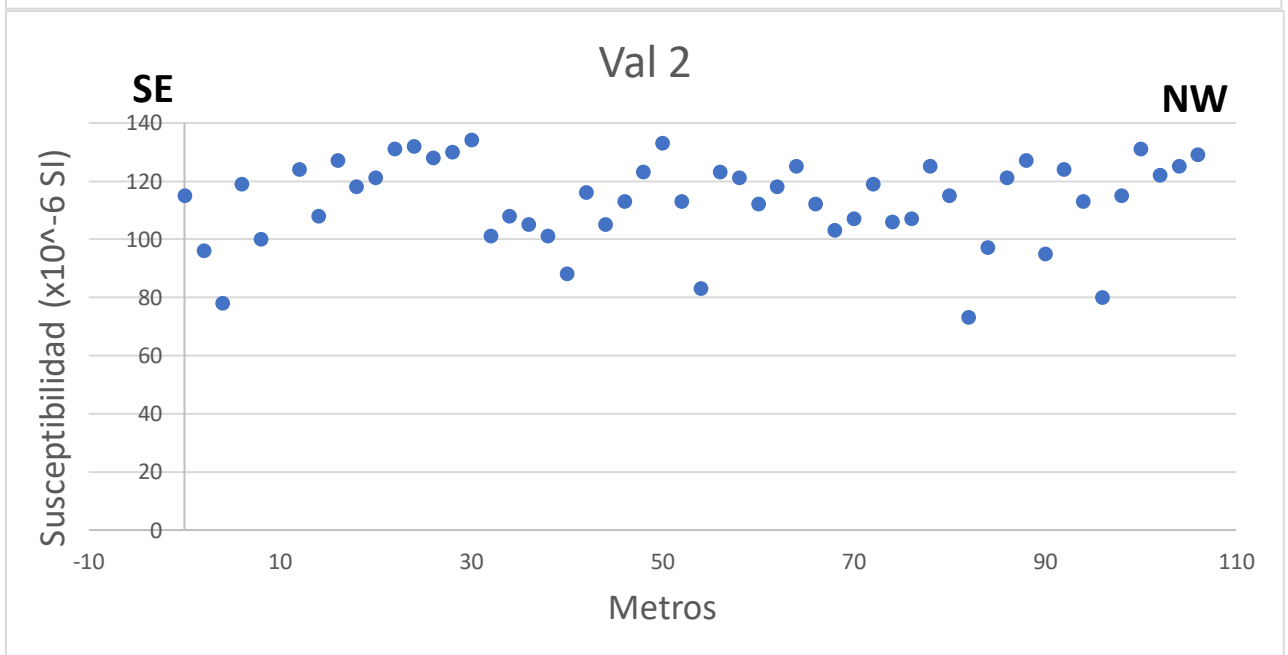
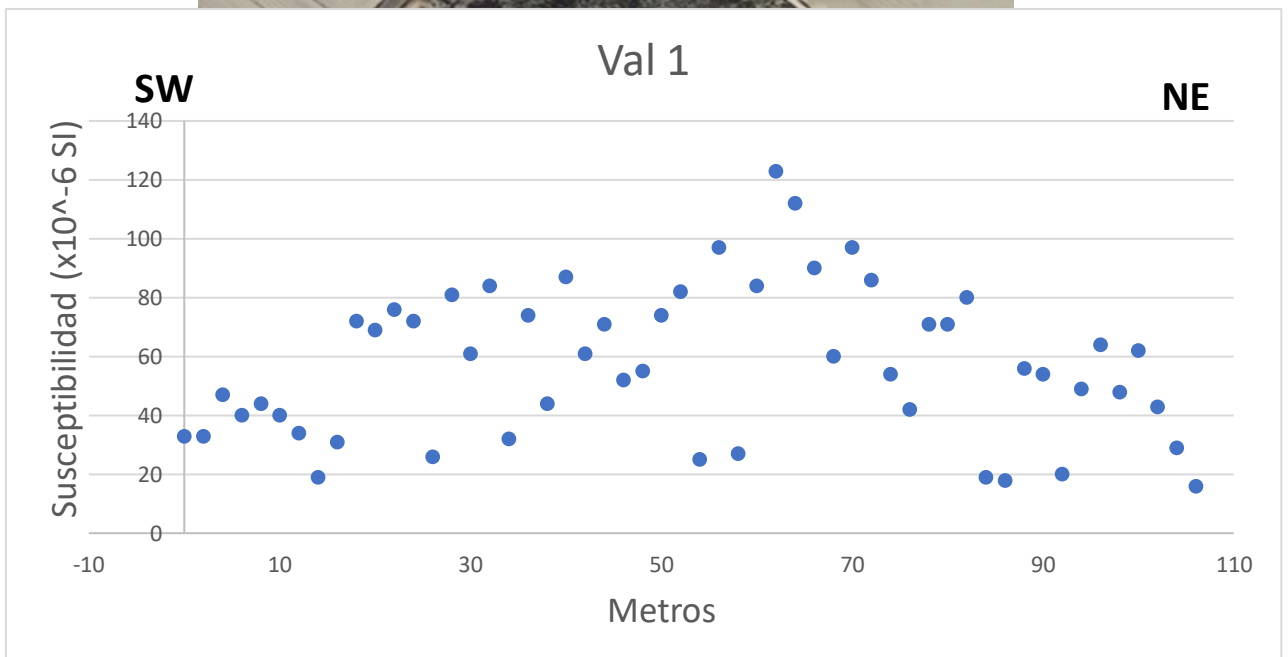
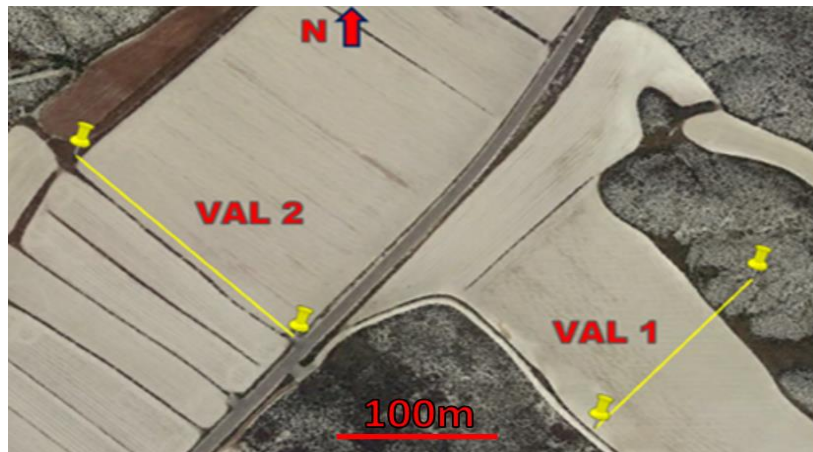
MODEL PROPERTIES												
Title	<	>	Profile Orientation			Earth's Magnetic Field			Calc Surface Mag			
			< 20.0000>	< 57.00>	< OBS>	< 35.7955>	< S.I. >	< Declination	< OBS>	< Calc Surface Mag	< S.I. >	< Declination
Earth's Magnetic Field	<	>	Profile Orientation	<	>	Earth's Magnetic Field	<	>	Calc Surface Mag	<	>	Calc Surface Mag
			< 20.0000>	< 57.00>	< OBS>	< 35.7955>	< S.I. >	< Declination	< OBS>	< Calc Surface Mag	< S.I. >	< Declination
Calc Surface Mag	<	>	Profile Orientation	<	>	Calc Surface Mag	<	>	Calc Surface Mag	<	>	Calc Surface Mag
			< 20.0000>	< 57.00>	< OBS>	< 35.7955>	< S.I. >	< Declination	< OBS>	< Calc Surface Mag	< S.I. >	< Declination
Polygon Number	In	Fill Style	Density Mg/M**3	Susceptibility	Rem Magnetzn	Density Mg/M**3	Susceptibility	Rem Magnetzn	Density Mg/M**3	Susceptibility	Rem Magnetzn	
BACKG			< .0000>	< .000000>	< S.I. >	< .000000>	< .000000>	< S.I. >	< .000000>	< .000000>	< S.I. >	
1			< .0000>	< .000008>	< S.I. >	< .000008>	< .000008>	< S.I. >	< .000008>	< .000008>	< S.I. >	
2			< .0000>	< .000016>	< S.I. >	< .000016>	< .000016>	< S.I. >	< .000016>	< .000016>	< S.I. >	
3			< .0000>	< .000030>	< S.I. >	< .000030>	< .000030>	< S.I. >	< .000030>	< .000030>	< S.I. >	

Anejo 10. Modelización 2.5D de los perfiles del sustrato en las vales. En blanco el background diamagnético (yesos), y representados en colores los materiales del cuaternario.





Anejo 11. Susceptibilidades superficiales de las cuatro vales.



Anejo 12. Cortes de susceptibilidades superficiales.

Muestra	Susceptibilidad volumétrica ( $10^{-6}$ SI)
Vv1	560
Vc1	560,4
Vcm2	65901,8
M1	12,33
M2	167,5
M3	123
M4	189
M5	344
M6	1526
S1	9
S2	9
S3	128
S4	108
J1	80,5
J2	83
J3	87
J4	264

Anejo 13. Susceptibilidad volumétrica de algunas muestras.