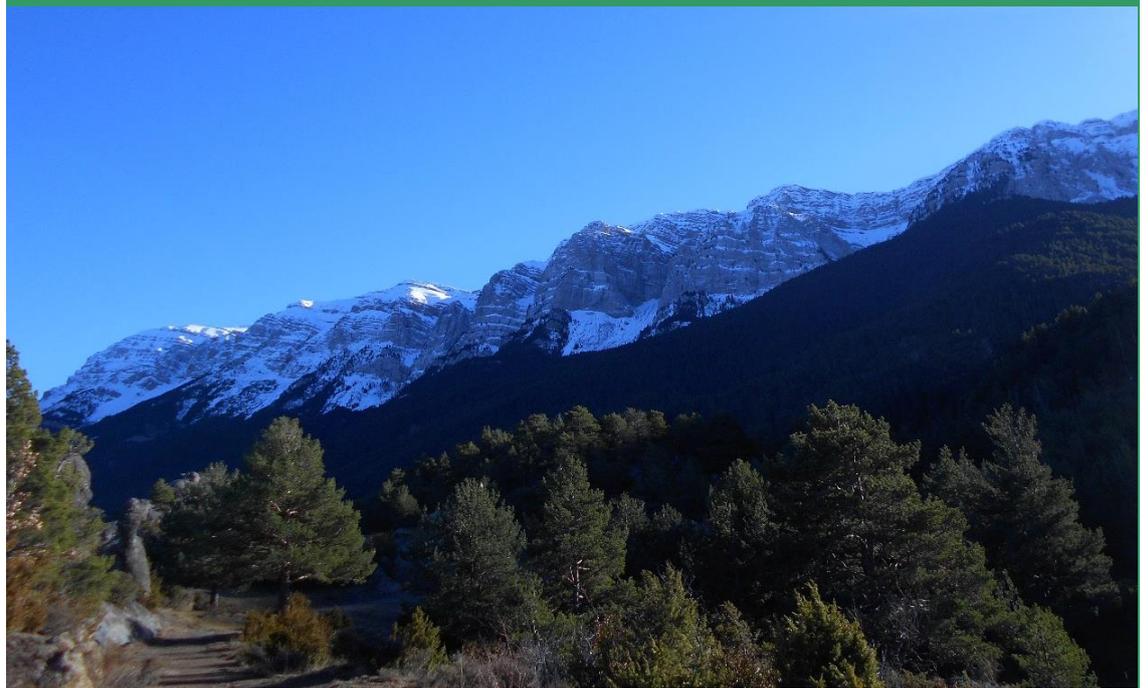


Aplicación de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) al estudio de flujos de lava y materiales volcanoclásticos

Ejemplo de la Sierra del Cadí

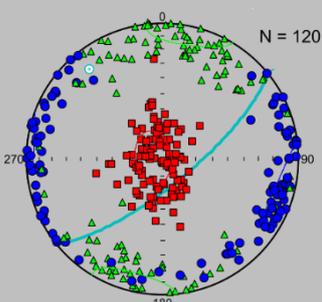


Ana Simón Muzás

Directores:

Antonio Casas Sainz

Ruth Soto Marín



Agradecimientos

En primer lugar a Antonio Casas por todo lo aprendido durante estos años, por todo su tiempo y dedicación, sin ello no hubiese sido posible este estudio. A Ruth Soto por sus consejos y correcciones. A Pep por el material prestado, por sus explicaciones en el campo y por su ayuda con el reconocimiento de los tipos litológicos. A Teresa, a Belén, a Bet, a Emilio y a Ruth y a Antonio, ¡otra vez!, por hacer posible este trabajo con la recogida de muestras.

Asimismo, a los responsables que autorizaron nuestra incursión en el Parc Natural Cadí-Moixeró; a Manuel y Felipe* por la realización de las láminas delgadas, por su atención y simpatía; a Marcos por la ayuda prestada con el ImageJ; a Montse, Alberto y Samu por echar horas, brazos y manos con la perforadora.

Agradecer especialmente a Pablo y a Juanjo de la Universidad de Burgos pues sin su acogida y su ayuda no hubiese conocido de primera mano ni hubiese podido realizar el estudio paleomagnético.

A mis amigas Lorena, Montse y Marta por tantos momentos juntas, a mis compañeros geólogos por tantas risas y horas compartidas y a todos aquellos que desde la distancia hicieron más breves y más claros los días de confinamiento.

I per sempre agraïda,

Al pare y la mare per absolutament tot.

A la meva terra per ésser llar d'infantesa, font d'inspiració i raó d'aquest treball.

Agradecer la financiación parcial de algunas actividades por parte del proyecto:

Caracterización 2.5 y 3D de la estructura cortical del Pirineo Catalán con especial atención a los cuerpos graníticos y cuencas volcano-sedimentarias permocarboníferos (GeoPiri3D).

CGL2017-84901-C2-2-P

ÍNDICE

1. ABSTRACT/RESUMEN	3
2. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO Y OBJETIVOS PLANTEADOS	4
3. GENERALIDADES	5
3.1 Conceptos generales sobre fábricas magnéticas	5
3.2 Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)	9
3.3 Antecedentes	11
3.4 Mineralogía magnética y curvas termomagnéticas	12
4. MARCO GEOLÓGICO	13
4.1 Marco tectónico	13
4.2 La cuenca stephano-permiana del Cadí	14
4.3 Estratigrafía	16
4.4 Vulcanismo asociado	17
4.5 Términos y clasificación genética para las rocas derivadas de la actividad volcánica o subvolcánica	18
5. METODOLOGÍA	21
5.1 Revisión de la bibliografía previa	21
5.2 Trabajo de campo	21
5.3 Trabajo de gabinete y laboratorio	22
5.4 Elaboración de los resultados	25
6. RESULTADOS	26
6.1 Reconocimiento petrográfico y análisis de imagen	26
6.2 Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)	29
6.2.1 Fábricas magnéticas	29
6.2.2 Sección de Argestués	30
6.2.3 Sección de Cerc	31
6.2.4 Sección El Ges	32
6.2.5 Sección de Coll de Vanses	32
6.2.6 Sección de Ansovell	33
6.3 Mineralogía magnética	35
6.3.1 Curvas susceptibilidad-temperatura	35

6.3.2 Experimentos de magnetismo de rocas	37
6.4 NRM y Componentes paleomagnéticas	38
7. INTERPRETACIÓN	39
7.1 Comparación de la fábrica magnética y la petrofábrica: estructuras indicadoras de la dirección de flujo	39
7.1.1 Nivel mesoestructural: escala de afloramiento	40
7.1.2 Estudio macroscópico de la petrofábrica.....	42
7.1.3 Estudio microscópico de la petrofábrica	43
7.2 Tipos de fábricas magnéticas y tipos litológicos	45
7.3 Material intrusivo	47
7.4 Direcciones de flujo.....	49
7.5 Análisis de direcciones paleomagnéticas	49
8. DISCUSIÓN.....	51
9. CONCLUSIONES	57
10. BIBLIOGRAFÍA	58

ANEXO I: Mapa geológico de la Cuenca stephano-pérmica del Cadí

ANEXO II: Secciones y fábricas magnéticas

ANEXO III: Resultados de la balanza de traslación de campo magnético variable

ANEXO IV: Diagramas de desmagnetización ortogonal y gráficos de la intensidad de la NRM normalizada

ANEXO V: Representación en vertical de las secciones

ANEXO VI: Datos direccionales de las componentes magnéticas

ANEXO VII: Parámetros magnéticos a nivel de estación de muestreo (ASM)

1. ABSTRACT/RESUMEN

The stephanopermian Cadí basin is located at the southern end of the Axial Zone (Eastern Pyrenees) and is the result of the complex tectonic regime prevailing during the Early Permian with the associated magmatic activity. The application of anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) to the study of lava and volcanoclastic materials (782 samples from 64 sites) with a petrographic and a paleomagnetic study has allowed us to delve into this technique for this type of materials and carry out a characterization of the volcanoclastic filling of the Cadí basin. It has been observed that the magnetic lineation is parallel to the flow direction or is contained in its plane at mesostructural and microstructural scale. In addition, 9 types of magnetic fabrics have been established, two of them being characteristic of two of the recognized lithological types. One dominant flow direction in the E-W direction and two secondary ones in the N-S and NW-SE direction are recognized. The paleomagnetic study allows to define the existence of a Permian primary component and two secondary components. The minerals that contribute to magnetic susceptibility are mainly paramagnetic and magnetite as well as those that have a magnetization are mainly hematite and magnetite.

La cuenca stephano-pérmica del Cadí se localiza en el extremo sur de la Zona Axial (Pirineos Orientales) y es el resultado del complejo régimen tectónico imperante durante el Pérmico inferior junto con la actividad magmática asociada. La aplicación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) al estudio de flujos de lava y materiales volcánoclasticos (782 muestras tomadas en 64 estaciones) junto con un reconocimiento petrográfico y un estudio paleomagnético ha permitido ahondar en esta técnica para este tipo de materiales. A escala mesoestructural y microestructural se ha observado que la lineación magnética de las fábricas es paralela a la dirección de flujo o queda contenida en su plano y se reconoce una dirección principal del flujo en E-W y dos secundarias en dirección N-S y NW-SE. Además, se han establecido 9 tipos de fábricas magnéticas y dos de ellas son características de dos de los tipos litológicos reconocidos. El estudio paleomagnético ha permitido reconocer la existencia de una componente primaria pérmica y dos componentes secundarias. Los minerales que contribuyen a la susceptibilidad magnética son principalmente paramagnéticos y la magnetita y los que contribuyen a la magnetización son principalmente hematites y también magnetita.

2. JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO Y OBJETIVOS PLANTEADOS

Dentro de los materiales relacionados con procesos ígneos extrusivos, los flujos de lava y los materiales volcanoclásticos presentan una gran variabilidad y complejidad, tanto en composición como textura y estructuración interna. Ello es debido a la combinación de procesos y variedad de temperaturas y condiciones de deformación en que se produce su sedimentación. La dirección de flujo es una de las variables más importantes de cara a establecer el origen y la procedencia de estos materiales, así como la reconstrucción de la geometría global de los dispositivos volcánicos y cuencas receptoras, una cuestión que en depósitos antiguos no es una tarea fácil. La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) es una técnica cuyo uso se ha extendido recientemente para el estudio de la deformación y condiciones de sedimentación (en el caso de rocas sedimentarias) o flujo (en el caso de rocas plutónicas) pero no ha sido utilizada de forma sistemática en el estudio de materiales volcanoclásticos.

La cuenca stephano-pérmica del Cadí (Pirineo Oriental) tiene una buena representatividad, preservación y exposición de materiales relacionados con actividad volcánica y depósitos volcanoclásticos. Por ello, presenta buenas condiciones para realizar un estudio de fábricas magnéticas complementado y comparado con un estudio petrográfico para determinar: i) la validez de la técnica en estos casos y ii) las condiciones de sedimentación, flujo y deformación de los materiales volcanosedimentarios de la cuenca del Cadí, con vistas a establecer su evolución.

El objetivo de este trabajo consiste en la aplicación de la ASM en flujos lávicos y materiales volcanoclásticos de la cuenca stephano-pérmica del Cadí para : 1) determinar los distintos tipos de fábricas magnéticas existentes y así analizar posibles patrones en función de las litologías; 2) comparar las fábricas magnéticas obtenidas con la petrofábrica de los materiales tanto a escala de afloramiento como a nivel microestructural; 3) determinar la mineralogía magnética de los materiales y las contribuciones ferromagnética y paramagnética a la susceptibilidad total; 4) obtener una interpretación de los resultados del estudio magnético e integrarlos en el marco del vulcanismo del Stephano-Pérmico de los Pirineos; y por último 5) realizar una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca stephano-pérmica del Cadí.

Para ello las tareas a realizar han consistido en 1) revisión de la bibliografía existente de la zona de estudio, del tipo de materiales implicados y de la metodología del estudio magnético; 2) reconocimiento de los materiales en campo y laboratorio, la obtención de muestras y el procesado y análisis de los especímenes y submuestras para el estudio magnético; 3) estudio petrográfico de los materiales; 4) estudio paleomagnético; y 4) realización de una memoria donde ha quedado plasmado las tareas realizadas junto con los resultados y las interpretaciones alcanzadas.

3. GENERALIDADES

3.1 Conceptos generales sobre fábricas magnéticas

En primer lugar parece conveniente introducir algunos conceptos del magnetismo en los que se fundamenta el estudio magnético realizado. La anisotropía de la susceptibilidad magnética, conocida simplemente como ASM o AMS por sus siglas en inglés, es una técnica que se basa en la aplicación de un campo magnético de baja intensidad ($300 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$) a una muestra estándar en distintas orientaciones. Los campos magnéticos (H) como el empleado son magnitudes vectoriales ya que en cualquier punto del espacio se definen por una orientación y un valor de magnitud y su unidad en el SI son $\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$. Por tanto, su aplicación sobre una muestra como una roca, genera una respuesta magnética compleja que depende principalmente de los constituyentes, en este caso, de los minerales presentes. Esta respuesta tiene su origen a nivel atómico y está en relación con los momentos magnéticos de las partículas. El momento magnético (m) es una magnitud física que permite cuantificar el efecto que ejerce un campo magnético sobre un material y sus unidades en el sistema internacional son $\text{A} \cdot \text{m}^{-2}$. Así, los momentos magnéticos de una muestra que inicialmente podían estar orientados aleatoriamente, se alinean en mayor o menor medida según la dirección del campo magnético aplicado (H).

En la muestra se genera una respuesta que a nivel macroscópico se traduce en un valor de magnetización y en un tipo comportamiento magnético. La magnetización (M) expresa la densidad de momentos magnéticos que hay para un volumen determinado y sus unidades en el SI son $\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$. La estrecha relación que guarda con el campo magnético aplicado (H) se expresa con otra magnitud física conocida como la susceptibilidad magnética (k). Es esta propiedad física la empleada en los estudios magnéticos como la

ASM o las curvas termomagnéticas por ser fácil de medir tanto en campo como en laboratorio y por emplearse en métodos no destructivos en la mayoría de los casos. Así, la susceptibilidad magnética (k) representa la capacidad de una sustancia de adquirir magnetización (M) cuando es sometida a un campo magnético externo (H). Es una constante de proporcionalidad adimensional en el SI ya que tanto el campo magnético como la magnetización presentan las mismas unidades y se expresa como $H = k \cdot M$. Al ser la relación de dos magnitudes vectoriales se expresa como un tensor, para ese caso es una función compleja que depende aparte del campo magnético aplicado (H), de la orientación de la muestra, de la temperatura, y de la escala de observación (Tauxe, 2008). En todo caso, la magnetización y la susceptibilidad son el reflejo a nivel macroscópico de uno de los 3 tipos de respuestas magnéticas que puede tener la materia como una roca o sedimento cuando se les aplica un campo magnético (H):

El **comportamiento diamagnético** tiene como respuesta la adquisición de una pequeña magnetización inducida (M_i) con la misma dirección pero sentido contrario al campo magnético aplicado (H) (Fig. 1A). Esta magnetización tiene una dependencia lineal con el campo magnético aplicado y desaparece, es decir, toma valor 0 cuando se elimina H . Este comportamiento está presente en todas las sustancias pero puede quedar enmascarado cuando los otros constituyentes de las sustancias presentan alguno de los otros comportamientos magnéticos. Por ejemplo, una roca puede no manifestar su comportamiento diamagnético si presenta minerales con alguno de los otros dos comportamientos magnéticos. El valor de la susceptibilidad magnética (k) para los materiales con comportamiento diamagnético es un valor bajo, negativo e independiente de la temperatura y oscila en el rango de 10^{-8} – 10^{-9} SI. Este comportamiento puede observarse en rocas compuestas exclusivamente por minerales como el cuarzo, la calcita o el yeso.

El **comportamiento paramagnético** tiene como respuesta la adquisición de una magnetización inducida (M_i) con la misma dirección y sentido que el campo magnético aplicado (H) (Fig. 1B). Esta magnetización, al igual que en el comportamiento diamagnético, tiene una dependencia lineal con el campo aplicado y la magnetización toma el valor 0 cuando este se elimina. El valor de la susceptibilidad magnética (k) para los materiales con comportamiento paramagnéticos es positivo. Este comportamiento es dependiente de la temperatura y puede observarse en rocas ricas en micas como la biotita,

la moscovita o la clorita. La Ley de Curie-Weiss expresa esta relación exponencial en la que la capacidad de magnetización de una roca, disminuye con el aumento de la temperatura.

El **comportamiento ferromagnético**, es la respuesta más compleja, se genera en aquellas sustancias donde hay una fuerte interacción entre las distintas partículas de los distintos niveles orbitales para adquirir el nivel mínimo de energía, la máxima estabilidad. Estas interacciones producen magnetizaciones que son varios órdenes de magnitud superiores que para los sólidos con comportamiento paramagnético ante un mismo valor de campo magnético aplicado (H). Si por ejemplo, se aplica un campo magnético creciente a una roca con comportamiento ferromagnético s.l. para un valor de temperatura constante, la roca alcanzará su valor máximo de magnetización, conocido como la magnetización de saturación (Ms). Desde ese momento, permanecerá constante ese valor aunque se siga incrementando H. Para desmagnetizar totalmente la muestra no basta con reducir el valor de H a 0, hay que aplicar un campo en sentido contrario (backfield). En conjunto, la relación campo aplicado-magnetización sigue un ciclo de histéresis. Ahora bien, si se opta por mantener el campo magnético constante (H) y se aumenta progresivamente la temperatura; el valor de magnetización de saturación (Ms) decrecerá hasta tomar el valor

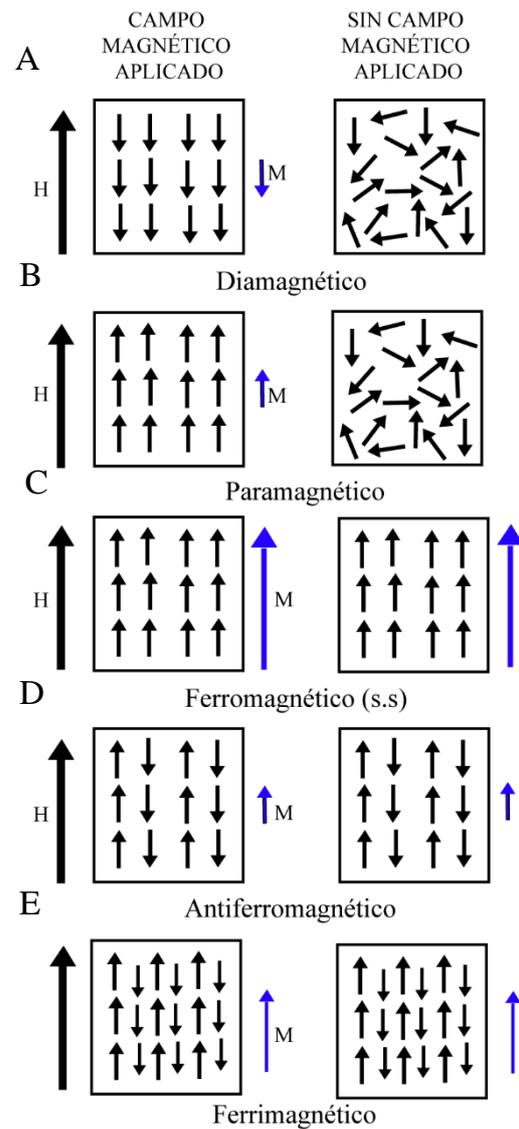


Figura 1: Distintos comportamientos de la materia. H (flecha negra) campo magnético aplicado y M (flecha azul) magnetización adquirida. A) Diamagnetismo. B) Paramagnetismo. C) Ferromagnetismo s.s.) D) Antiferromagnetismo. E) Ferrimagnetismo (Modificado de Tarling y Hrouda, 1993).

0. A la temperatura que adquiera esa $M_s = 0$ se conoce como temperatura de Curie (T_c) y es característica del mineral ferromagnético que propicia en la roca el comportamiento ferromagnético.

En determinadas condiciones, las sustancias ferromagnéticas s.l son capaces de registrar la orientación del campo magnético aplicado ya que para un valor de temperatura dado, la magnetización no se reduce a 0 una vez deja de actuar el campo. Esta respuesta no puede expresarse de forma sencilla; sin entrar en detalle, el comportamiento ferromagnético s.l puede ser consecuencia de tres tipos de comportamientos de las sustancias todos ellos en función de la estructura subatómica de sus componentes: el ferromagnético s.s. cuando los spines están perfectamente alineados al campo magnético aplicado (Fig. 1C), el antiferromagnético cuando los spines no están perfectamente alineados pero tienen el mismo valor de magnetización (Fig. 1D) o el ferrimagnético cuando los spines no están perfectamente alineados y el valor de magnitud es distinto (Fig. 1E) (Butler, 1992). El valor de la susceptibilidad magnética (k) para los materiales con comportamiento ferromagnéticos s.l es un valor de 10^{-2} - 10^{-3} SI, positivo y puede observarse en rocas ricas en minerales de la serie de la magnetita, de la serie de la hematites o la goethita.

Hay que tener presente que la mayor parte de las rocas suelen estar compuestas por diversos minerales y cada uno de ellos puede tener un comportamiento magnético distinto. Por ello, la susceptibilidad magnética (k) de una roca puede definirse como el sumatorio de las contribuciones de los distintos comportamientos.

La contribución de cada uno de los comportamientos a la susceptibilidad depende también de la concentración de los minerales presentes pero no es igual para los 3 tipos de comportamiento. Por ejemplo, según Cañón-Tapia (2004) autores como Borradaile (1988) y Hrouda y Kahan (1991) han mostrado que una pequeña cantidad de minerales ferromagnéticos (1 % vol) es suficiente para dominar las propiedades magnéticas de la roca enmascarando el comportamiento diamagnético o paramagnético independientemente de que este constituya el 99% del valor total.

3.2 Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

Una vez introducidos y definidos los conceptos más recurrentes en los estudios magnéticos en rocas, se va a proceder a describir la técnica fundamental de este trabajo y se va a realizar una breve revisión de los antecedentes de su aplicación.

La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) es una técnica que determina la variación espacial de la susceptibilidad en una muestra mediante la aplicación de un campo magnético de baja intensidad en distintas orientaciones. La respuesta magnética de la muestra, como sucede para la gran mayoría de las rocas y sedimentos, es diferente en las distintas direcciones del espacio definiendo una anisotropía para dicha propiedad. Así, se puede definir en la muestra una dirección preferente de magnetización que presenta un máximo de susceptibilidad, una dirección de mínima magnetización con un mínimo de susceptibilidad y una dirección de magnetización intermedia con una susceptibilidad media. Esta variación espacial se puede expresar matemáticamente mediante un conjunto de ecuaciones lineales que definen un tensor de segundo orden (Tauxe, 2008) o geoméricamente con el elipsoide magnético de susceptibilidad.

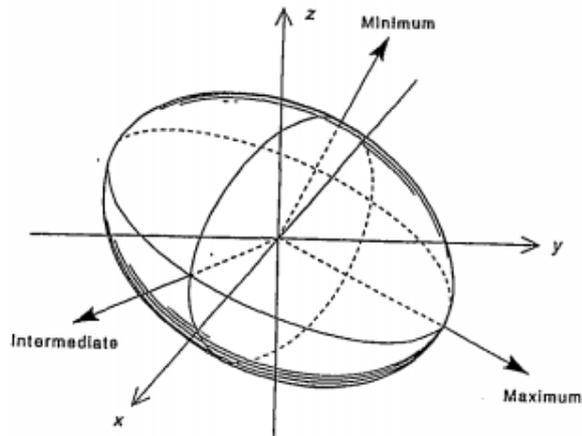


Figura 2: Elipsoide magnético de susceptibilidad; representación geométrica que define la anisotropía para este parámetro presente en el espécimen analizado. Orientación en el espacio en coordenadas cartesianas (x, y, z) (Tarling y Hrouda, 1993).

El elipsoide magnético de susceptibilidad (Fig. 2) fue definido por primera vez por Nye (1957) y consta de tres ejes principales ortogonales, el máximo (K_{max} o K_1), el intermedio (K_{int} o K_2) y el mínimo (K_{min} o K_3) que determinan su forma y orientación. Para la caracterización del elipsoide de susceptibilidad se han definido un elevado número de parámetros pero en este estudio se van a emplear los clásicos, definidos por Jelinek (1981):

La **susceptibilidad media** (K_m o K_{mean}) resulta del valor medio de los tres ejes de susceptibilidad principales; se expresa matemáticamente como $K_m = \frac{K_1+K_2+K_3}{3}$

El **grado de anisotropía corregido** (P_j) se expresa matemáticamente como

$$\ln(P_j) = \sqrt{2} \left(\left(\ln\left(\frac{K_{max}}{K}\right) \right)^2 + \left(\ln\left(\frac{K_{int}}{K}\right) \right)^2 + \left(\ln\left(\frac{K_{min}}{K}\right) \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}$$

El **parámetro de forma** (T) caracteriza el grado de asimetría del elipsoide; si $0 < T < +1$ el elipsoide es oblató; si $T = +1$ el elipsoide tiene simetría de rotación; si $-1 < T < 0$ el elipsoide es prolato y por último si $T = -1$ el elipsoide es uniaxial prolato. Se expresa

$$T_j = (2\mu_2 - \mu_1 - \mu_3) / (\mu_1 + \mu_3) \text{ si } \mu_1 = \ln K_1, \mu_2 = \ln K_2, \mu_3 = \ln K_3 \text{ y } \mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3) / 3.$$

Para el procesamiento de los resultados obtenidos se suelen emplear diversas representaciones. Los conjuntos de datos que definen los ejes del elipsoide magnético de susceptibilidad se representan en proyección estereográfica (hemisferio inferior) para poder realizar un análisis direccional. Por tanto, en un estereograma se suelen representar los datos de una estación de muestreo: en el *software* Anisoft 5.1.03 (Chadima y Jelínek, 2019) el conjunto de cuadrados rojos definen el K_{max} , el conjunto de triángulos verdes el K_{int} y el conjunto de círculos azules el K_{min} . A estas proyecciones se suelen aplicar principios estadísticos para realizar análisis de errores en las medidas de la anisotropía y disponer de intervalos de confianza. Estos principios, fueron establecidos inicialmente por Hext (1963) y posteriormente desarrollados por Jelínek (1977, 1978) a partir de Fisher (1953); son elipses de confianza del 95% para los vectores principales que definen los ejes de susceptibilidad de los elipsoides magnéticos. Posteriormente, Constable y Tauxe (1990) desarrollaron el análisis de bootstrap (Tauxe, 2008). En todo caso, son técnicas de análisis alternativas.

Los parámetros que definen los elipsoides de susceptibilidad magnética se suelen representar en histogramas de frecuencias y en gráficos X-Y que enfrentan a dos de los parámetros; comúnmente P_j y K_m , P_j y T conocido como diagrama de Jelínek.

Por último, se han incorporado dos términos que establecen una relación entre el conjunto de datos del estudio magnético con elementos de la petrofábrica. La lineación magnética para un conjunto de ejes K_{max} bien agrupados de los elipsoides magnéticos. Esta lineación puede reaccionarse con elementos estructurales tales como lineaciones minerales, de intersección o ejes de pliegues. La foliación magnética para un conjunto de ejes K_{min} se puede relacionar con el conjunto de polos de la estratificación o de la

foliación. Poder establecer estas relaciones está sujeto a diversos factores como la anisotropía original o el grado de deformación de las rocas (Parés, 2015).

En relación al estudio paleomagnético, se representan en un estereograma las componentes de magnetización con el *software* Remasoft 3.0 (Chadima y Hroudá, 2009) siendo el círculo blanco si está trazada en el hemisferio superior y el círculo negro en el inferior. De igual modo, se emplean círculos de confianza del 95%. Además, se utilizan diagramas de desmagnetización ortogonal o diagramas de Zijderveld (1969) en las representaciones de los datos de magnetización así como gráficas magnetización-temperatura o magnetización-campo magnético aplicado.

3.3 Antecedentes

Hay un interés creciente en los estudios de fábricas magnéticas en rocas ígneas con el objetivo de definir a distintas escalas la dirección y el sentido de los flujos de magma. Cuando la ASM comenzó a consolidarse como técnica, se inició su aplicación sobre rocas ígneas siendo Stacey (1960) y Khan (1962) los primeros autores en realizar estudios en este campo.

En 1960, F. D. Stacey realizó sus estudios en un sill de dolerita de Tasmania para establecer una relación directa entre el esfuerzo o el flujo de los materiales ígneos y la anisotropía de susceptibilidad magnética registrada. Este autor determinó que la ASM era una medida directa de las lineaciones promedio de un gran número de granos minerales presentes en las muestras de dolerita. Asimismo, hizo notar que allí donde las elongaciones de los granos eran evidentes como anisotropías magnéticas debían indicar el historial de esfuerzos o de flujo para esas rocas. Posteriormente, en 1962, M. A. Khan volvía a partir del supuesto de que la ASM debía guardar relación con la estructura de la roca y podía tener aplicaciones en la petrología estructural. En su estudio concluyó que los análisis en lámina delgada revelaban que la ASM era debida al alineamiento de los granos magnéticos elongados. También M. A. Khan analizó muestras de rocas ígneas para determinar la relación entre el flujo y la ASM. En aquellas muestras donde la dispersión de las direcciones de los ejes de la ASM era pequeño comprobó que el valor promedio de la dirección intermedia de la susceptibilidad era paralela a la dirección del flujo y la dirección mínima de la susceptibilidad era perpendicular al plano del flujo. Se cumplía aquello esperable en la teoría. Pero también encontró que en la mayoría de las lavas había

una gran dispersión de las direcciones de los ejes de susceptibilidad y lo atribuía al complejo patrón del flujo que se genera en su interior.

En las décadas posteriores, otros autores incidieron en la determinación de las direcciones del flujo de lava con la ASM. Por ejemplo, Knight y Walker (1988) observaron que en la mayor parte de los datos había un agrupamiento bimodal de las direcciones de los ejes del K_{max} , disponiéndose simétricamente en ambos lados del dique. Por su parte, Wolff et al. (1989) investigaron con la ASM en tobas con el propósito de evaluar el papel de varios de los componentes de las tobas como son los fragmentos líticos, la pumita y la matriz en los resultados de la ASM pero no encontraron diferencias significativas debidas a las variaciones en la composición de unas muestras y otras. Además, observaron que la lineación magnética definida por la orientación del K_{min} parecía estar en concordancia con las lineaciones observadas visualmente de las *fiamme structures*. Por su parte, Hillhouse y Wells (1991) emplearon la ASM para definir la fábrica del flujo y determinar una posible área fuente y encontraron una lineación magnética bien definida en buena parte de las localizaciones muestreadas. Esta lineación era en gran parte subhorizontal y fue interpretada como paleo-direcciones de flujo. Además, esa misma lineación definía un patrón que irradiaba de una región cercana a la parte sur de la zona de estudio abriendo la posibilidad de conocer el área fuente (Jackson y Tauxe, 1991).

Tras todo lo expuesto, se observa que la ASM es una técnica reciente que parte de desarrollo matemáticos y físicos pero que ha encontrado desde sus inicios una aplicabilidad en el campo de la geología. Su aplicación se puede realizar en rocas sedimentarias con un grado de deformación bajo o rocas ígneas entre otras. La información que aporta es de gran utilidad y se relaciona estrechamente con los datos estructurales, es decir, con la geología estructural.

3.4 Mineralogía magnética y curvas termomagnéticas

Los minerales ferromagnéticos, especialmente la titanomagnetita, son frecuentemente los principales portadores de la ASM en las rocas volcánicas. Debido a la elevada susceptibilidad intrínseca de las titanomagnéticas respecto a las fases paramagnéticas (frecuentemente filosilicatos) es frecuente que en ocasiones enmascaren la señal procedente de otras fuentes (Tarling y Hrouda, 1993).

Las curvas termomagnéticas son un método rápido y sencillo que permite conocer la contribución paramagnética y ferromagnética de forma semicuantitativa respecto al valor total de susceptibilidad de la roca o sedimento analizado. Además, permiten identificar la mineralogía magnética y los posibles cambios de fase a partir de las variaciones de la susceptibilidad y las temperaturas de Curie (T_c) registrados en las curvas. Las curvas de calentamiento de las muestras que están constituidas por minerales paramagnéticos describen una hipérbola que refleja esa relación de dependencia de la susceptibilidad respecto a la temperatura (Ley de Curie-Weiss). En cambio, las curvas de calentamiento de las muestras formadas por minerales ferromagnéticos s.l. son complejas y en su parte inicial describen una línea recta con pendiente 0 o escasa. Para este comportamiento no existe una función que establezca una relación entre la susceptibilidad y la temperatura (Hrouda et al., 1997). La gran mayoría de las rocas están constituidas por minerales con distinto comportamiento magnético y por tanto, las curvas termomagnéticas que se obtienen reflejan esa variabilidad en su complejidad.

4. MARCO GEOLÓGICO

4.1 Marco tectónico

Partiendo de un marco general, el Pirineo es un orógeno asimétrico de doble vergencia situado en el borde septentrional de la península Ibérica y que se extiende en dirección E-W, desde el Mar Mediterráneo hasta el Océano Atlántico. Esta cadena montañosa representa la sutura entre límite de placas europea e ibérica, formada entre el Cretácico Superior y el Paleógeno y forma parte junto con la Cordillera Cantábrica de una estructura de dimensiones mayores integrada en el sistema de cadenas alpinas. El Pirineo está constituido por un conjunto de unidades cabalgantes de vergencia predominantemente sur y se subdivide tradicionalmente en 3 zonas definidas por Mattauer (1968): la Zona Norpirenaica, la Zona Axial donde aflora el basamento constituido por materiales Paleozoicos y la Zona Surpirenaica.

La configuración actual del Pirineo es el resultado de la progresiva deformación e inversión de las cuencas mesozoicas previas (Capote et al., 2002; Barnolas y Pujalte, 2004) que resultaron de la generación de sistemas de fracturas extensionales desarrolladas en dos ciclos principales: el de rift durante el Pérmico-Jurásico superior y el de postrift durante el Jurásico superior-Cretácico superior (López-Gómez, 2019). Al comienzo del

primer ciclo, durante el Pérmico inferior, el régimen tectónico imperante (desgarre o transtensión) tuvo como consecuencia directa la generación de un conjunto de cuencas intramontañas elongadas en dirección E-W (Fig. 3). Estas cuencas se distribuyen por todo el margen sur de la Zona Axial y en ellas, puede reconocerse la repetición de una estructura de cuenca subsidente en dirección E-W cada 32-38 km aproximadamente, donde se encuentran aflorantes los materiales stephano-pérmicos alineados en una banda discontinua con la misma dirección que las cuencas (Gisbert, 1981).

4.2 La cuenca stephano-pérmica del Cadí

La cuenca del Cadí (Fig.3, remarcada en rojo), localizada en los Pirineos Orientales y situada estructuralmente en los mantos del Cadí y de Nogueres, es un claro ejemplo de cuenca intramontaña con una buena preservación y exposición de los

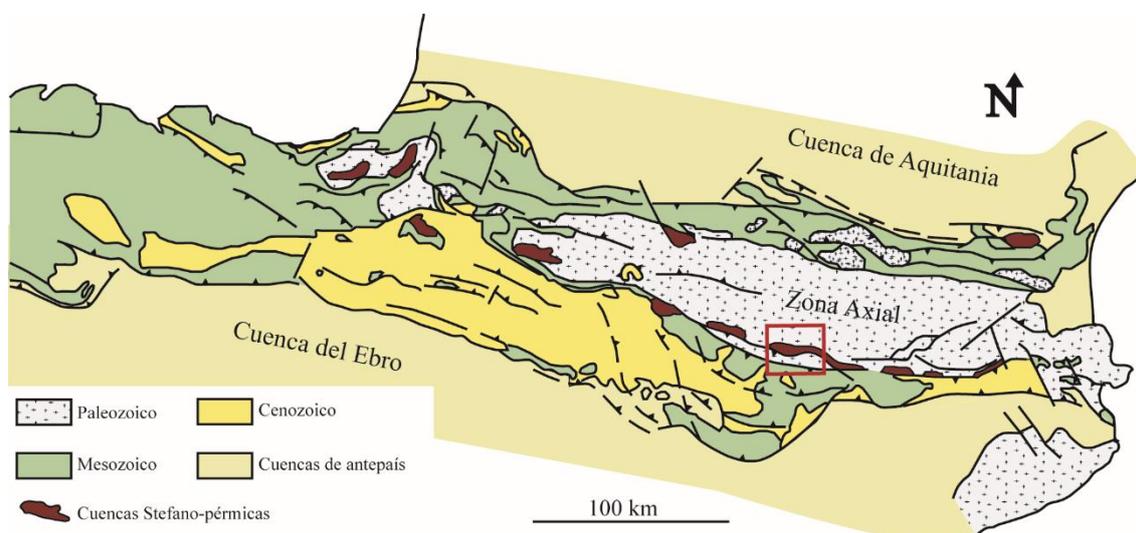


Figura 3: Mapa geológico de los Pirineos y disposición de las cuencas estefano-pérmicas, Cuenca del Cadí recuadrada en rojo (Modificado de Izquierdo-Llavall et. al, 2013).

materiales stephano-pérmico. En relación a estas cuencas y más concretamente para la cuenca del Cadí, se han propuesto distintos modelos que tratan de explicar su desarrollo y la estrecha relación que guarda su génesis con el episodio de actividad magmática tanto intrusiva como extrusiva registrada en ellas.

Gisbert (1981) propone para el desarrollo y la geometría de la cuenca del Cadí un sistema de fracturas en dirección E-N y WSW-ENE generadas durante la etapa de fracturación tardivarisca bajo un régimen de cizalla sinistral que posteriormente sufrieron

una reactivación importante durante la compresión pirenaica (Fig. 4A). Las fracturas son de dos tipos: fracturas de bajo ángulo y las fracturas de plano subvertical, siendo estas últimas las más abundantes y estando muy bien representadas en los materiales stephanopérmicos y del zócalo. Además, describe un conjunto de pliegues que afectan a los materiales de la cuenca. Destaca el sinclinorio de Cerc al N (para la localización de zonas designadas con topónimos de ámbito local véase Anexo I) que se encuentra enclavado en una fosa de pequeñas dimensiones, rodeada de basamento ordovícico en la cual los materiales parecen disponerse en dos pequeños sinclinales y un pequeño anticlinal de ejes N055E y también destaca el intenso plegamiento con ejes E-W de la zona septentrional de la franja del Cadí que afectan casi exclusivamente a los materiales stephanopérmicos basales (Unidad Gris).

Speksnijer (1985) sugiere a partir de la geometría de los cuerpos sedimentarios la existencia de una depresión tipo graben en dirección E-W (Fig. 4B). De este modo, la cuenca estaría controlada por un mecanismo de strike-slip en dirección E-W en la cual se habrían alternado dos regímenes tectónicos; una tectónica transtensional responsable de la generación de fallas normales, grabens y la emisión de lavas andesíticas y una tectónica transpresional con plegamiento a gran escala, inversión de las fallas normales, elevación y erosión de los materiales y generación de paraconformidades. Asimismo, en la zona de El Ges describe una zona de falla constituida por tres ramas principales y varias subsidiarias a lo largo de 4 km en dirección N-S. Estas fallas alcanzarían la corteza y sería a través de ellas por donde se produjo la emisión de lavas principalmente andesíticas. Este autor asigna al Carbonífero superior la actividad de estas fallas

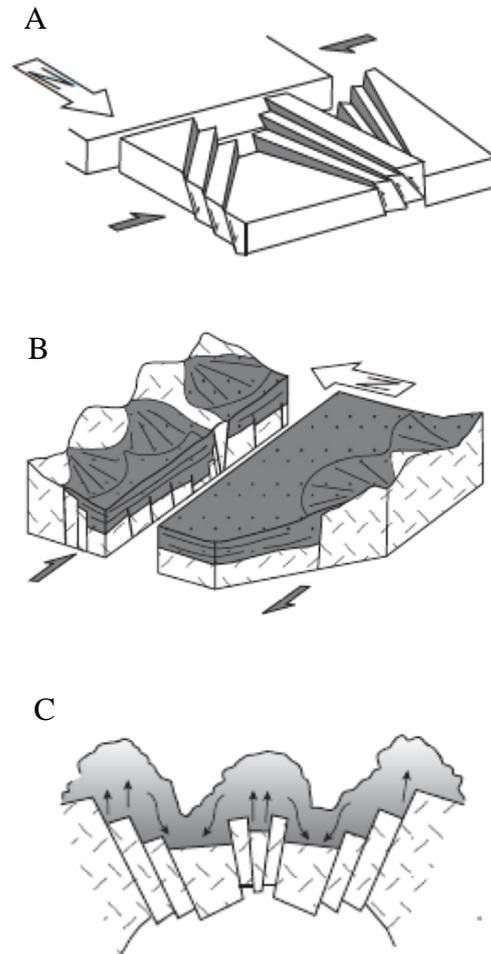


Figura 4: Modelos para la cuenca del Cadí propuestos: A) Gisbert (1981), Speksnijer (1985) y Martí y Mitjavila (1987). Tomado de Izquierdo-Llavall et. al, 2013.

aunque destaca que la estructura es mucho más antigua y condicionó fuertemente toda la sedimentación del Pérmico.

Finalmente, Martí y Mitjavila (1987) establecen para la cuenca del Cadí un modelo que responde inicialmente a un régimen de strike-slip y posteriormente actúa como una caldera volcánica pasiva (Fig. 4C). Así, la fracturación tardivarisca es la que condiciona la estructura inicial de la cuenca y favorece el ascenso de los magmas generados durante la orogenia varisca y su acumulación en cámaras magmáticas superficiales. Con posterioridad, se genera una pequeña subsidencia de la cuenca y las erupciones iniciales en su borde provocan una pérdida de presión progresiva que conlleva al colapso de la cámara magmática, subsidiando los bloques en los que la cuenca está compartimentada y produciéndose la extrusión masiva de material magmático.

4.3 Estratigrafía

La subdivisión estratigráfica de la sucesión continental del Paleozoico superior, presente en las cuencas estepano-pérmicas, sigue siendo objeto de debate. La última propuesta define una serie de unidades tectonoestratigráficas (TSU) establecidas a partir de dataciones radiométricas, dataciones de paleoflora y correlaciones tectonoestratigráficas, limitadas por paraconformidades bien marcadas y por gaps de duración incierta (Gretter et al., 2019).

La TSU inferior (Carbonífero inferior-Pérmico medio) está principalmente caracterizada por sedimentos fluvilacustres de grano fino a grueso y por depósitos volcánicos de composición calcoalcalina ácida a intermedia, reposando discordantes sobre el basamento varisco. Esta unidad tectonoestratigráfica engloba cuatro unidades litoestratigráficas definidas por Gisbert (1981):

La **unidad Gris (GU)**: se inicia con brechas seguidas de areniscas, conglomerados, lutitas grises y capas de carbón. Presenta tránsitos laterales a rocas volcanosedimentarias y piroclásticas con coladas andesíticas interestratificadas.

La **unidad de Tránsito (TU)**: formada por conglomerados, areniscas y lutitas habitualmente rematadas por calizas anqueríticas con ostrácodos, caráceas y estromatolitos. Presenta frecuentes cambios laterales a rocas piroclásticas con coladas dacíticas interestratificadas y posee mineralizaciones radiactivas.

La **unidad Roja Inferior (RU)**: formada por lutitas, areniscas, tobas ácidas y microconglomerados volcanoclásticos rojos que en el Pirineo oriental presentan cambios laterales a rocas piroclásticas con ignimbritas ácidas y riolitas bandeadas interstratificadas.

La **unidad Roja Superior (RU)**: formada principalmente por conglomerados rojizos, areniscas y siltstones con nódulos carbonatados y depósitos fluviolacustres. Estos materiales se disponen en dos secuencias que en su base presentan cuerpos volcánicos intercalados (Gisbert, 1983).

4.4 Vulcanismo asociado

En cuanto al vulcanismo, se reconocen, desde finales del Paleozoico hasta finales del Mesozoico, 3 ciclos tectono-magmáticos principales en los Pirineos: el del Pérmico-Carbonífero superior, el del Triásico superior-Jurásico inferior y el Cretácico (Albiense-Santoniense). El primer ciclo tectono-magmático está en estrecha relación con la generación de las cuencas intramontañosas localizadas en el extremo sur de la Zona Axial ya que fue el contexto tectónico en el cual se generaron lo que condicionó la composición y el origen de su magmatismo. Durante el Pérmico se definen episodios magmáticos composicionalmente diferentes pero temporalmente consecutivos: uno inicialmente calcoalcalino caracterizado por la emisión de andesitas y riolitas que posteriormente evolucionó a episodios con afinidades transicionales y alcalinas (Lago et al., 2019).

En la cuenca del Cadí, Gisbert (1981) describe el vulcanismo sincrónico con la Unidad Gris y destaca la progresiva acidificación de las manifestaciones andesíticas que culmina con la generación de dacitas en la franja oriental del Cadí (Prats d'Aguiló). Según este autor, la evolución del magmatismo va acompañada de un desplazamiento hacia el E de los centros de emisión situados en los alrededores de Coll de Vanses para las andesitas y entre Coll de Josana y Prats de Aguiló para las dacitas. Además, respalda la progresiva acidificación con la presencia de ignimbritas en los tramos altos de la UG y la localización de los focos eruptivos al S por la distribución espacial de los materiales volcánicos: piroclastos y aglomerados al N y coladas en la zona meridional. Por su parte, Martí y Mitjavila (1987) destacan la actuación a modo de caldera volcánica pasiva en algún momento de la evolución de la cuenca del Cadí y a pesar de la disposición lineal de los

afloramientos establecen un diámetro de unos 25 a 30 km para esta y otras de las cuencas intramontañosas mediante el análisis de las facies de depósitos piroclásticos y detríticos.

4.5 Términos y clasificación genética para las rocas derivadas de la actividad volcánica o subvolcánica

Dada la complejidad y la gran variabilidad de las rocas volcánicas es necesario en primer lugar definir y acotar la terminología empleada y adaptar y establecer una clasificación funcional de acuerdo con los objetivos de este estudio.

Según Cas y Wright (1987), el término volcanoclástico engloba cualquier agregado fragmentario de parentesco volcánico independientemente de su origen, es decir, carece de connotaciones genéticas. Por tanto, cualquier roca o depósito que durante su formación se hayan visto involucrados de forma directa o indirecta por procesos volcánicos tendrían cabida en esta definición; desde una roca volcanosedimentaria hasta una ceniza. El término piroclástico según estos mismos autores, sólo incluye a esos agregados formados durante una actividad volcánica explosiva y depositados por procesos de transporte que resultan de forma directa de esa actividad. En consecuencia, quedan excluidos los flujos lávicos y los subproductos derivados ya que resultan de una actividad efusiva. Finalmente, cabe resaltar que el término ignimbrita tiene un significado tanto litológico como genético pero en este estudio se va a restringir al de una roca o depósito formado a partir de flujos piroclásticos pumíticos con independencia del grado de soldadura o volumen implicado (Spark, 1973).

En el campo de las rocas volcánicas y volcanoclásticas hay diversas clasificaciones que atienden a diversos aspectos. Hay clasificaciones descriptivas que consideran el tamaño de las partículas tanto para los piroclastos como para sus equivalentes en roca consolidada, otras se establecen en función de parámetros físicos (térmicos, higroscópicos...) (Frolova, 2008) o según la composición química (*International Union of Geological Sciences-IUGS*). Para este trabajo una clasificación genética, en este caso que atienda a los mecanismos de deposición, es la que mejor se ajusta a los objetivos planteados, ya que la ASM presenta una relación directa con la petrofábrica de las rocas que a la vez es reflejo, entre otros, de estos mecanismos. Por todo ello, se expone a continuación una clasificación que divide los materiales en cinco grandes grupos según el modo de transporte y de deposición o emplazamiento:

Flujos lávicos (lava flows): son flujos de magma coherente erupcionado en la superficie durante una actividad volcánica efusiva esencialmente no explosiva. Presentan una gran variabilidad en el tamaño, la forma y en sus características superficiales e internas. Son reconocibles fenocristales con formas regulares euhédricas y sin fragmentar inmersos en una pasta volcánica formada por cristales de menor tamaño, vidrio, vesículas, xenolitos y xenocristales. Todos estos componentes se pueden encontrar en variables combinaciones y proporciones (Cas y Wright, 1987).

Brechas lávicas (clastic lavas): constituidas por fragmentos de lava cementados por la propia lava. A medida que el flujo lávico se desplaza por la superficie va sufriendo un proceso de enfriamiento inhomogéneo que provoca su solidificación y fragmentación superficial. Estos fragmentos de lava generalmente presentan un cierto grado de redondeamiento ya que durante su transporte pasivo encima del flujo lávico y en su frente se funden y redondean (Frolova, 2008). Se reconoce por presentar clastos oligomícticos, redondeados y angulosos, generalmente más oxidados que la matriz por su desplazamiento en superficie e inmersos en una matriz porfídica con la misma composición que los clastos. La textura es no clastosoportada y el espacio intergranular está ocupado por cemento de lava de idéntica textura a la de los clastos.

Piroclastos de caída (pyroclastic fall): formados por todos aquellos componentes emitidos, en ocasiones con proyección balística, durante una erupción volcánica explosiva. Se forman tras la eyección explosiva de los materiales producidos por una columna eruptiva que está constituida por una pluma de tefra y gas creciente hacia la atmosfera. A medida que la pluma se expande, los piroclastos caen bajo la influencia de la gravedad, a varias distancias del foco emisor, en función del tamaño y la densidad (Cas y Wright, 1987). Se reconocen por presentar laminaciones paralelas con granoselección negativa.

Piroclastos de flujo (pyroclastic flow): constituidos por materiales que han sido eyectado en una columna eruptiva durante una erupción volcánica. Se forman a partir de flujo gravitatorios sedimentarios de fragmentos volcánicos, en ocasiones calientes, que han sido expulsados en las proximidades de un volcán. Estos flujos se generan a partir de explosiones verticales; cuando la densidad de la columna eruptiva o una parte de ella se hace mayor que la atmosfera circundante colapsan los fragmentos calientes combinados con el medio circundante desplazándose por las laderas del volcán (Reading, 2009). Se

pueden diferenciar tres tipos de piroclastos de flujo según si el flujo es laminar (ignimbrita normal), turbulento (*base surge*) o deriva de una explosión lateral (ignimbrita de desmoronamiento de domo):

Ignimbritas normales: se caracterizan por presentar pumitas estiradas en proporciones variables y formadas por el propio peso de los materiales; inmersas en una matriz en función de la temperatura alcanzada por el flujo. Las **ignimbritas calientes** presentan pumitas muy estiradas, en las cuales pueden perderse los límites esqueleto-matriz por el soldaje postdeposicional. Dominan los vidrios juveniles, el polvo volcánico y los cristales y los clastos líticos son infrecuentes. Todos estos componentes se disponen constituyendo laminaciones paralelas. Las **ignimbritas frías** presentan algunas pumitas estiradas que tan sólo se observan en microscopio de luz transmitida. La matriz está constituida por polvo volcánico, cristales y un elevado número de clastos líticos subredondeados que son más frecuentes conforme la ignimbrita es más fría. Los componentes son polimícticos y se disponen constituyendo una laminación paralela grosera.

Base surge: son depósitos clastosoportados constituidos por partículas polimícticas, principalmente cristales, inferiores a 64 mm con una matriz de polvo volcánico. Presentan laminaciones paralelas y onduladas que definen dunas pero más frecuentemente antidunas y estratificaciones cruzadas. Son los flujos piroclásticos que anteceden los depósitos ignimbríticos normales por lo que se encuentran a techo o muro de estos.

Ignimbrita de desmoronamiento de domo: tipo especial de ignimbrita cuya génesis guarda estrecha relación con la generación de un domo. Durante el crecimiento activo de un domo de lava se puede producir el colapso en su parte alta o en uno de sus flancos superiores. Las causas pueden ser un colapso gravitacional o una explosión directa, en ambos casos, se genera una liberación de presión en el interior del domo que acaba desencadenando un colapso explosivo. La consecuencia directa es la generación de flujos fragmentarios de los componentes del domo que alcanzan menores distancias que los flujos de ignimbritas normales y los *base surge*. Las explosiones también pueden producirse por la interacción del domo de lava con aguas subterráneas, en todo caso, es frecuente que varios de estos procesos se produzcan simultáneamente (Cas y Wright, 1987). Se reconocen por presentar clastos oligomícticos redondeados en una matriz

clástica con pumitas juveniles y cristales. Los componentes líticos y accesorios son escasos ya que en general tan sólo se incorporan fragmentos procedentes del domo. La textura puede ser clastosoportada o no. En estrecha relación con las ignimbritas de desmoronamiento de domo se distingue la *brecha piroclástica* que se caracteriza por la angulosidad de los cantos lo que implica un retrabajamiento posterior.

Material intrusivo (intrusive materials): material holocristalino. Se reconocen por presentar textura granuda, formada por minerales fanerocristalinos y equigranulares.

5. METODOLOGÍA

Para la realización de este estudio se ha seguido una metodología de trabajo que puede dividirse en cuatro bloques:

5.1 Revisión de la bibliografía previa

Previamente y durante el desarrollo del trabajo se ha realizado una recopilación y revisión de la información disponible relativa a 1) la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), tanto de aspectos metodológicos y fundamentales como de estudios referentes a su aplicación en materiales ígneos (eg. Tauxe, 2008; Cañón-Tapia, 2004; Jackson y Tauxe, 1991; Khan, 1962); 2) la estratigrafía y cartografía a nivel general de las cuencas pérmicas de los Pirineos y a detalle para los materiales stephano-pérmicos en la cuenca del Cadí teniendo como principal referencia Gisbert (1981) y adicionalmente otros trabajos (eg. Gisbert, 1983; Izquierdo-Llavall et al., 2013). De forma complementaria se ha empleado el visor *Google Earth Pro* y se ha consultado la cartografía 1:50000 del Mapa Geològic Comarcal de Catalunya, núm. 4, Alt Urgell (*Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC)*) para la localización de posibles afloramientos.

5.2 Trabajo de campo

Se han realizado dos campañas de muestreo de materiales en 5 cortes de dirección N-S y NE-SW distribuidos a lo largo de los afloramientos stephano-pérmicos: Argestués, Cerc, El Ges, Coll de Vanses y Ansovell (véase Anexo I). La primera campaña fue realizada en el mes de julio (única actividad no realizada por la estudiante) y la segunda en octubre. Se han determinado 75 estaciones (64 de muestreo) a lo largo de las

secciones: Argestués (6 estaciones), Cerc (25 estaciones), El Ges (16 estaciones), Coll de Vanses (14 estaciones) y Ansovell (14 estaciones) con un espaciado de aproximadamente 5-10 m dependiendo de la accesibilidad y de las condiciones del afloramiento. Durante las campañas se ha llevado a cabo un primer reconocimiento *in situ* de los materiales y se han recogido muestras para el estudio petrográfico y de fábricas magnéticas. Para la obtención de los bloques se ha empleado útiles de extracción y para los testigos de sondeo se ha alternado una perforadora de gasolina y una perforadora de batería. En las 19 estaciones de bloques se han obtenido de 1 a 4 muestras por estación y a partir de estas 6-7 testigos. En las 45 estaciones de testigos se han obtenido un número medio de 8 testigos por sitio de muestreo. Se ha obtenido un número estándar de muestras para garantizar la representatividad de los resultados. Todas las muestras han sido orientadas, se ha tomado *in situ* la dirección de máxima pendiente de la muestra (*dip direction*), la inmersión y se han posicionado las estaciones con un GPS. Adicionalmente, se ha registrado donde ha sido posible la estratificación, la foliación primaria (magmática) y otros datos estructurales como diaclasas o fallas.

Simultáneamente al trabajo de gabinete y laboratorio y en función de los resultados obtenidos también se ha realizado otra campaña en los meses de diciembre y enero, para el reconocimiento de los materiales y para la interpretación de las fábricas magnéticas resultantes con elementos estructurales observables a escala mesoestructural.

5.3 Trabajo de gabinete y laboratorio

En la primera etapa, se han obtenido especímenes orientados estándar para el estudio magnético. Para ello, se han cortado, los bloques en cubos de 2 cm de arista y los testigos de sondeos en cilindros de 2,5 cm de diámetro y 2,1 cm de altura, mediante una cortadora radial y una broca diamantada de acero no magnético. El corte no ha sido arbitrario, se ha mantenido como referencia la *dip direction* tomada en el campo para cada una de las muestras. De este modo, cada cubo tiene en una cara y cada cilindro su eje marcado con una flecha que corresponde con la línea de máxima pendiente del plano de medida tomado en campo (*dip direction*). La correcta orientación de las muestras es fundamental para el estudio magnético. Se ha obtenido una media de 10 especímenes por estación según la consistencia de los materiales al corte. Posteriormente, los especímenes orientados, un total de 782, han sido debidamente siglados en función de la estación y a la muestra a la cual pertenecían. Siglados como CCX-YZ, siendo X el número de la

estación, Y un número que corresponde al número del testigo de sondeo o al bloque de roca y Z una letra del alfabeto para los especímenes obtenidos de los testigos, siendo A el espécimen del testigo obtenido a mayor profundidad.

En la segunda etapa, se han analizado las muestras para determinar: 1) la fábrica magnética mediante la ASM; y 2) la mineralogía magnética con las curvas termomagnéticas.

Para el análisis de la ASM se ha empleado el Kappabridge KLY-3 (AGICO Inc, República Checa) del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (Fig.5). Este susceptómetro toma cuatro medidas de susceptibilidad volumétrica, las tres primeras para la generación del elipsoide de susceptibilidad magnética y la última para el cálculo de la susceptibilidad total de la muestra. Para ello, se debe introducir para cada espécimen su orientación (dip direction) y en aquellas estaciones donde ha sido posible el valor de la estratificación para poder realizar posteriormente la restitución de la S_0 a la horizontal. Las medidas se han tomado a temperatura ambiente en tres posiciones distintas. Los resultados se han procesado con el *software Anisoft 5.1.03* (Chadima y Jelinek, 2019).



Figura 5: A la izquierda cilindros y cubos orientados para el análisis de la ASM; a la derecha Kappabridge KLY-3 de la Universidad de Zaragoza.

Se ha utilizado el análisis de curvas termomagnéticas para determinar la mineralogía magnética de 9 muestras pertenecientes a estaciones distintas, excepto en un caso (CC35) donde se han tomado dos muestras dada la variabilidad litológica que presentaba. El criterio de elección ha sido en función de los resultados de las fábricas magnéticas obtenidas en el análisis de la ASM. Para ello, se han molido 0,3 g por muestra con un mortero de ágata y se ha empleado para su análisis el Kappabridge KLY-3 combinado con el horno CS-3 (AGICO Inc, República Checa) cuyo rango de

temperaturas está entre los 40 y los 700 °C. Las medidas se han tomado en una atmosfera de Argón para evitar posibles reacciones minerales con oxígeno durante el calentamiento (velocidad del flujo de 100ml/min). Los datos en bruto se han corregido para el horno vacío y se les ha aplicado la corrección de masa y densidad para obtener el valor de la susceptibilidad volumétrica. Los resultados se han procesado con el *software Cureval 8* (Chadima y Hrouda, 2012).

En la tercera etapa, se ha realizado el estudio petrográfico a partir de: 1) la descripción de láminas delgadas; y 2) el análisis de imagen de secciones pulidas y láminas delgadas.

Se han obtenido 6 láminas delgadas orientadas para el estudio petrográfico (llevadas a cabo por el personal del Servicio General de Apoyo a la Investigación -SAI, Servicio de preparación de rocas y materiales duros de la Universidad de Zaragoza) a partir de las muestras orientadas recogidas en campo. Para ello, se han escogido aquellas muestras que en el reconocimiento con lupa eran difíciles de caracterizar o aquellas que presentaban alineaciones de clastos o posibles estructuras de flujo y por ende, requerían una inspección de detalle. La descripción de las láminas ha permitido conocer la composición mineralógica de las muestras, las texturas, las microestructuras y la naturaleza de las foliaciones presentes mediante su estudio con el microscopio óptico de luz transmitida. Por otro lado, el análisis de imagen ha permitido determinar y cuantificar las orientaciones preferentes de los minerales y cantos en secciones pulidas y láminas delgadas y compararlas con los resultados obtenidos en las fábricas magnéticas. Se ha empleado el *software* GIMP 2.10.8 para el tratamiento de las imágenes y el *software* ImageJ 1.52a (Schneider et al. 2012) para su análisis. El *software* ImageJ realiza un recuento de las partículas presentes, el ajuste a una elipse de cada partícula en función de su tamaño y forma y determina el ángulo formado entre el eje mayor de cada una de las elipses y una línea horizontal arbitraria. Con el análisis de imagen se ha intentado relacionar las fábricas magnéticas y la mineralogía portadora de la fábrica con los minerales y estructuras observadas en lámina delgada y las orientaciones preferentes observadas. Se ha complementado este análisis con el *software* SPO v7-11/2017 (Launeau y Robin, 1996) que permite la obtención de la elipse promedio del conjunto de partículas analizadas.

Finalmente, en la última etapa y de forma complementaria, se ha realizado, en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos, el estudio paleomagnético en 3 estaciones pertenecientes a 3 secciones diferentes: CC23 (sección de Cerc), CC35 (sección de El Ges) y CC61 (sección de Coll de Vanses), con el objetivo de caracterizar las direcciones paleomagnéticas presentes y complementar el estudio de mineralogía magnética. Para ello se ha empleado un magnetómetro criogénico 2G que contiene bobinas de campo alterno (AF). Se han realizado desmagnetizaciones en campo alterno (AF) en 3 especímenes (uno de cada estación: CC35-3B, CC61-3B y CC23-5A), térmica (Th) en 3 estaciones (6-7 especímenes por estación) para así aislar las componentes paleomagnéticas y una IRM de 3 ejes en 3 especímenes de 3 estaciones distintas para así conocer la mineralogía magnética (Lowrie, 1990). En este último caso se han inducido tres IRM en cada uno de los tres ejes de la muestra, en orden decreciente (2, 0.4, 0.147 T en los ejes Z, Y, X, respectivamente), y posteriormente se ha aplicado la desmagnetización térmica. La desmagnetización térmica gradual se ha llevado a cabo desde temperatura ambiente (25°C) hasta los 640°C mediante un TD48-DC desmagnetizador térmico en 11 pasos (NRM, 150°C, 275°C, 300°C, 330°C, 400°C, 450°C, 550°C, 575°C, 620°C y 640°C), la desmagnetización AF gradual de 0 a 100 mT y la desmagnetización térmica IRM en 8 pasos (150°C, 300°C, 350°C, 400°C, 450°C, 500°C, 550°C y 600°C). Las componentes direccionales paleomagnéticas se han representado mediante un análisis de componentes principales (orientación y error de desviación angular máxima MAD del componente; Kirschvink, 1980) en diagramas de desmagnetización ortogonal utilizando el software Remasoft 3.0 (Chadima y Hroudá, 2009). Para reconocer la mineralogía magnética se han llevado a cabo varios experimentos magnéticos en roca en 3 especímenes representativos (CC23-4A, CC35-2A y CC61-9A) de las 3 estaciones de muestreo. La adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM), la magnetización inducida dependiente de la temperatura, las curvas de backfield y los ciclos de histéresis se realizaron con una balanza de traslación de campo magnético variable.

5.4 Elaboración de los resultados

Los datos obtenidos a partir de 1) la revisión bibliográfica; y 2) la realización del estudio magnético, petrográfico y paleomagnético se han sintetizado para obtener 1) una interpretación de los resultados del estudio magnético en relación con la petrofábrica de

los materiales y 2) una integración de los resultados en el marco del vulcanismo stephano-pérmico de los Pirineos.

Se ha empleado los *software Adobe Illustrator e Inkscape 0.92* para la realización de esquemas, el *software GIMP 2.10.8* para la elaboración de gráficos e imágenes, el *software Stereonet 10.2 9* (Allmendinger et al., 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013) para la representación espacial de las anisotropías reconocidas. Adicionalmente se ha realizado un mapa geológico de síntesis de los materiales de la cuenca stephano-pérmica del Cadí a partir de la cartografía en papel disponible (Gisbert, 1981) y las observaciones realizadas en campo utilizando el *software SIG Q.GIS 3.4.13*. La síntesis de los resultados ha quedado plasmada en la memoria de este estudio redactada con el procesador de texto *Microsoft Office Word 2013*.

6. RESULTADOS

6.1 Reconocimiento petrográfico y análisis de imagen

El análisis de imagen se ha llevado a cabo en 3 muestras pertenecientes a 3 estaciones distintas (CC05, CC34 y CC44) en las cuales se ha reconocido una lineación preferencial de las partículas. En todas las muestras se han tomado 2 secciones pulidas, orientadas y perpendiculares entre sí.

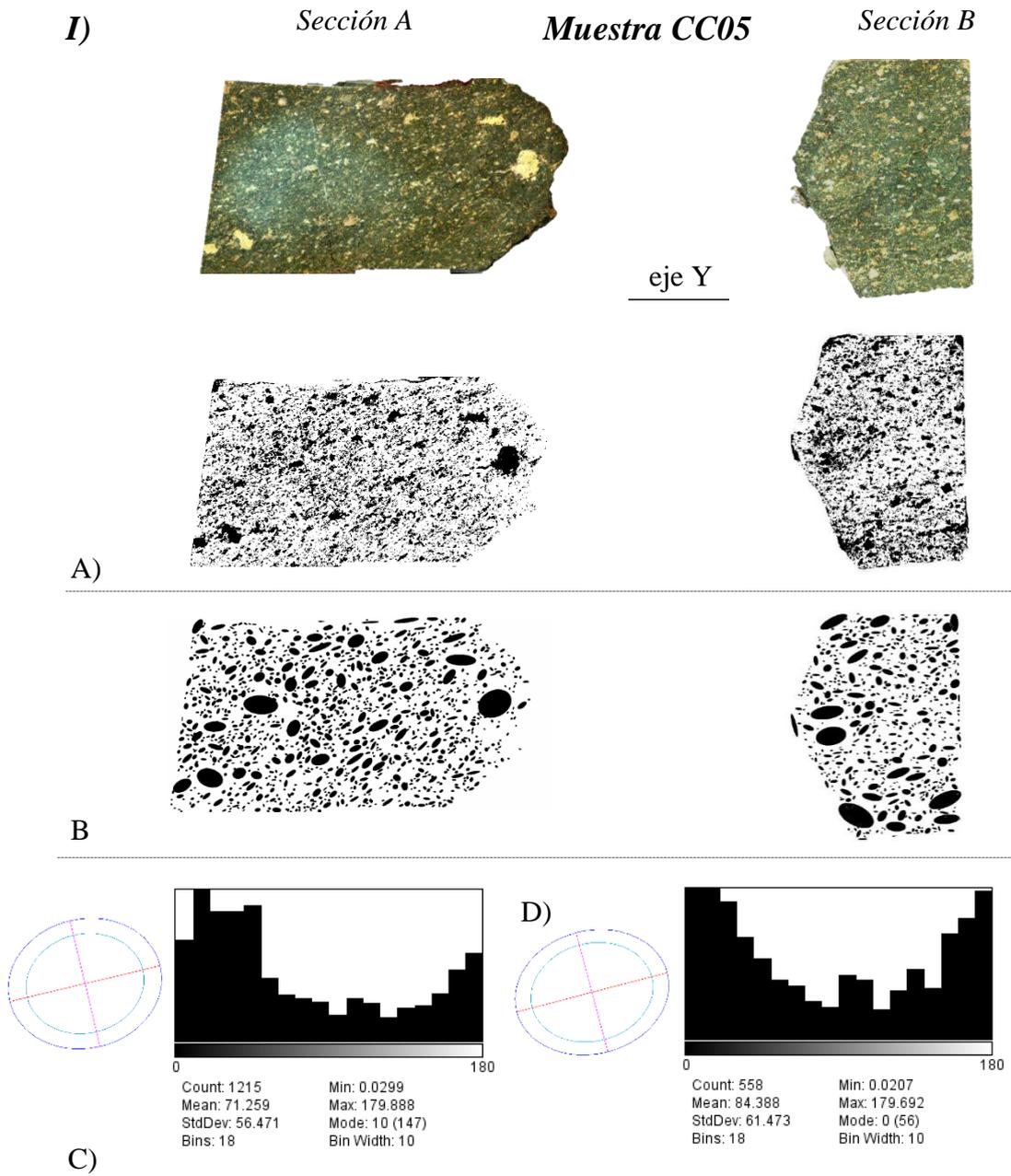
CC05: El análisis de imagen en la sección A muestra una orientación preferente de las partículas; el ángulo obtenido a partir del ajuste de las partículas a elipses está comprendido en el rango de 0° a 50° siendo la moda 10° . En cambio, para la sección B el ángulo es de 10° a 40° situándose la moda entre 0° y 10° . Así, para la petrofábrica de la muestra CC05 se define una anisotropía planar (Fig.6 I).

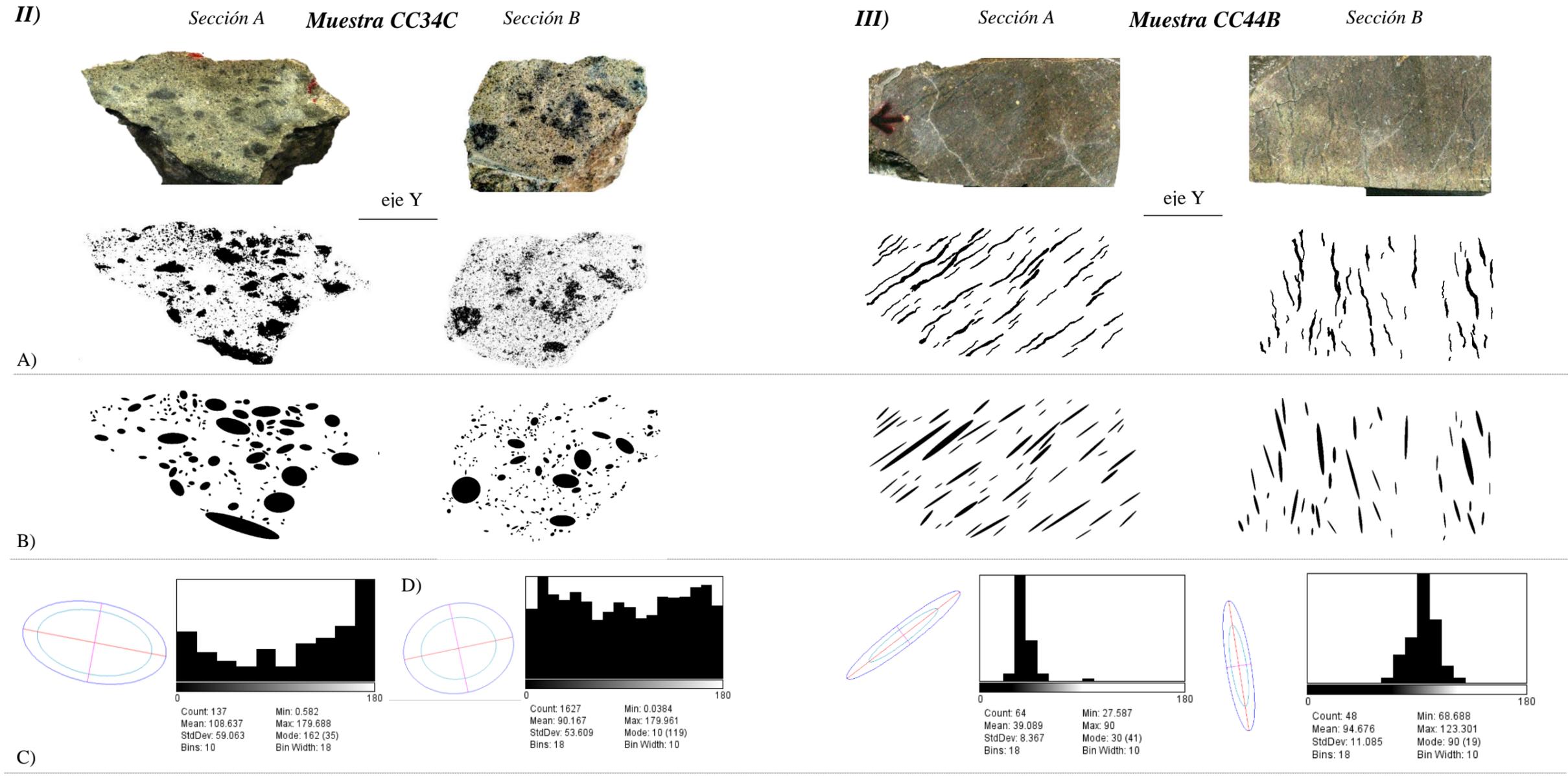
CC34C: El análisis de imagen en la sección A muestra una orientación preferente de las partículas; el ángulo obtenido a partir del ajuste de las partículas a elipses está comprendido entre 140° y 180° , siendo la moda 162° . En cambio, para la sección B no se observa ninguna dirección principal. Así, para la petrofábrica de la muestra CC34C se define una anisotropía lineal (Fig.6 II).

CC44B: El análisis de imagen muestra en ambas secciones una lineación preferente definida por las partículas. En la sección A, el ángulo obtenido a partir del ajuste de las partículas a elipses es de 30° y en la sección B el ángulo es de 90° , los valores

están bien agrupados. Así, para la petrofábrica de la muestra CC44B se define una anisotropía planar (Fig.6 III).

Figura 6: A) Imágenes de las secciones pulidas analizadas de las muestras; abajo transformadas en imágenes binarias para su análisis; B) Ajuste de las partículas a elipses en función de su tamaño y forma mediante ImageJ; C) Histograma de frecuencia de los ángulos (entre el eje mayor de cada elipse y el eje Y de la lámina, en sentido antihorario) obtenidos con ImageJ para reconocer lineaciones preferenciales de partícula; D) Elipses con la orientación media de las partículas obtenidas con el SPO2003.





6.2 Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)

El estudio de fábricas magnéticas se ha realizado en 64 estaciones distribuidas a lo largo de 5 secciones de dirección N-S, NW-SE y NE-SW (véase localización en Anexo D) en los materiales volcánicos, volcanoclasticos e intrusivos. Todos los datos referentes a este estudio se pueden consultar en el Anexo VII: parámetros magnéticos a nivel de estación de muestreo.

6.2.1 Fábricas magnéticas

A nivel de espécimen, el valor medio de susceptibilidad magnética es de $682 \cdot 10^{-6}$ SI siendo el valor máximo registrado $9.060 \cdot 10^{-6}$ SI en la muestra CC63-9 y el valor mínimo registrado $118 \cdot 10^{-6}$ SI en la muestra CC30-3B. La mayor parte de los valores se encuentran incluidos en rango $160 \cdot 10^{-6}$ a $350 \cdot 10^{-6}$ SI y la moda es $277 \cdot 10^{-6}$ SI.

Si se atiende al análisis de los parámetros magnéticos (K_m , P_j y T ; Jelinek 1981) a partir de los diagramas K_m - P_j y K_m - T (Fig. 7) para el conjunto de especímenes se observa que no existe ninguna relación, esto parece indicar que los parámetro P_j y T son independientes de la litología o de la mineralogía magnética y permite interpretarlo en relación con la estructura interna de los flujos de lava y el material piroclástico. El

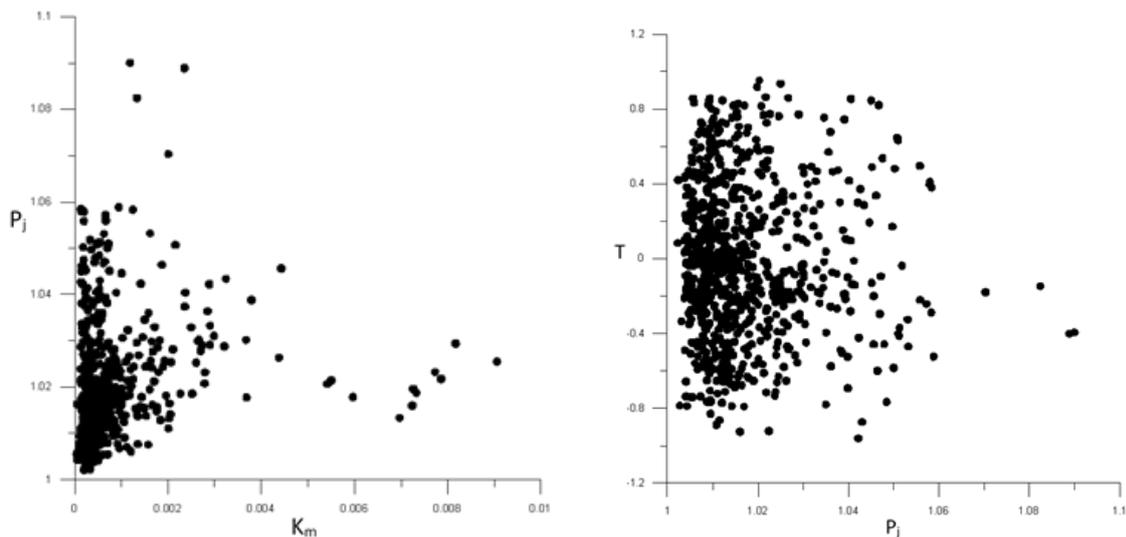


Figura 7: A) Diagrama K_m - P_j , en el eje de coordenadas susceptibilidad media y en el eje de coordenadas grado de anisotropía corregido; B) Diagrama P_j - T , en el eje de ordenadas grado de anisotropía corregido y en el eje de coordenadas parámetro de forma. Los datos son a nivel de espécimen para todo el conjunto de las secciones.

diagrama Pj-T indica una gran variabilidad de elipsoides magnéticos desde prolatos a oblatos.

El grado de anisotropía corregido presenta un valor medio de 1.017, siendo el valor máximo registrado 1.090 en la muestra CC62-8B y el valor mínimo registrado 1.002 en la muestra CC15-6.

Los valores de susceptibilidad media a nivel de espécimen no presentan ninguna relación con el tipo de materiales (Fig. 8) excepto en el caso de las intrusiones que tienen los valores más bajos.

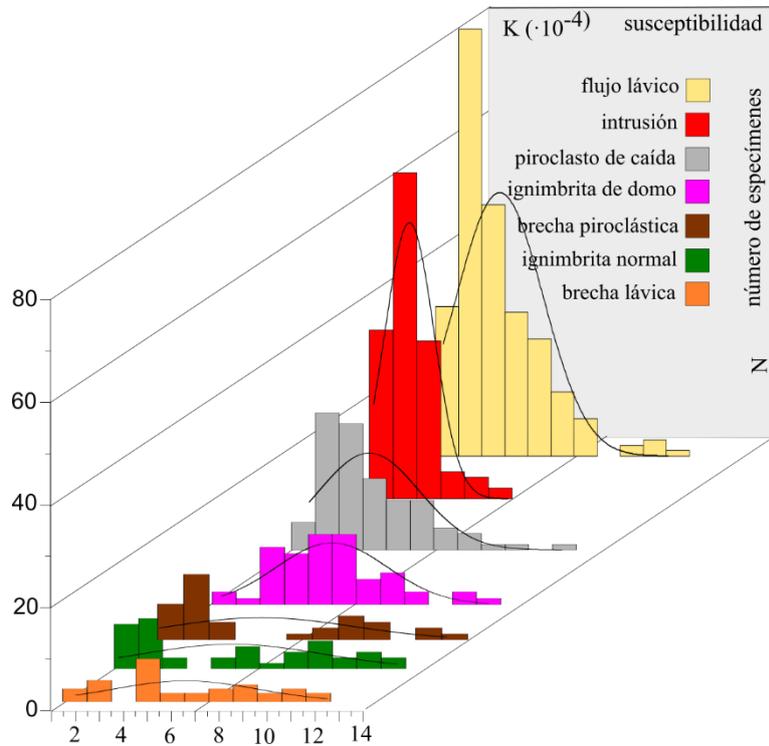


Figura 8: Histogramas de frecuencia para el valor de susceptibilidad (K) a nivel de espécimen y en función del tipo litológico. Presentan el ajuste normal (Gaussiana).

6.2.2 Sección de Argestués

Las fábricas magnéticas (Anexo II Fig. 1A) de esta sección son de tipo prolato, oblato y triaxial. A excepción de la estación CC74, los ejes muestran una buena agrupación y aunque no se evidencia una tendencia clara, los ejes K1 tienden a estar contenidos en el plano de la S₀ y los ejes K3 tienden a disponerse en torno al polo de la estratificación (S₀) (en CC070 se observa claramente).

Si se realiza una restitución de las fábricas magnéticas (Anexo II Fig. 1B y Fig. 1D) a partir de los datos de S₀ obtenidos se puede observar que la posición de los ejes K3 es próxima a la vertical ya sea como un conjunto bien agrupado o dispuesto a modo de orla con el conjunto de ejes K2. El K1 presenta una dirección NW-SE en todas las estaciones y se dispone en la horizontal o próximo a ella.

Si se representan todo el conjunto de datos de la sección de Argestués en un estereograma (Anexo II Fig. 1C), se observa una disposición subhorizontal de los ejes K2 y K1, estos últimos con una dirección dominante W-E. Si se realiza la restitución paleogeográfica (Anexo II Fig. 1D) se observa una dirección NW-SE subhorizontal para el conjunto de ejes K1 y una tendencia ya observada antes de la restitución de los ejes K3 a disponerse en la vertical.

6.2.3 Sección de Cerc

Las fábricas magnéticas (Fig. 9.1A) del primer tramo de la sección (CC01, CC05, CC06, CC08, CC10 y CC14) son de tipo prolato y presentan el conjunto de ejes K1 contenidos en el plano de S_0 y el conjunto de ejes K3 y K2 distribuidos en una guirnalda en torno al polo de S_0 . Para la estación CC07 no se ha podido medir la S_0 pero la fábrica magnética obtenida no se ajusta a la tendencia general observada. En el tramo medio de la sección (CC13, CC15, CC16, CC17, CC18 y CC20) se observa una mayor dispersión de los ejes y una mayor variabilidad de fábricas (prolatas y oblatas) a excepción de la estación CC19 de tipo triaxial y con los ejes bien agrupados. En el tramo final de la sección (CC22, CC23, CC24 y CC25) el conjunto de ejes K1 vuelven a estar contenidos en el plano de S_0 aunque la dispersión de los ejes sigue estando presente en la mayor parte de los casos.

Si se realiza una restitución de las fábricas magnéticas (Fig. 9.1B) a partir de los datos de S_0 obtenidos se puede observar la disposición subhorizontal del conjunto de ejes K1 en todas las estaciones. K1 presenta una gran variabilidad de direcciones, dominan la N-S y la E-W y en algunas estaciones se reconoce una dirección NE-SW y NW-SE. El conjunto de ejes K3 tiende a disponerse próximo a la vertical ya sea como un conjunto bien agrupado o dispuesto a modo de orla con el conjunto de ejes K2 aunque en algunas estaciones no se observa esta tendencia (CC17 y CC25).

Si se representa todo el conjunto de datos de la sección de Cerc en un estereograma (Fig. 9.1C), se observa una gran dispersión de los ejes K3 y K2 y una tendencia de los ejes K1 a disponerse en un máximo de dirección 200. Si se realiza la restitución paleogeográfica (Fig. 9.1D) se observa una mejor agrupación del conjunto de ejes, K3 se dispone subvertical y el conjunto de ejes K1 subhorizontal.

6.2.4 Sección El Ges

Las fábricas magnéticas (Fig. 9.2A) del primer tramo de la sección (CC26 y CC27) presentan el conjunto de ejes K1 contenidos en el plano de S_0 y el conjunto de ejes K3 entorno a su polo. En el tramo medio de la sección se observa un patrón bien definido (CC28, CC29, CC30, CC31 y CC32), las fábricas son prolatas o triaxiales y el conjunto de ejes K1 están bien agrupados y se sitúan en la vertical y los ejes K3 y K2 en la horizontal. En el tramo final de la sección (CC34, CC35, CC36, CC37, CC38, CC39, CC40 y CC41) las fábricas magnéticas son prolatas y los ejes K1 están contenidos en el plano de S_0 y el conjunto de ejes K3 y K2 se dispone en una guirnalda que contiene el polo de S_0 . Cabe destacar que en la estación CC37 se observa un intercambio de ejes entre K3 y K2.

Si se realiza una restitución de las fábricas magnéticas (Fig. 9.2B) a partir de los datos de S_0 (excepto para el material intrusivo) se puede observar la disposición subhorizontal del conjunto de ejes K1 en todas las estaciones. Estos presentan una gran variabilidad de direcciones, E-W, NW-SE y N-S. El conjunto de ejes K3 tiende a disponerse próximo a la vertical ya sea como un conjunto bien agrupado o dispuesto a modo de orla con K2 aunque en algunas estaciones no se observa esta tendencia (CC33).

Si se representa todo el conjunto de datos de la sección de El Ges en un estereograma (Fig. 9.2C) se observa una tendencia del conjunto de los ejes K3 y K2 a disponerse subhorizontales y los ejes K1 a disponerse en dos máximos, uno vertical y otro de dirección E-W subhorizontal. Si se realiza la restitución de la S_0 a la horizontal (Fig. 9.2D), se observa una disposición del conjunto de ejes K3 y K2 en una orla de dirección NW-SE y el conjunto de ejes K1 se dispone subhorizontal y con dos máximos, uno de dirección E-W y otro de dirección SE.

6.2.5 Sección de Coll de Vanses

Las fábricas magnéticas (Anexo II Fig. 2A) de esta sección presentan el conjunto de ejes K1 contenido en el plano de S_0 y el conjunto de ejes K3 en torno a su polo (CC68, CC67, CC65, CC64, CC61 y CC58) o formando una guirnalda con los ejes K2 que contienen dicho polo (CC66, CC63, CC62, CC59, CC58 y CC57). Las estaciones CC69 y CC60 no cumplen esta tendencia general ya que muestran un intercambio de ejes entre K1 y K3. La estación CC61 presenta una fábrica triaxial muy bien definida.

Si se realiza una restitución de las fábricas magnéticas a partir de los datos de S_0 obtenidos (Anexo II Fig. 2B), se puede observar la disposición subhorizontal del conjunto de ejes K1 en todas las estaciones. K1 presenta una gran variabilidad de direcciones, N-S, E-W, NW-SE y NE-SW. El conjunto de ejes K3 tiende a disponerse próximo a la vertical ya sea como un conjunto bien agrupado o dispuesto a modo de orla con K2 aunque en algunas estaciones no se observa esta tendencia (CC60, CC69).

Si se representan todo el conjunto de datos de la sección de Coll de Vanses en un estereograma (Anexo II Fig. 2C), se observa una concentración de K3 en dirección N y una disposición de K1 en torno a una orla de dirección E-W. Si se realiza la restitución de S_0 (Anexo II Fig. 2D) se observa una mejor agrupación del conjunto de ejes, K3 en la vertical y K1 en la horizontal.

6.2.6 Sección de Ansovell

Las fábricas magnéticas (Anexo II Fig. 3A) del primer tramo de la sección (CC51 y CC52) presentan una gran dispersión de los ejes mientras que en el resto de la sección presentan una mejor definición. En general, son fábricas de tipo prolato y triaxial. En las estaciones donde se ha registrado S_0 , el conjunto de ejes K1 y K3 se disponen dentro de su plano.

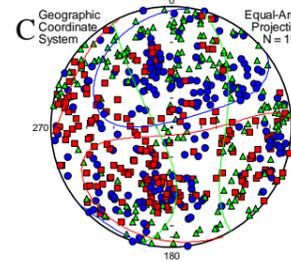
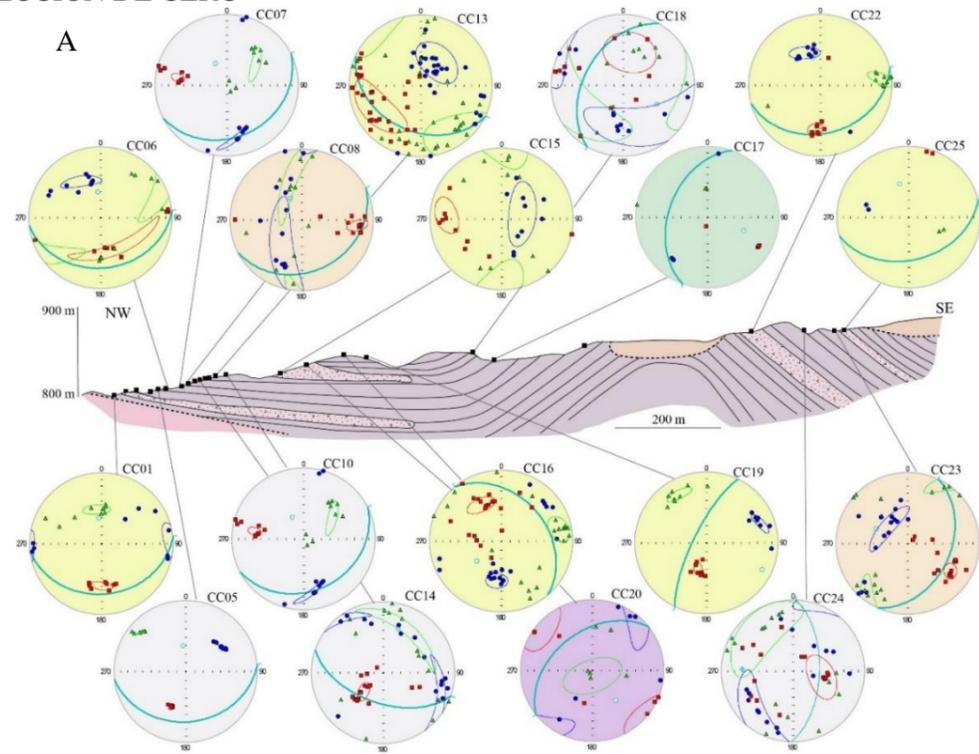
Si se realiza una restitución de las fábricas magnéticas a partir de los datos de S_0 obtenidos (Anexo II Fig. 3B) se puede observar que las fábricas magnéticas no presentan ninguna tendencia clara. Se registran fábricas donde en algunos casos K1 se dispone en la vertical, en otros son los ejes K2 y minoritariamente los ejes K3.

Si se representa todo el conjunto de datos de la sección de Ansovell en un estereograma (Anexo II Fig. 3C) tampoco se observa una tendencia general para el conjunto de los ejes. Si se realiza la restitución de S_0 (Anexo II Fig. 3D), se observa una mejor definición para los ejes K1 que se disponen en dos máximos subhorizontales de dirección EW.

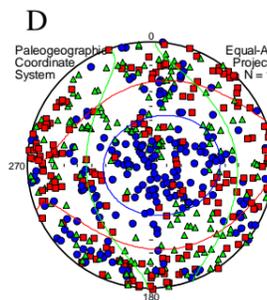
Figura 9: A) Estereograma con todos los datos sin restituir; B) Sección con los estereogramas de las estaciones sin restituir; C) Secciones con los estereogramas de las estaciones restituidas; D) Estereograma con todos los datos restituidos. Las otras secciones se pueden consultar en Anexo II.

1

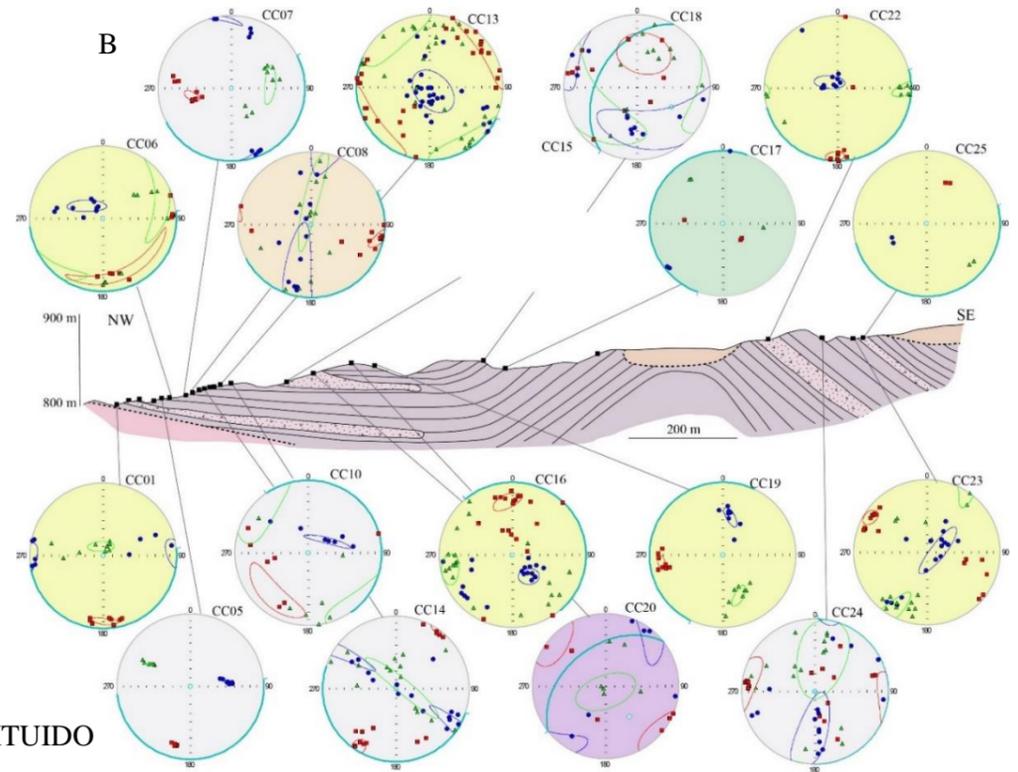
SECCIÓN DE CERC



IN SITU

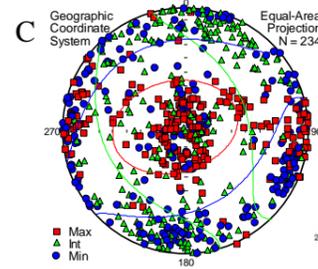
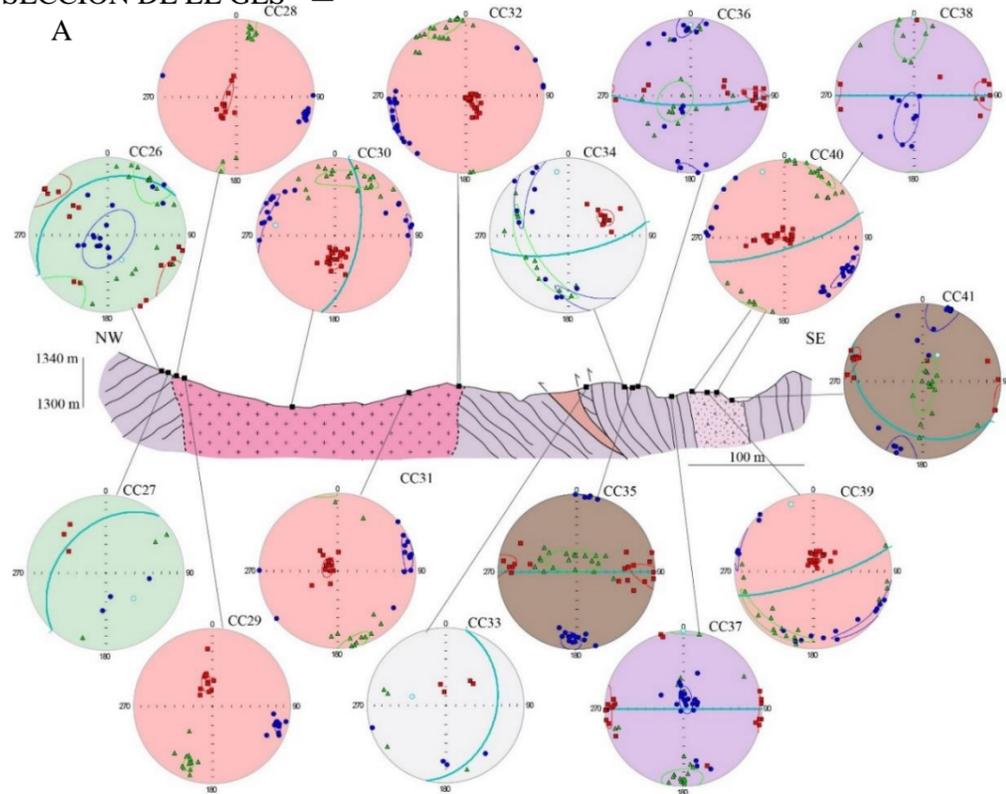


RESTITUIDO

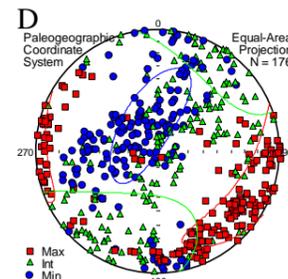


2

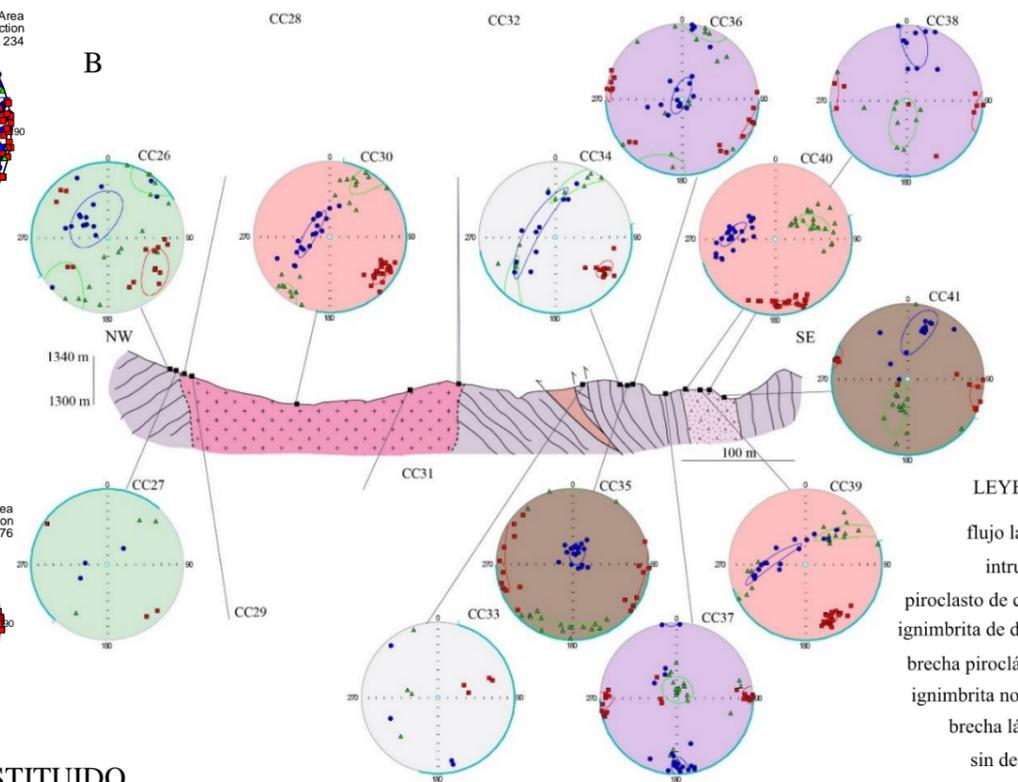
SECCIÓN DE EL GES



IN SITU



RESTITUIDO



LEYENDA

- flujo lávico ■
- intrusión ■
- piroclasto de caída ■
- ignimbrita de domo ■
- brecha piroclástica ■
- ignimbrita normal ■
- brecha lávica ■
- sin definir ■

6.3 Mineralogía magnética

6.3.1 Curvas susceptibilidad-temperatura

Las curvas termomagnéticas de calentamiento (Fig.10) muestran en 8 de las 9 muestras que las fábricas magnéticas son el resultado de una mezcla de contribución de fases paramagnéticas y ferromagnéticas. Tan sólo la muestra CC35-4B presenta una contribución exclusivamente paramagnética. El comportamiento paramagnético de los componentes de las muestras se observa al inicio de las curvas que presentan una forma de hipérbola cóncava obedeciendo la ley de Curie-Weiss y posteriormente el comportamiento ferromagnético se refleja como una disminución brusca en el valor de susceptibilidad en el rango de los 580°C a los 600°C (ausente en la muestra CC35-4B).

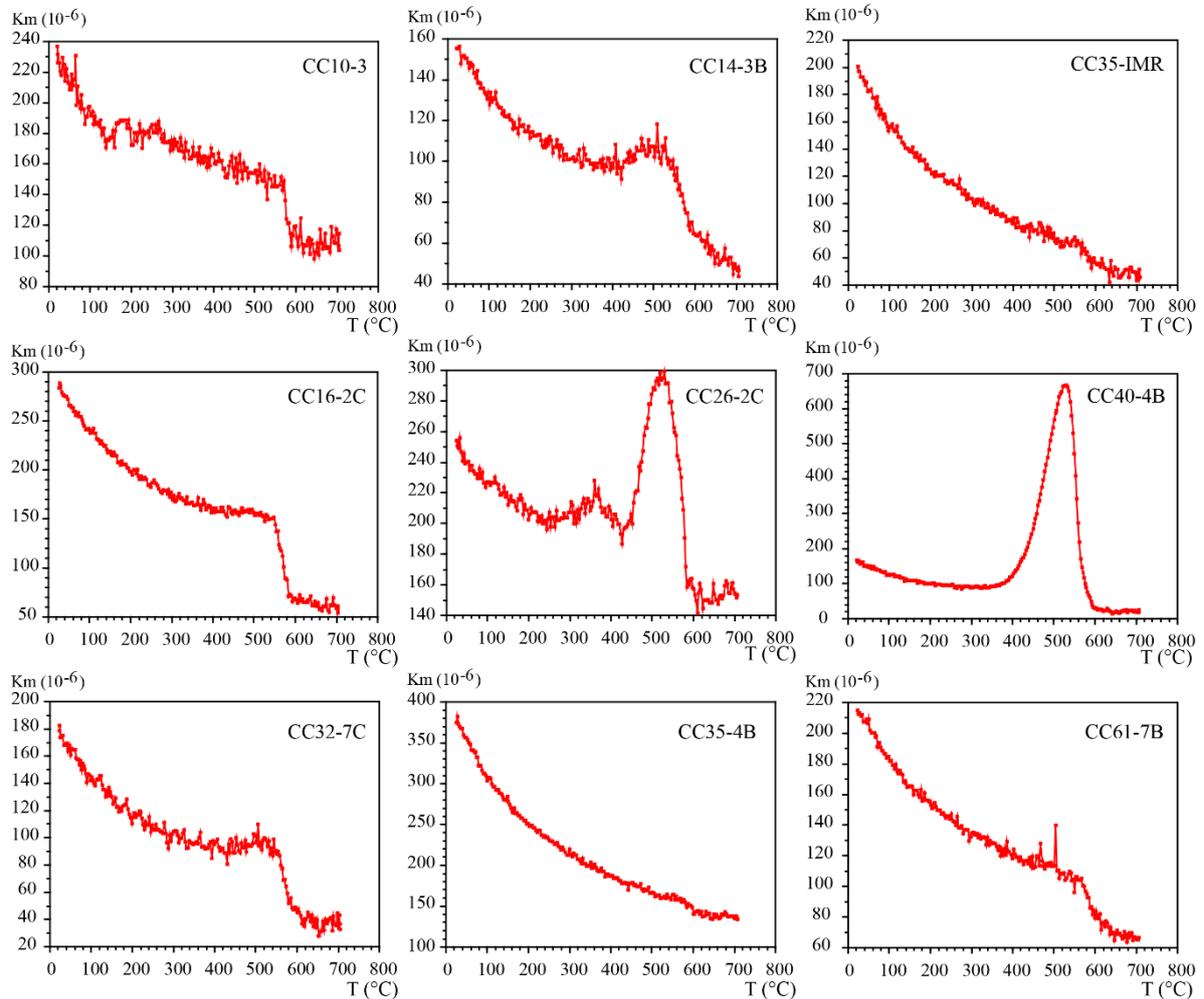


Figura 10: Curvas termomagnéticas de calentamiento entre los 20 y los 700°C de las 9 muestras analizadas. Se observan los descensos bruscos de susceptibilidad en el rango de los 580 a 600°C como resultado de la presencia de minerales ferromagnéticos, magnetita.

Aplicando el modelo de Hrouda (1994) se ha obtenido una estimación de la contribución paramagnética con respecto al total de las contribuciones. El valor mínimo es del 45% en la muestra CC26-2C y el máximo es del 100% en las muestras CC35-IRM y CC40-4B. Para el resto, los valores se encuentran entre el 71% y el 92% de contribución paramagnética lo que indica que es el comportamiento dominante en los materiales estudiados. El comportamiento puramente ferromagnético se observa con la generación de fases ferromagnéticas durante el calentamiento de las muestras. Hay dos incrementos del valor de la susceptibilidad; uno ligero entre los 150°C y los 300°C (muestras CC10-3C y CC26-2C) y otro más destacado a en torno a los 400°C (muestras CC14-3B, CC16-2C, CC26-2C, CC32-7B y CC40-4B) por la generación de sulfuros ferromagnéticos s.l. Destaca un descenso brusco de la susceptibilidad en todas las muestras con contribución ferromagnética entre los 530 y los 580°C (T_c de la magnetita).

Las curvas termomagnéticas de enfriamiento (Fig. 11) presentan en todos los casos ascensos bruscos de la susceptibilidad entre los 500°C y los 600°C lo que indica que durante el enfriamiento se han generado, en mayor o menor proporción, minerales de la

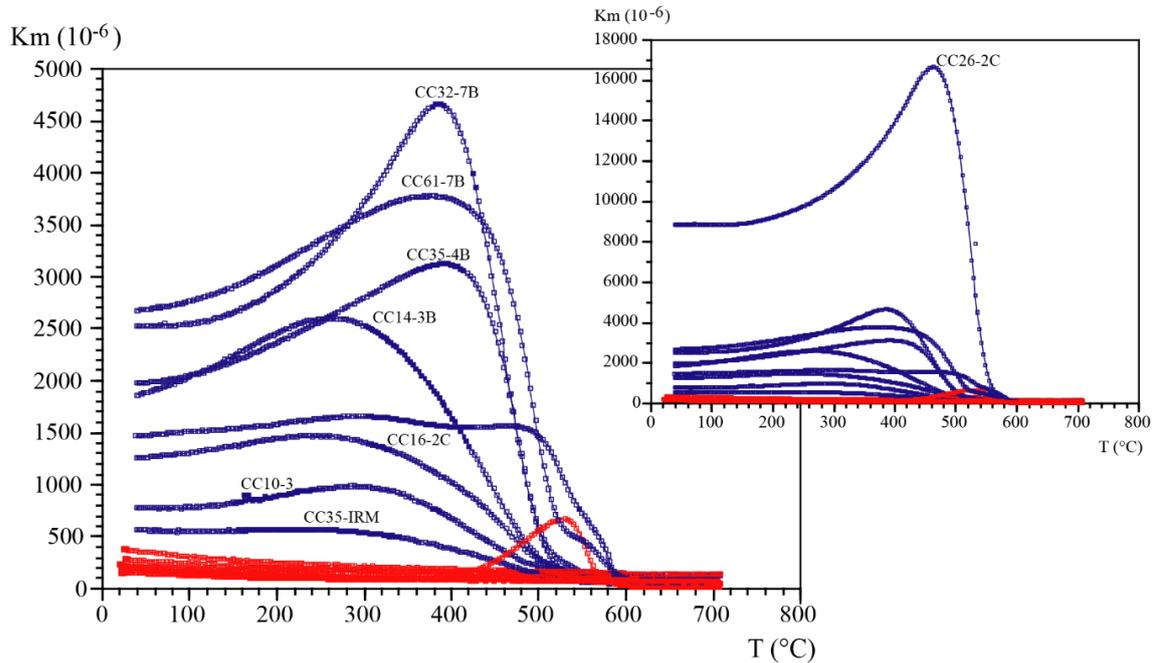


Figura 11: Curvas termomagnéticas de calentamiento (rojo) y de enfriamiento (azul) de las 9 muestras analizadas. Destaca la irreversibilidad de todas curvas.

serie de la magnetita. En las muestras estudiadas todas las curvastermomagnéticas son irreversibles por la generación en mayor o menor proporción de minerales ferromagnéticos durante su calentamiento o su posterior enfriamiento. Esto puede ser indicativo de que los minerales existentes en la roca no han pasado por temperaturas

equivalentes a las que se ha sometido el material durante el experimento, es decir, que, en el caso de materiales procedentes de un fundido a alta temperatura (lavas o flujos volcánicos) han sufrido procesos de alteración posteriores.

6.3.2 Experimentos de magnetismo de rocas

En las curvas de IRM y de backfield (Fig. 12A y B y Anexo III para muestras CC35 y CC61) se observa que no se alcanza la saturación a 1 T (CC23-4A y CC61-9A) lo que evidencia que el mineral portador de la magnetización es de alta coercitividad. En uno de los especímenes (CC35-2A) se alcanzan una saturación rápida a los 100 mT lo que indica que también hay minerales de baja coercitividad. Por otra parte, el ciclo de histéresis (Fig.13A) es estrecho en todos los casos y sus ramas presentan un cierto grado de inclinación lo que evidencia un dominio de los minerales paramagnéticos en el valor de magnetización total. Las curvas termomagnéticas de alto campo (Fig. 13B) son

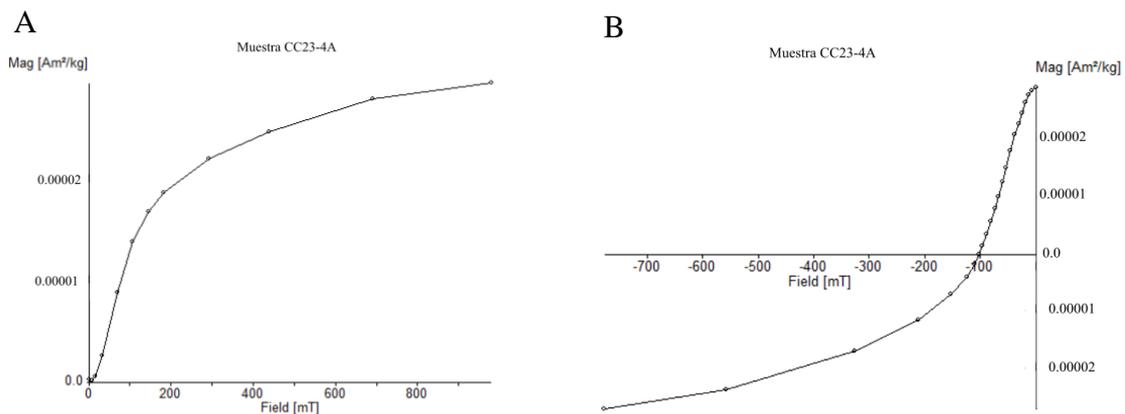


Figura 12: Resultados obtenidos con la balanza de traslación de campo magnético variable para el espécimen CC23-4A: A) Curva de IRM y B) Curva de IRM inversa o backfield.

irreversibles lo que indica una neoformación de minerales durante el calentamiento que en algunos casos es escasa (CC23-4A) y en otros considerable (CC35-2A y CC61-9A). Además, se observa una caída brusca del valor de magnetización a los 560 y 580°C (T_c de la magnetita, CC61-9A y CC23-4A respectivamente) y otra más atenuada a los 675°C que corresponden a la T_c de la hematites (CC23-4A y CC35-2A).

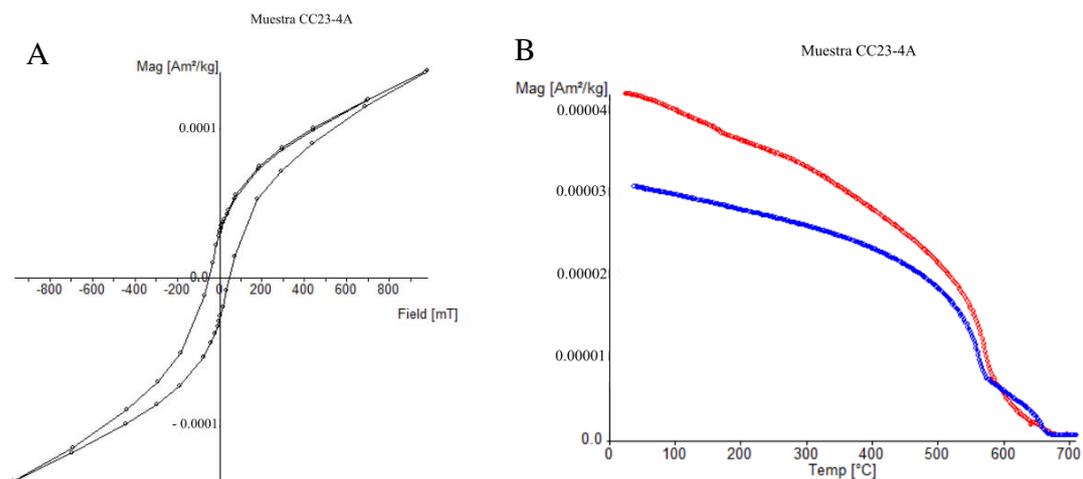


Figura 13: Resultados obtenidos con la balanza de traslación de campo magnético variable para el espécimen CC23-4A: A) Ciclo de histéresis y B) Curvas de magnetización inducida dependientes de la temperatura.

6.4 NRM y Componentes paleomagnéticas

En las muestras analizadas el valor de la magnetización remanente natural (NRM) presenta un máximo de $900 \cdot 10^{-3}$ A/m en la muestra CC23 y un valor mínimo de $1.24 \cdot 10^{-3}$ A/m en la muestra CC35.

Si se atiende a la NRM (Fig. 14, véase todos los gráficos en Anexo VI) obtenida mediante desmagnetización térmica (Th), se observa un comportamiento generalmente unidireccional con una componente de alta temperatura que se empieza a destruir en el rango de 450 a 550°C. En algunos casos, se observa una bidireccionalidad cuya componente principal es la de alta temperatura presente en los otros especímenes y que se empieza a registrar a partir de los 400°C, registrándose previamente una componente viscosa de baja temperatura (CC23-8A, CC23-6A y CC35-3A). Adicionalmente se detecta otra componente que no se acaba de definir en el rango de temperaturas aplicado (CC61-4A 4A).

Si se atiende a la NRM obtenida mediante la desmagnetización de campos alternos, AF, se observa un campo destructivo principal (MDF) a los 30 mT. La destrucción de la magnetización no se ha alcanzado a los 100 mT en ninguno de los casos.

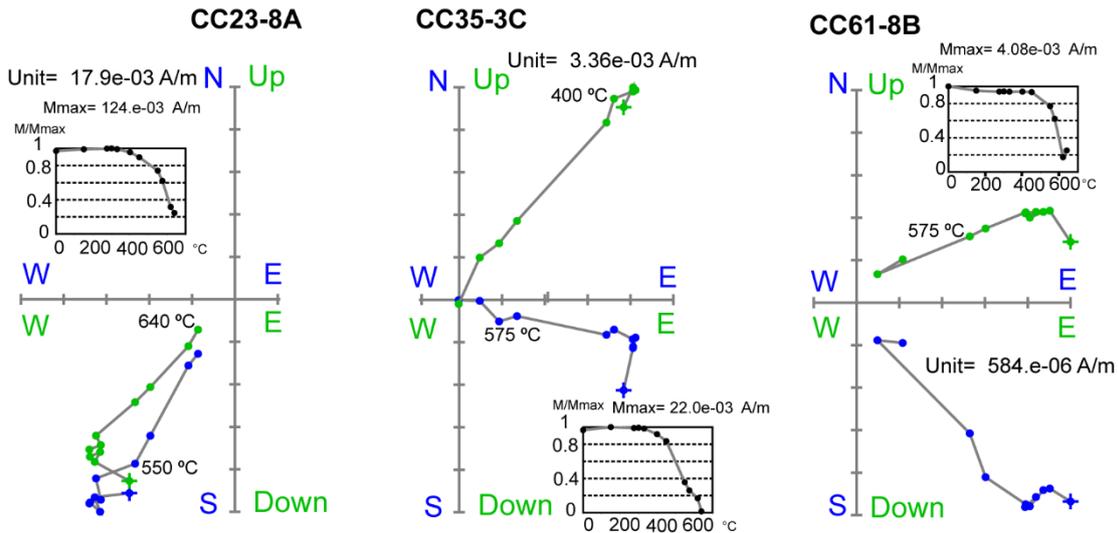


Figura 14: Diagramas de desmagnetización ortogonal o de Zijderveld (1969) de la NRM térmica (Th) para los especímenes CC23-8A, CC35-3C y CC61-8B, restituidos (tilt). En verde plano vertical E-W y en azul plano horizontal (N hacia arriba y este a la derecha). Adicionalmente gráfico de la intensidad de la NRM normalizada para cada espécimen. Véase el resto de diagramas y gráficos en Anexo IV.

Si se atiende a la desmagnetización térmica (Th) con IRM de 3 ejes, se observa que existen minerales de coercitividad baja (eje X) (CC23-7B) y con temperaturas de desbloqueo en torno a los 300°C. Además, la ligera inflexión en los 580°C del eje de baja coercitividad indica la existencia de magnetita. También se observa (CC35-3B y CC61-8A) que hay otros minerales de baja coercitividad, probablemente hematites aunque no se puede garantizar ya que no se registra la caída en el valor de magnetización al no haberse alcanzado la temperatura de desbloqueo de este mineral.

7. INTERPRETACIÓN

7.1 Comparación de la fábrica magnética y la petrofábrica: estructuras indicadoras de la dirección de flujo

La fábrica magnética guarda una relación con la distribución espacial y orientación de los componentes de la roca analizada. Para comprobar en nuestro caso dicha relación, se ha llevado a cabo un análisis de la petrofábrica a tres escalas: mesoestructural a escala de afloramiento, macroscópica con muestras de mano orientadas y con dos secciones perpendiculares necesarias para obtener la orientación correcta del plano de la anisotropía; y microscópica con láminas delgadas orientadas obtenidas de las muestras de mano. El estudio de la petrofábrica a nivel macroscópico y microscópico se ha realizado sobre tres muestras que presentaban una clara orientación preferente de sus granos minerales, correspondientes a distintos tipos de fábricas.

7.1.1 Nivel mesoestructural: escala de afloramiento

A nivel mesoestructural se han encontrado estructuras asociadas al flujo de los materiales volcánicos y volcanoclásticos donde la orientación de los ejes K1 de la anisotropía de la susceptibilidad magnética es paralelo a la dirección del flujo.

Troncos carbonizados y silicificados

En la sección de Argestués, se localiza un depósito de lahar descrito por Gisbert (1981) que está formado por material piroclástico inconsolidado y soportado por matriz que tiene inmersos troncos carbonizados y silicificados.

En estos materiales se ha obtenido un valor de paleocorriente de N130E, (NW-SE), a partir de la orientación de los ejes de los troncos. Esta dirección es ligeramente oblicua a la obtenida por Martí y Gisbert (1983) en el mismo afloramiento donde establecieron una paleocorriente en dirección NNW-SSE con sentido hacia el NNW en base a la imbricación

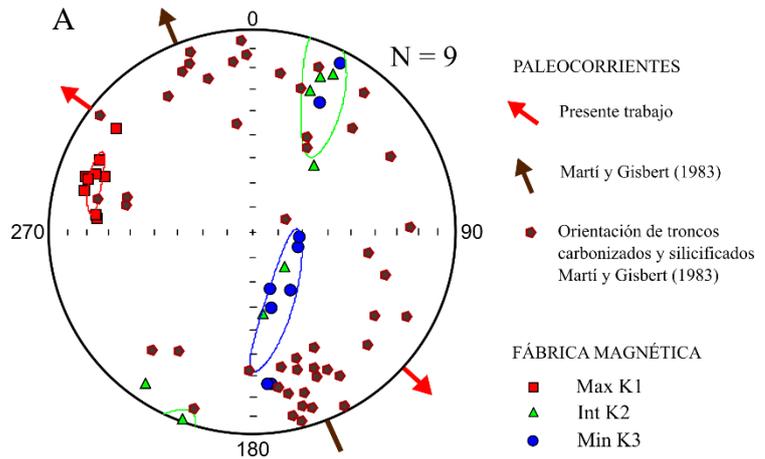


Figura 15: A) Representación de la fábrica magnética de los materiales (CC70), de las paleocorrientes y de las orientaciones de los troncos. Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior. B) Detalle de troncos carbonizados en la sección de Argestués.

de los troncos (Fig. 15A y B). Si se comparan estas direcciones con los resultados de la fábrica magnética en estos materiales (CC70), se observa que el conjunto de ejes K1 se dispone subparalelo a la dirección del flujo con una inclinación de unos 20° y una dirección hacia el WNW.

Bandeado composicional

Es una estructura frecuente en la sección de Cerc y ocasional en la de Coll de Vanses.

En la zona meridional de la sección de Cerc hay un depósito de flujos piroclásticos que presenta un bandeo composicional. En relación a la fábrica magnética de estos materiales (CC23), el conjunto de ejes K1 queda contenido en el plano que define el bandeo y el K3 se dispone próximo a su polo (Fig. 16A y B).

En las otras estaciones que presentan bandeo (CC17, CC18, CC23, CC24 y CC64) el conjunto de ejes K1 queda contenido o próximo al plano que define el bandeo a excepción de la estación CC17 que parece mostrar una fábrica inversa, aunque el escaso número de especímenes analizados (3) no permite definir su elipsoide magnético.

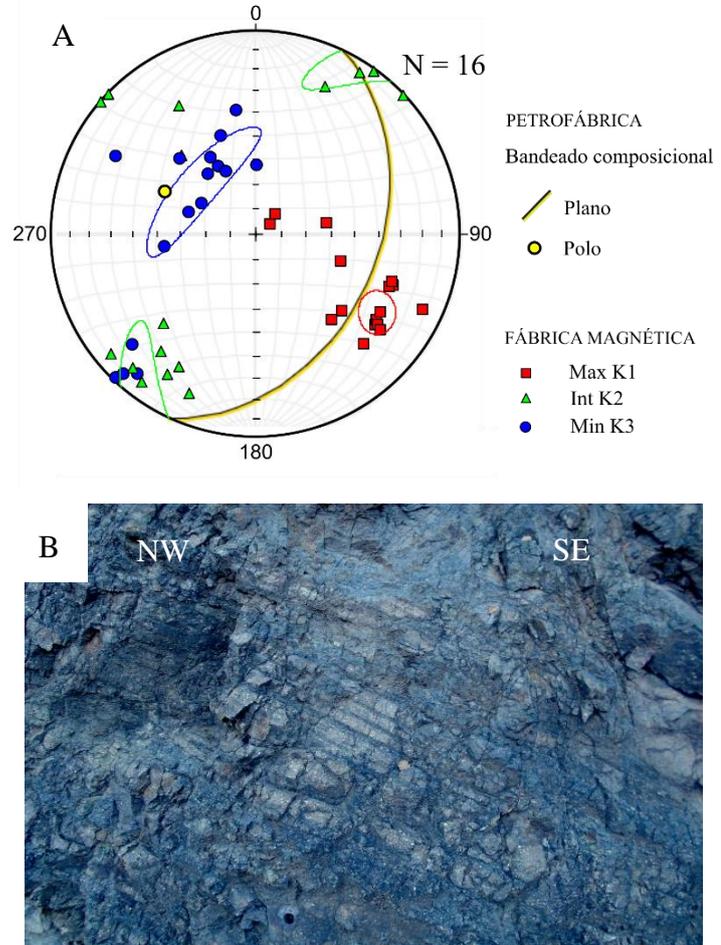


Figura 16: A) Representación de la fábrica magnética de los materiales (CC23) y el plano con el polo del bandeo composicional. Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior. B) Detalle del bandeo en la sección de Cerc.

7.1.2 Estudio macroscópico de la petrofábrica

Muestra CC05

A partir de las orientaciones preferentes de los granos minerales en las dos secciones perpendiculares estudiadas (secciones A y B) se ha obtenido el plano de la anisotropía. En relación a la fábrica magnética, se observa que el eje de K1 coincide con la orientación preferente observada en la sección A y que el K3 es perpendicular a los planos de foliación que son cortados por la sección. Además, el eje de K1 queda contenido en el plano de la foliación observado en la muestra y está próximo al plano de la S_0 (Fig. 17A).

Muestra CC34C

En esta muestra no se ha podido definir el plano de la anisotropía ya que tan sólo se ha observado una orientación preferente de los granos en la sección A. En relación a la fábrica magnética, se observa que el conjunto de ejes K1 tiene una dirección similar a la orientación preferente observada (Fig. 17B). Cabe destacar que en fábricas lineales la sección perpendicular a la lineación no presenta orientación preferente, mientras que en el resto de las secciones perpendiculares a ella dicha lineación queda bien definida.

Muestra CC44B

A partir de las orientaciones preferentes de los granos minerales en las dos secciones perpendiculares estudiadas (secciones A y B) se ha obtenido el plano de la foliación. En relación a la fábrica magnética, se observa que el eje de K1 no

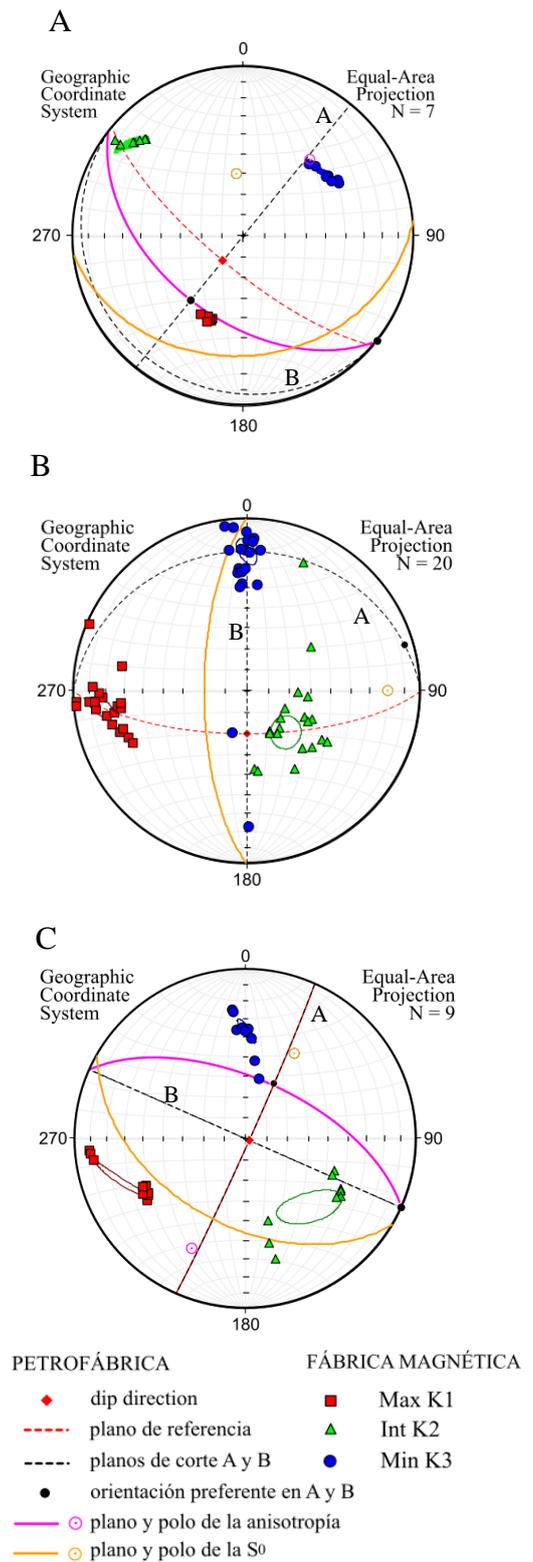


Figura 17: Comparación entre la petrofábrica y la fábrica magnética: A) muestra CC05, B) muestra CC34C y C) muestra CC44B.

guarda relación con el plano de la anisotropía y el K3 se dispone cerca de la lineación preferente (Fig. 17C).

En las muestras CC41, CC32 y CC67.5 no se ha observado ninguna orientación a escala macroscópica.

7.1.3 Estudio microscópico de la petrofábrica

Lámina CC05

Esta lámina se ha obtenido de la sección A y en ella se observa una orientación preferente de los cristales de plagioclasa que presentan en general hábito prismático o tabular y que se reconocen por las maclas polisintéticas y en algún caso el zonado composicional. Otros minerales reconocibles son el feldespato y los numerosos opacos distribuidos por la matriz (Fig. 18A). Esta orientación preferente de los cristales de plagioclasa es la que define la lineación mineral observada en muestra de mano (Fig.17A) y coincide con la orientación de K1.

Lámina CC34C

Esta lámina se ha obtenido de la sección A y en algunas zonas se observa una foliación definida por minerales máficos y también se distinguen opacos distribuidos por la matriz. Esta foliación (Fig. 18B) se dispone con una orientación aproximada a la orientación preferente de los granos observada en muestra de mano (Fig.17B).

Lámina CC44B

Esta lámina se ha obtenido de la sección A de la muestra (Fig. 17C) y se observa una orientación preferente de las plagioclasas reconocibles por las maclas polisintéticas y los feldespatos. Otros minerales presentes son máficos, filosilicatos y opacos inmersos en la matriz.

En las láminas CC41, CC32 y CC67.5 no se ha observado ninguna orientación preferente de sus componentes.

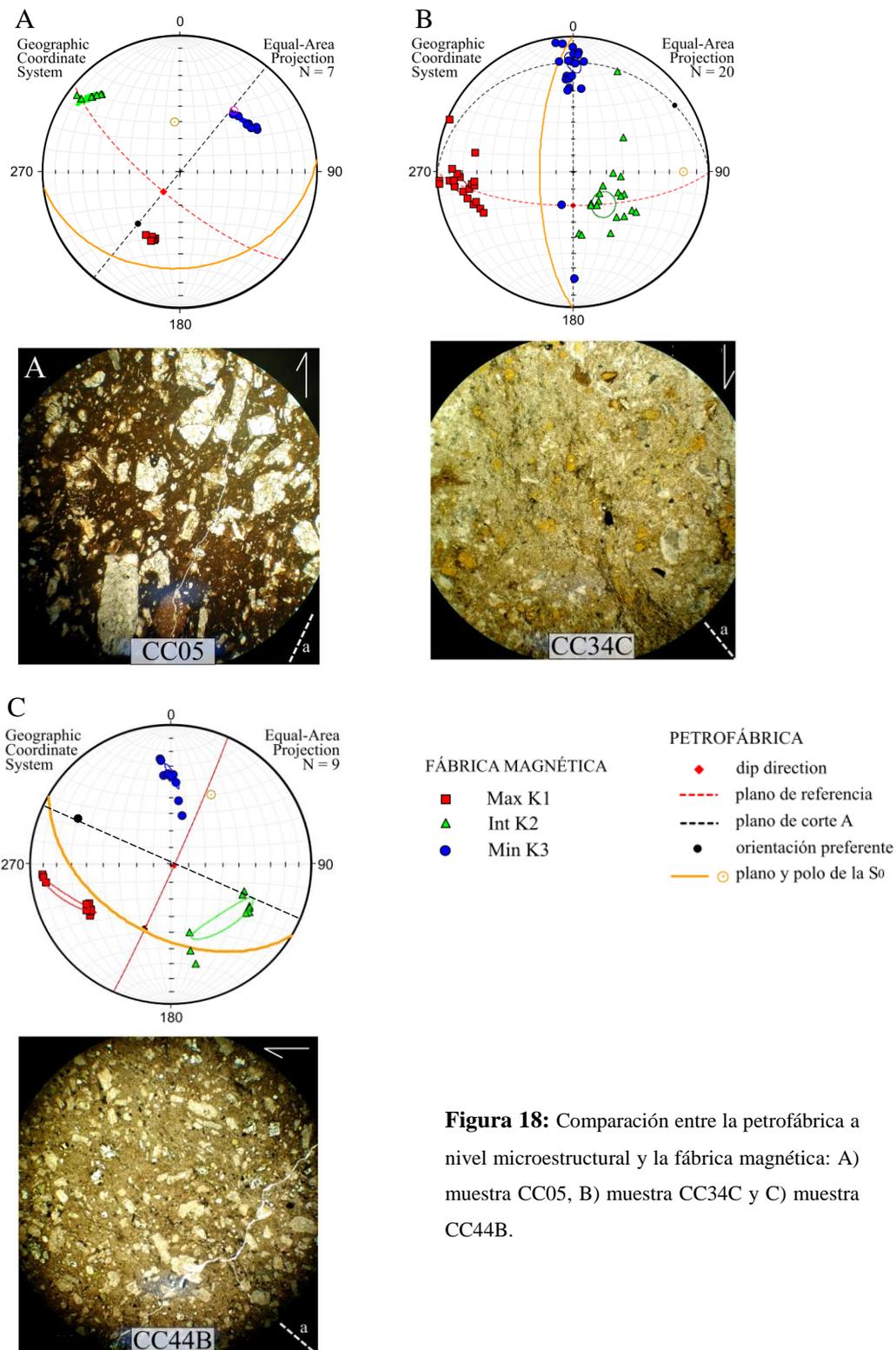


Figura 18: Comparación entre la petrofábrica a nivel microestructural y la fábrica magnética: A) muestra CC05, B) muestra CC34C y C) muestra CC44B.

Al igual que se refleja en trabajos anteriores (eg. Izquierdo-Llavall, 2013), existe una correspondencia bastante razonable entre la fábrica magnética y la orientación de los componentes de la roca, tanto a escala macro como microscópica, que, en este caso se puede relacionar con la dirección de flujo en los materiales volcánicos y volcanoclásticos.

7.2 Tipos de fábricas magnéticas y tipos litológicos

Se ha establecido una clasificación geométrica a partir del tipo de elipsoide magnético y de la relación que guardan sus ejes con la S_0 (Fig. 19) y ha permitido distinguir 9 tipos de fábricas magnéticas atendiendo a dos criterios: la relación de forma del elipsoide (número) y su orientación (letra):

- *Tipo 1A*: presenta un elipsoide prolato donde el conjunto de ejes K1 se dispone en la vertical (*in situ*, sin corrección tectónica).
- *Tipo 1B*: es el tipo de fábrica más abundante, presenta un elipsoide prolato donde el conjunto de ejes K1 está contenido en el plano de S_0 (o foliación primaria) y K3 en una ciclográfica perpendicular a K1 pero sin formar un cluster claro.
- *Tipo 1C*: presenta un elipsoide prolato donde los ejes K1 se disponen perpendiculares al plano de S_0 .
- *Tipo 2BI*: presenta un elipsoide oblato donde el conjunto de ejes K1 está contenido en el plano de S_0 y el conjunto de ejes K3 se agrupa entorno a su polo.
- *Tipo 2C*: tan sólo se presenta en una estación, el elipsoide oblato tiene el conjunto de ejes K1 perpendiculares a S_0 .
- *Tipo 3A*: presenta un elipsoide triaxial donde el conjunto de ejes K1 se dispone en la vertical.
- *Tipo 3BI*: es el segundo tipo de fábrica más abundante junto a *3BII*, presenta un elipsoide triaxial donde el conjunto de ejes K1 está contenido en el plano de S_0 y el conjunto de ejes K3 se agrupa entorno a su polo.
- *Tipo 3BII*: presenta un elipsoide triaxial donde el conjunto de ejes K1 está contenido en el plano de S_0 y el conjunto de ejes K3 se dispone oblicuo a su polo, es decir sin guardar la ortogonalidad con el plano de S_0 .
- *Tipo 3C*: presenta un elipsoide triaxial donde el conjunto de ejes K1 son perpendiculares a la S_0 .

En relación a los tipos litológicos reconocidos se observa una cierta relación con los tipos de fábrica magnética establecidos.

El material intrusivo presenta, salvo en la estación CC64, una fábrica prolata o triaxial donde el K1 se dispone en la vertical y queda contenido en el plano de S_0 en los casos donde se ha podido medir. Además, los ejes K2 y K3 se disponen horizontales a modo de guirnalda o bien agrupados perpendiculares a K1. Esta distribución responde bien al mecanismo de intrusión vertical del magma en diques que asciende y se emplaza por fisuras o fallas y se podría comparar con la tendencia observada por Knight y Walker (1988) donde los ejes de K1 se disponen paralelos a la dirección de flujo y contenidos en el plano del dique. En la estación CC62 que corresponde al tipo de brecha lávica también se ha reconocido una distribución de ejes similar (tipo 1A) pero difiere en cuanto a la elevada dispersión de los ejes.

Las ignimbritas de domos presentan en todos los casos una fábrica triaxial con ejes de K1 horizontales, contenidos en el plano de S_0 y con el K3 tanto perpendicular como oblicuo a éste. La disposición horizontal del K1 bien podría responder al

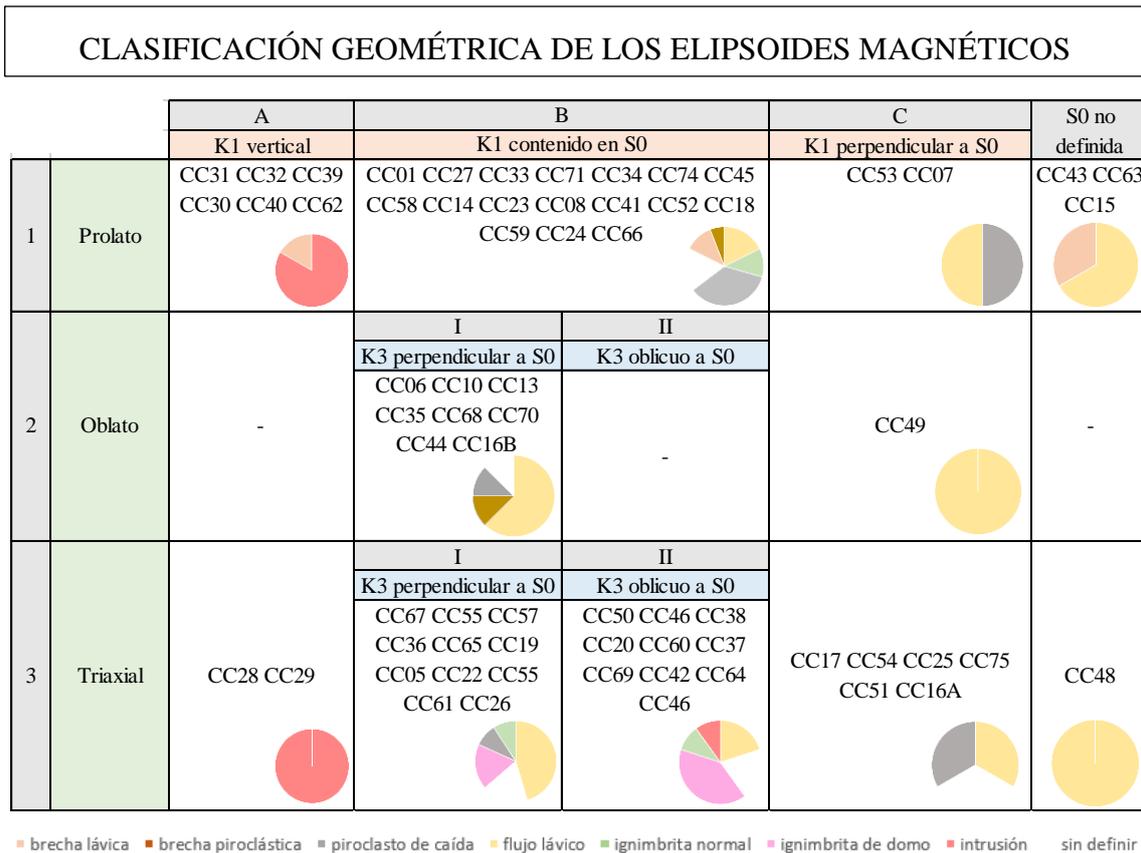


Figura 19: Clasificación geométrica de las fábricas magnéticas obtenidas en las estaciones. En la última columna, las estaciones en las cuales no se ha podido obtener el valor de S_0 . En los gráficos circular, proporción de cada uno de los tipos litológicos para cada tipo de fábrica magnética definida.

mecanismo de generación y depósito de estos materiales durante las explosiones laterales tras el colapso del domo generan un flujo horizontal.

El resto de tipos litológicos no presentan una fábrica magnética característica. Los flujos lávicos y los piroclastos de caída, que son los dos grupos más abundantes, muestran todos los tipos de fábrica magnética a excepción de la de K1 vertical. Esto probablemente es debido a los variados y complejos mecanismos de depósito que los caracterizan y los efectos a escala de grano mineral. Así, las fábricas magnéticas dispersas en los flujos de magma, es decir con orientación aleatoria de los ejes de susceptibilidad principales, son explicadas por una fábrica mineral dispersa como consecuencia de turbulencias producidas durante el flujo del magma (Cañón-Tapia, 2004). Otra fábrica magnética observada es la que presenta el conjunto de ejes Kmax perpendiculares al plano de S_0 y algunos autores (Cañón-Tapia, 2004) han atribuido la generación de una fábrica magnética con el Kmax normal a la dirección de flujo a los efectos de magnetita single domain.

Finalmente indicar que para el conjunto de ejes K1 se observan dos direcciones preferentes en estos materiales, la NW-SE y N-S en los flujos de lava y la NE-SW y E-W en los flujos piroclásticos.

7.3 Material intrusivo

Se han reconocido pitones de naturaleza dacítica intruidos en los materiales volcánicos de la Unidad Gris en la zona oriental de la sierra del Cadí y se señala la probable existencia de otro cuerpo intrusivo en los alrededores de Coll de Vanses por la presencia de buzamientos anómalos y de elevados espesores en coladas y otros productos volcánicos (Gisbert, 1981). En la sección de El Ges se ha reconocido material intrusivo (CC28, CC29, CC30, CC31, CC32, CC39, CC40). En algunas estaciones no se ha podido medir el valor de la S_0 . La fábrica magnética obtenida en estos materiales se caracteriza, en todos los casos, por presentar el conjunto de ejes K1 en la vertical y los K2 y K3 horizontales. En la sección de Coll de Vanses, la fábrica magnética para este tipo litológico (CC64) presenta una orientación de ejes ligeramente desviada respecto a la tendencia general (el K1 tiene una inclinación de 44°) y es la única reconocida en la sección, por ello se ha excluido en la restitución.

Si de forma tentativa se realiza una restitución de las fábricas magnéticas de material intrusivo con el valor medio de S_0 de toda la sección (141/74S, dip direction) (Fig. 20B) se puede observar un agrupamiento de los ejes de K1 alrededor de dos máximos, uno principal al SE y otro secundario al NW, ambos subhorizontales. En este caso, las fábricas magnéticas indicarían que el material intrusivo se emplazó de forma subhorizontal a modo de sills o de lacolitos en función de los volúmenes de material implicados y su geometría. Cabe señalar que estos dos máximos en el valor de K1 también se registran en las fábricas magnéticas de otros tipos litológicos (véase Anexo II) lo que parece indicar una tendencia general en los materiales de la zona. Otra posibilidad sería que la intrusión de los materiales se hubiese producido en la vertical en forma de diques y que las etapas de deformación posteriores no hubiesen afectado en gran medida la disposición vertical de estos materiales. Así, la fábrica magnética observada in situ se correspondería a la original, generada durante el depósito (Fig. 20A). Esta segunda posibilidad podría explicarse atendiendo a las reconstrucciones realizadas de la cuenca stephano-pérmica del Cadí por diversos autores donde la cuenca queda limitada en sus márgenes por fallas de strike-slip en dirección E-W que controlarían su geometría (Speksnijdeer 1985 y Gisbert 1981); o por fallas normales, heredadas de la geometría previa de la cuenca y a través de las cuales se producía la emisión del magma (Martí y

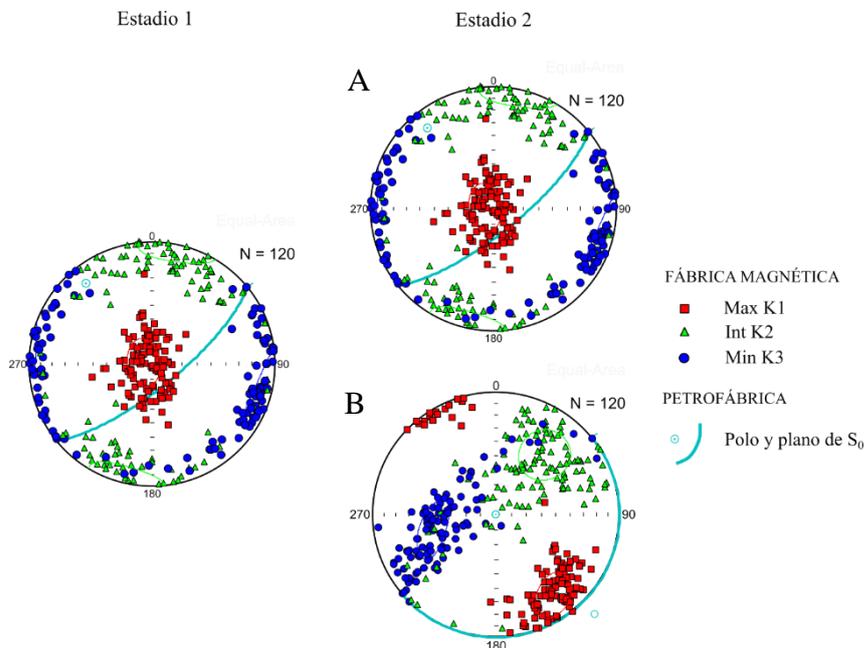


Figura 20: Fábrica magnética resultante para el conjunto de estaciones de material intrusivo (CC28, CC29, CC30, CC31, CC32, CC39 y CC40) se ha excluido CC64 por pertenecer a otra sección. A) Fábrica magnética in situ; B) Fábrica magnética restituida. Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior.

Mitjavila, 1987). En todos los casos, las fallas dispuestas en los márgenes habrían servido de vía de ascenso del magma favoreciendo la intrusión en diques. Cabe destacar que estos materiales están afectados por numerosas fallas subverticales que en caso de ser coetáneas al depósito de los materiales respaldarían esta segunda hipótesis.

7.4 Direcciones de flujo

Las secciones se han representado esquemáticamente en la vertical (véase Anexo V) con el propósito de reconocer, en caso de que exista, alguna dirección preferente del flujo (K1), destacando los flujos lávicos por ser los materiales que a priori se presentan como mejores indicadores. A pesar de que estudios previos de carácter regional (Gisbert, 1981) describen la existencia de paraconformidades, niveles particulares o paleosuelos que permiten una correlación, esta no se ha realizado pues tan sólo se han reconocido estos marcadores en alguna de las secciones y se requeriría de un estudio estratigráfico más detallado.

Al este de la zona de estudio, sección de Argestués, el flujo presenta una dirección de W-E hasta NW-SE. En la parte central se observan dos tendencias, una dirección principal N-S en la sección de Cerc aunque con variaciones a lo largo de la sección y una dirección de E-W a NW-SE: una dirección bien definida E-W en la sección de El Ges y una dirección NW-SE que progresivamente adquiere E-W en la sección de Coll de Vanses. Al oeste, sección de Ansovell, se observa un flujo inicialmente N-S que varía a E-W para adquirir gradualmente la dirección NW-SE. No se ha podido establecer un sentido para el flujo debido a la horizontalidad de su vector (conjunto de ejes K1). Es interesante remarcar que no hay apenas variación de orientación entre el vector in situ y el restituido, eso es debido a que durante la deformación pirenaica el basculamiento de los materiales se produjo teniendo una dirección de E-W a NW-SE como eje de rotación.

7.5 Análisis de direcciones paleomagnéticas

Se han reconocido 3 componentes paleomagnéticas (véase Anexo VI sus datos direccionales) en las 3 estaciones. Si se realiza la restitución de la componente A registrada en la muestra CC23 (Fig. 21A) de la sección de Cerc, se observa que presenta una dirección media 213°, una inclinación de 31° y polaridad normal. El vector no se dispone subhorizontal, que sería lo esperable en el periodo Pérmico donde la placa Ibérica se situaba en posiciones ecuatoriales. Además, toma una posición oblicua con respecto a la dirección N-S. Esta orientación anómala puede responder a la localización de la

muestra que se sitúa en una zona estructuralmente compleja donde se han reconocido variaciones bruscas en las direcciones de buzamiento de las capas y donde Gisbert (1981) reconoció la existencia de un sinclinorio. Así pues, parece probable que el valor de estratificación tomado en la restitución no sea el adecuado pudiéndose haber tomado erróneamente un valor de flanco opuesto o de zona de charnela (la inclinación esperable es de casi 0°). La intensa fracturación del material también puede haber generado rotaciones locales. En el caso de la componente B registrada en la muestra CC35 (Fig. 21B) de la sección de El Ges presenta una gran dispersión que no permite definir una dirección media y tampoco una polaridad clara. Finalmente, la componente C restituida registrada en la muestra CC61 (Fig. 21C) de la sección de Coll de Vanses presenta una orientación 147/-11. Los vectores se encuentran bien concentrados, presentan una polaridad única inversa con una disposición (tras la restitución) subhorizontal pero ligeramente oblicua a la dirección N-S. Esta componente parece indicar la existencia de una componente primaria inversa de edad pérmica en los materiales, adquirida durante su generación y depósito (durante el supercrón Kiaman). A pesar de ello, su posición oblicua con respecto a la dirección N-S apunta a que los materiales hayan sufrido una posible rotación (antihoraria) de eje vertical.

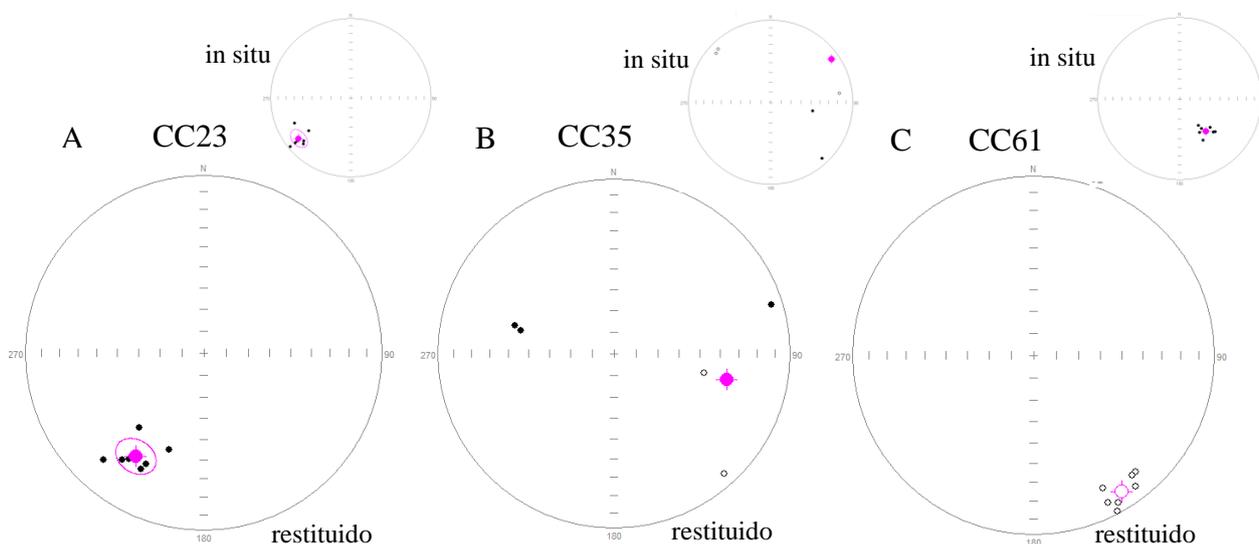


Figura 21: Proyecciones estereográficas, falsilla de Lambert, que muestran las direcciones características de las componentes A, B y C in situ y tras la restitución. Se ha representado el vector con la dirección media (color violeta) y los círculos de confianza del 95% para el valor medio. Los símbolos negros están trazados en el hemisferio inferior y los símbolos blancos en el hemisferio superior. Consultar Anexo VI para los datos direccionales de las componentes.

8. DISCUSIÓN

La aplicación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en los materiales volcánicos y volcanoclasticos de la cuenca estefano-pérmica del Cadí ha sido complementada con un reconocimiento de los materiales a escala meso y microestructural y un estudio paleomagnético. De este modo, se han obtenido resultados de distinta naturaleza que a continuación van a ser discutidos en conjunto e integrados en el marco del vulcanismo stephano-pérmico de los Pirineos.

En todo estudio de fábricas magnéticas cabe preguntarse en primer lugar qué relación guarda el conjunto de ejes K_{max} (K_1) con los elementos de la petrofábrica estudiada. Si se atiende a la bibliografía previa de estudios realizados en rocas ígneas (véase apartado 3.3 pág.11), se puede encontrar que las primeras interpretaciones sugieren que la lineación magnética (K_{max}) se dispone paralela a la dirección del flujo (Ellwood, 1978) y aunque parece presentarse como tendencia general, no es determinante, ya que también se reconocen imbricaciones de ejes, la existencia de fábricas inversas (Archanjo y Launeau, 2004) o variaciones por los efectos de borde. Es por ello que se ha efectuado un estudio petrográfico y un análisis de imagen que ha permitido reconocer en las muestras la existencia de lineaciones preferentes de elementos texturales. Así, se ha comparado la relación entre esta distribución de partículas con las fábricas magnéticas obtenidas, es decir, si las anisotropías reconocidas en muestras de mano y en microscopio guardan relación con la orientación del elipsoide magnético. Se ha comprobado que en algunas de las muestras estudiadas (CC05, CC34C) el K_{max} se dispone próximo a la dirección definida por la anisotropía aunque hay excepciones (CC44B) o muestras que teniendo una fábrica magnética bien definida no presentan una distribución preferente de partículas a escala microscópica (CC41, CC32 y CC67.5). Cabe destacar que a escala mesoestructural también se han encontrado ejemplos, como la similitud entre las paleocorrientes definidas a partir de los ejes de troncos inmersos en un lahar (Gisbert, 1983) y la orientación del K_{max} en estos mismos materiales (Fig.15) o que el K_{max} quedase contenido en el plano definido por el bandeo composicional en un flujo piroclástico (Fig.16). Encontrar esta relación entre la petrofábrica y el K_{max} del elipsoide de susceptibilidad permite establecer con cierta seguridad que para el caso estudiado el K_{max} se dispone paralelo a la dirección del flujo.

Otro aspecto importante es conocer la fuente de ASM en las rocas estudiadas, es decir, cuáles son los minerales que originan esta anisotropía en el valor de susceptibilidad

que se refleja en las fábricas magnéticas. El valor medio de susceptibilidad obtenido es de $682 \cdot 10^{-6}$ S.I y no se ha observado que este parámetro guarde relación con los tipos litológicos definidos (Fig. 8). Además, la mineralogía magnética obtenida a partir de las curvas termomagnéticas indica que los minerales que definen la anisotropía en la susceptibilidad puede ser una mezcla de fases donde domina la contribución paramagnética (plagioclasas y micas observadas en microscopio) y ferromagnéticas (magnetita determinada a partir de su T_c de 580°C).

Como parte del estudio de fábricas magnéticas también se ha examinado la orientación de los ejes de susceptibilidad a lo largo de las secciones estudiadas (véase Fig. 9 y Anexo II) para comprobar en primer lugar, si hay una relación con los tipos litológicos definidos o si espacialmente presentan un patrón que sería indicador de una dirección preferencial del flujo o de la deformación. Junto con la descripción detallada se han clasificado las fábricas magnéticas atendiendo a dos criterios: la relación de forma del elipsoide (expresado con un número) y su orientación (expresado con una letra) (Fig. 20). Se observa para el material intrusivo y para las ignimbritas de domo unos tipos de fábrica magnética característicos pero no se ha podido asignar una correspondencia clara para el resto de tipos litológicos debido a los complejos mecanismos que actúan durante el depósito de los materiales.

Algunas de las estaciones no presentaban tras la restitución el conjunto de ejes K_{min} próximos a la vertical (esperable en una fábrica primaria restituida) (18 estaciones con 197 datos respecto a las 37 estaciones con 466 datos que si presentan el K_{min} próximo a la vertical tras la restitución; no se contabilizan las 9 estaciones sin valor de S_0). Se ha observado que no presentan diferencias en los valores de los diagramas P_j - K_{mean} y T - P_j con respecto a las fábricas con K_{min} vertical (restituido) por lo que no parece poder relacionarse con diferencias en relación al mineral portador de la susceptibilidad y podría deberse a medidas de S_0 imprecisas dadas las características de los materiales, la fracturación, su complejidad y la calidad de los afloramientos.

Dentro del estudio de fábricas magnéticas, ha despertado interés las de tipo intrusivo por ser las que presentan el patrón más claro y una dirección del flujo vertical. Se han establecido dos hipótesis para explicar su origen; que la dirección del flujo fuese en dirección NE-SW (obtenida a partir de la restitución de las fábricas con el valor de S_0 medio de la sección) o que el material se emplazase mediante un flujo vertical y las deformaciones posteriores no hubiesen afectado en gran medida a esta disposición (es

decir, la existencia de una raíz importante habría favorecido su fracturación pero no rotaciones de eje horizontal). Con los datos disponibles ninguna de las dos parece más plausible que la otra ya que 1) a dirección de flujo NE-SW también se ha registrado en otras estaciones de muestreo y coincide con la paleocorriente definida por los ejes de troncos en la sección de Argestués pero 2) la geometría de la cuenca con fallas de strike-slip y normales subverticales sugiere un emplazamiento subvertical del magma. En todo caso, sería necesario realizar un estudio detallado de las fallas asociadas a las intrusiones y poder disponer de datos de edades de los materiales.

Como parte del estudio de las fábricas magnéticas determinar las direcciones de flujo principales ayuda a reconocer la geometría de la cuenca y la posición de los posibles focos de emisión de los materiales. Las direcciones de flujo principales (K1) indican dos direcciones preferentes la NW-SE y N-S en los flujos de lava y la NE-SW y E-W en los flujos piroclásticos. La gran variabilidad de direcciones y la posición subhorizontal de K1 (no hay imbricación de ejes clara) no ha permitido establecer un sentido para el flujo. Si se representan las direcciones de flujo (valor medio de K1 por estación) in situ en un diagrama de rosas (Fig. 22A), se observa una gran dispersión, una dirección principal E-W junto con otras secundarias N-S, NW-SE y NE-SW. Las direcciones de flujo parecen guardar una estrecha relación con las familias de fracturas presentes en la zona de estudio (Fig. 22B). Gisbert (1981) describe tres familias de fracturas de primer orden de plano subvertical con direcciones N90-85, N35 y N135-140 (de mayor a menor importancia) presentes en los materiales del stephano-pérmico y que se amortiguan en los niveles

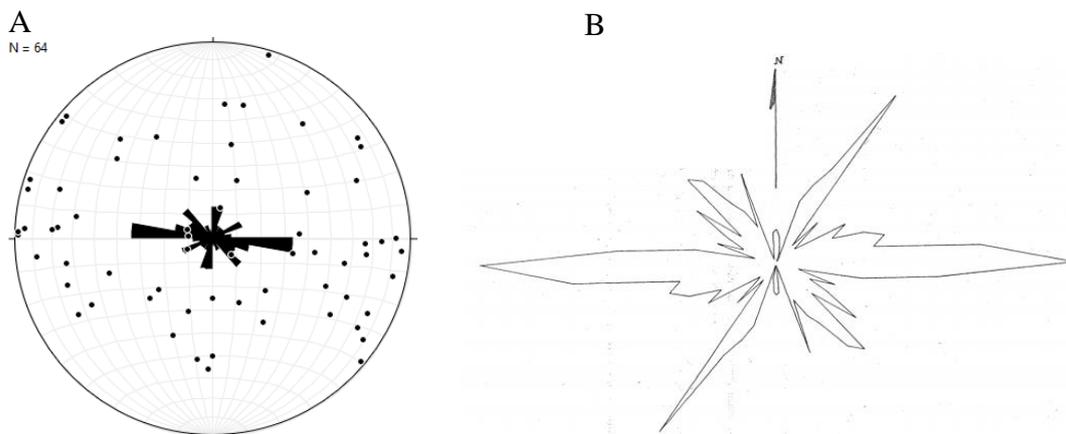


Figura 22: Diagramas en rosa de A) las direcciones de flujo, se han representado el valor medio de la lineación magnética (K1) de las estaciones (Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior); y B) de los sistemas de fracturas de la cuenca stephanopérmica del Cadí (Gisbert, 1981).

superiores y en el zócalo prehercínico. Estas fracturas, a pesar de haber sufrido reactivaciones alpinas, son tardivariscas pues controlan los cambios de espesor de los materiales del stephanopérmico. A partir de la cartografía puede verse que las fracturas N90-85 están generalmente desplazadas por las otras familias de fracturas y que presentan una importante verticalidad. Así, las direcciones de flujo observadas son coherentes con esta geometría de la cuenca stephanopérmica del Cadí, compartimentada por planos de falla subverticales por los cuales canalizaría el flujo de magma, predominantemente de las fracturas de dirección N35 y N135-140.

Otro aspecto a destacar es la escasa variación entre la orientación de la lineación magnética (K1) in situ y restituida. Esto es debido a que en general en la zona de estudio y a pesar del complejo patrón de algunas zonas, el basculamiento de los materiales se produce en dirección de E-W a NW-SE, la misma que presentan las lineaciones magnéticas.

Finalmente, el estudio paleomagnético, que se ha realizado para complementar este trabajo, ha permitido identificar los procesos de magnetización registrados en los materiales. En las muestras analizadas se han identificado tres componentes (Fig. 21), una componente primaria C (CC61) con polaridad inversa y que tras la restitución da un vector subhorizontal con una inclinación hacia el sur. Esta componente es coherente con una magnetización pérmica ya que durante ese periodo el vector del campo magnético terrestre se disponía subhorizontal (por hallarse próximos al ecuador) y estar en un cron de polaridad inversa. Por otra parte, la oblicuidad que presenta señala mayor complejidad en algunas zonas del patrón de deformación con posibles rotaciones de ejes verticales que pueden explicar parte de la dispersión direccional obtenida entre estaciones. Las otras dos componentes (A y B) (CC23 y CC35 respectivamente) pueden ser resultado de la complejidad estructural de la zona de estudio (sinclinorio de Cerc) que ha llevado a una toma errónea del valor de S_0 o que la actividad tectónica no se ha limitado a un basculamiento y presenta un patrón más complejo. La componente B por su dispersión no permite determinar ni dirección media y tampoco una polaridad.

A partir del estudio paleomagnético se ha podido determinar que la mineralogía ferromagnética portadora de la magnetización es principalmente hematites (alta coercitividad y 670°C , CC23 y CC35) y también se reconoce magnetita en todas las muestras (baja coercitividad y T_c de 580°C).

Como se ha apuntado en la introducción, se reconocen en otras áreas del Pirineo pero también de la Cordillera Ibérica y de la zona oriental del Sistema Central una actividad volcánica de edad stephano-pérmica. Como resultado de esta actividad se encuentran afloramientos de depósitos volcanoclásticos e intrusiones en varias cuencas intramontañas de la Cordillera Ibérica y de la zona oriental del Sistema Central (Lago et al. 2004) con características similares a las de las cuencas del Pirineo como la del Cadí.

Se reconocen sucesiones de flujos piroclásticos con niveles ignimbríticos esporádicos al NW de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector de Renzos) donde el control tectónico, una falla principal NW-SE a N-S, también es determinante en la generación de la cuenca y está en estrecha relación con los episodios magmáticos desarrollados en ella. Se identifican flujos de lava y materiales volcanoclásticos (Castro et al., 2002). En esta zona, además se observan cambios laterales de facies y una dirección preferencial de transporte del SW al NE (Lago et al., 2005). También cabe destacar que se registra actividad intrusiva junto con la extrusiva, por ejemplo, en la zona oriental del Sistema Central (sector de Atienza) se encuentran sills y gran variedad de depósitos piroclásticos generados en dos etapas sucesivas, hecho también registrado en la cuenca estudiada (Gisbert, 1981). En otras zonas de la Cordillera Ibérica también se registran dos tipos de actividad aunque se expone mayormente a modo de sills con algunos diques y es menos común la aparición de rocas volcánicas (Castro et al., 2002).

De cualquier modo, las características estratigráficas de los materiales de las cuencas centrales ibéricas son similares a las de los Pirineos, donde en ambos caso se observa una simultaneidad en el desarrollo de los procesos ígneos y sedimentarios con afloramientos de sedimentos volcánicos y volcanoclásticos interestratificados en materiales sedimentarios siliciclásticos de granulometría variable (Lago et al., 2005, Gisbert, 1981).

Finalmente, tras todo lo expuesto y con los resultados obtenidos, parece conveniente realizar un breve comentario sobre la aplicación de la ASM en este tipo de materiales. Para ello, se va a considerar un trabajo de similares características (Izquierdo-Llavall et al. 2013) realizado en otra de las cuencas stephano-pérmicas del Pirineo, la de Castejón-Las Paules (Zona de Nogueres, Zona Axial) sobre materiales volcánicos y volcanoclásticos.

Al igual que en estudios previos como el de Izquierdo-Llavall et al. (2013) en el presente estudio se han podido interpretar las fábricas magnéticas como adquiridas

durante el emplazamiento y el depósito de los flujos de lava y los materiales piroclásticos. En relación al elipsoide magnético se ha establecido con bastante fiabilidad una tendencia general de la disposición del K1 paralelo a la dirección del flujo o contenido en este plano, lo cual supone una aplicabilidad muy importante de la ASM en este tipo de materiales. Si bien, en el presente estudio se ha obtenido una importante dispersión en cuanto a las direcciones de flujo, destaca una principal E-W y otra secundaria NW-SE, en cambio para la de Castejón-Laspaúles una cuenca con una geometría similar, se han establecido direcciones dominantes N-S (in situ) (Izquierdo-Llavall et al., 2013) sin poderse determinar en ninguno de los casos el sentido del flujo. Además, en ambas cuencas la emisión del magma está en relación a los sistemas de fallas y fracturas que las limitan pareciendo más probable en la cuenca del Cadí que sean las familias de fracturas de dirección N35 y N135-140 y en la cuenca de Castejón-Laspaúles las de E-W las que controlarían las emisiones magmáticas.

9. CONCLUSIONES

En los materiales volcánicos y volcanoclásticos de la cuenca stephano-pérmica del Cadí se han reconocido 9 tipos de fábricas magnéticas atendiendo a la relación de forma del elipsoide y su orientación: 1A, 1B, 1C, 2BI, 2C, 3A, 3BI, 3BII y 3C, siendo las de tipo 1A características del material intrusivo y las de tipo 3BI y 3BII de la ignimbrita de domo.

La aplicación de la anisotropía de la susceptibilidad magnética en estos materiales ha resultado satisfactoria ya que la comparación entre las fábricas magnéticas y la petrofábrica de los materiales a escala de afloramiento, mesoestructural y microestructural ha permitido establecer una relación entre la fábrica magnética y la orientación de los componentes de la roca: la lineación magnética (K1) se dispone paralela o subparalela a la dirección del flujo de los materiales lávicos y volcanoclásticos.

La mineralogía magnética que da lugar a esta anisotropía en el valor de susceptibilidad son principalmente los minerales paramagnéticos como las plagioclasas y las micas y secundariamente la magnetita como ferromagnético y la portadora de la magnetización es la hematites.

Se puede atribuir a los materiales volcánicos y volcanoclásticos una magnetización primaria de edad pérmica y otras dos posibles magnetizaciones de edad incierta que habrá que explorar en futuros trabajos.

Por tanto, la cuenca del Cadí durante el stephano-pérmico era una cuenca limitada en sus márgenes por fallas normales o de strike-slip que presentaba una importante actividad volcánica en estrecha relación con los sistemas de fracturas (principalmente las de dirección N35 y N135-140). La dirección principal de flujo era en sentido E-W y otras secundarias N-S, NW-SE y NE-SW. Todo ello sugiere la existencia de focos de emisión en los márgenes de la zona estudiada y a favor de las fracturas mencionadas.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C. y Fisher, D. (2013): *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 p.
- Archanjo, C. J. y Launeau, P. (2004): Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. En: *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, Martín-Hernández, F., Lüneburg, C. M., Aubourg, C. y Jackson, M. (eds). *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 205-225.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004): La Cordillera Pirenaica: Definición, límites y división. En: *Geología de España*, Vera J.A. (ed), SGE-IGME, Madrid, p 233–241.
- Borradaile, G. J. (1988): *Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain*. *Tectonophysics*, 156, 1-20 p.
- Butler, R. F. (1992): Ferromagnetic minerals. En: *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*, Butler, R (ed). Blackwell Scientific Publications, 16-30 p.
- Cañón-Tapia, E. (2004): Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. En: *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, Martín-Hernández, F., Lüneburg, C. M., Aubourg, C. y Jackson, M. (eds). Geological Society, London, Special Publications, 238(1), 205-225 p.
- Capote, R., Muñoz, J. A., Simon, J. L., Liesa, C. L. y Arlegui, L. E (2002): Alpine Tectonics 1: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain*. Gibbons W y Moreno M.T. (eds), Geological Society of London, London, 367–400 p.
- Cardozo, N. y Allmendinger, R. W. (2013): *Spherical projections with OSXStereonet*. *Computers and Geosciences*, 51, 0, 193 – 205 p.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V. (1987): Volcanic successions: Ancient and modern. *Chapman and Hall, London*.
- Castro, A., Corretgé, L. G., De La Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F. J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. y López, S. (2002): *Palaeozoic magmatism. The Geology of Spain*. Geological Society, London, 117, 153 p.
- Chadima, M. y Hrouda, F., (2009): Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques* 27, 20-21.
- Chadima, M. y Hrouda, F. (2012): Cureval 8.0: Thermomagnetic curve browser for Windows. Agico, Inc.
- Chadima, M. y Jelínek, V. (2019): Anisoft5.1.03: Anisotropy data browser for Windows. Agico, Inc.
- Constable, C. y Tauxe, L. (1990): *The bootstrap for magnetic susceptibility tensors*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95, 8383–8395 p.
- Fisher, R. A. (1953): *Dispersion on a sphere*. Royal Society, London. Series A, 217, 295-305 p.
- Frolova, Y. V. (2008): *Specific features in the composition, structure, and properties of volcanoclastic rocks*. *Moscow University Geology Bulletin*, 63(1), 28-37.
- Gisbert, J. (1981): *Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lérida): diagénesis y sedimentología*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 314 p.

- Gisbert, J. (1983): El Pérmico de los Pirineos españoles. En: *Carbonífero y Pérmico de España*, Martínez-García, E (ed). Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 405–420 p.
- Gretter, N., Arche, A., Lloret, J., De la Horra, R., Ronchi, A., López-Gómez, J. y Barrenechea, J. (2019): The central area, Permian-Triassic Rifting Stage. En: Quesada, C. y Oliveira, T. (eds). *The geology of Iberia: A geodynamic approach*. Springer International Publishing.
- Hext, G. (1963): *The estimation of second-order tensors, with related tests and designs*. Biometrika, 50, 353–357 p.
- Hillhouse, J. W. y Wells, R. E. (1991): *Magnetic fabric, flow directions, and source area of the lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B7), 12443-12460 p.
- Hrouda, F. y Kahan, S. (1991): *The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High tatra Mountains, N. Slovakia*. Journal of Structural Geology, 13, 431-442 p.
- Hrouda, F., Jelínek, V. y Zapletal, K. (1997): *Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement*. Geophysical Journal International, 129 (3), 715-719 p.
- Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A., Oliva-Urcia, B., y Scholger, R. (2013): *Palaeomagnetism and magnetic fabrics of the Late Palaeozoic volcanism in the Castejón-Laspaules basin (Central Pyrenees). Implications for palaeoflow directions and basin configuration*. Geological Magazine, 151 (5), 777-797 p.
- Jackson, M. y Tauxe, L. (1991): *Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric*. Reviews of Geophysics, Supplement, 29, 371-376 p.
- Jelinek, V. (1977): *The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application*. Geofyzika Brno. 89 p.
- Jelinek, V. (1978): *Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens*. Stud. Geop. Geodetica. 22: 50-62 p.
- Jelinek, V. (1981): *Characterization of the magnetic fabric of rocks*. Tectonophysics, 79, 63–70 p.
- Khan, M. A. (1962): *The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks*. Journal of Geophysical Research, 67, 7, 2873-2885 p.
- Kirschvink, J. L. (1980): *The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 62, 699–718 p.
- Knight, M. D., y Walker, G. P. L. (1988): *Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies*. Journal of Geophysical Research, 93, 4301–4319 p.
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Gale, C. y Gil-Imaz, A. (2004): Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. En: *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*, Wilson, M., Neumann, E-R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. (eds.), Geological Society, London, Special Publications, vol. 223, 465 – 491 p.

- Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C. y Pocoví, A. (2005): *Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Palaeoenvironmental consequences*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229, 83-103 p.
- Lago, M., Galé, C., Ubide, T. y Gretter, N. (2019): Permian-Triassic Magmatism in the Pyrenean Basin, Permian-Triassic Rifting Stage. En: *The geology of Iberia: A geodynamic approach*. Quesada, C. y Oliveira, T. (eds). Springer International Publishing.
- Launeau, P. y Robin, P-Y. (1996): *Fabric analysis using the intercept method*. *Tectonophysics*, 267, 91-119 p.
- López-Gómez, J. (2019): Introduction, Permian-Triassic Rifting Stage. En: *The geology of Iberia: A geodynamic approach*. Quesada, C., y Oliveira, T. (eds). Springer International Publishing.
- Lowrie, W. (1990): *Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties*. *Geophysical Research Letters*, 17, 159–162p.
- Martí, J. y Gisbert, P. (1983): *Secuencias ignimbríticas y lahares calientes en el estefano-autuniense del Pirineo Catalán*. Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. 10. Resúmenes.
- Martí, J. y Mitjavila, J. (1987): *Calderas volcánicas pasivas: un ejemplo en el Estefaniense del Pirineo Catalán*. *Geogaceta* 2, 19–22 p.
- Mattauer, M. (1968): Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique*, 2è sér., 10, 1: 3-12 p.
- Nye, J. F. (1957): *The Physical Properties of Crystals: Their Representation by Tensors and Matrices*. Clarendon Press, Oxford. 333 p.
- Parés, J. M. (2015): *Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks*. *Frontiers in Earth Science*, 3, 4 p.
- Reading, H. G. (ed.), (2009): *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. John Wiley & Sons, 688 p.
- Schneider, C.A., Rasband, W.S. y Eliceiri, K.W. (2012): *NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis*. *Nature Methods* 9, 671-675 p.
- Spark, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L. (1973): *Products of ignimbrite eruptions*. *Geology*, 1, 115-118 p.
- Speksnijder, A. (1985): *Anatomy of a strike-slip fault controlled sedimentary basin, Permian of southern Pyrenees, Spain*. *Sedimentary Geology*, 44, 179–223 p.
- Stacey, F. D. (1960). *Magnetic anisotropy of igneous rocks*. *Journal of Geophysical Research*, 65, 8, 2429-2442 p.
- Tarling, D., y Hrouda, F. (eds). (1993): *Magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 214 p.
- Tauxe, L. (2008): *Essentials of paleomagnetism*. Univ of California Press, 496 p.
- Wolff, J. A., Elwood, B. B. y Sachs, S. D. (1989). *Anisotropy of magnetic susceptibility in welded tuffs: application to a welded-tuff dyke in the Tertiary Trans-Pecos Texas volcanic province, USA*. *Bulletin of Volcanology*, 51, 299-310 p.