

TESIS DE LA UNIVERSIDAD
DE ZARAGOZA

2020

123

Marcos Marcén Albero

Fábricas Magnéticas aplicadas al estudio de Zonas de Falla: Ejemplos de la Península Ibérica

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
Casas Sáinz, Antonio María
Román Berdiel, María Teresa

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>

ISSN 2254-7606



Prensas de la Universidad
Universidad Zaragoza



Reconocimiento – NoComercial – SinObraDerivada (by-nc-nd): No se permite un uso comercial de la obra original ni la generación de obras derivadas.

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

**FÁBRICAS MAGNÉTICAS APLICADAS AL ESTUDIO
DE ZONAS DE FALLA: EJEMPLOS DE LA
PENÍNSULA IBÉRICA**

Autor

Marcos Marcén Albero

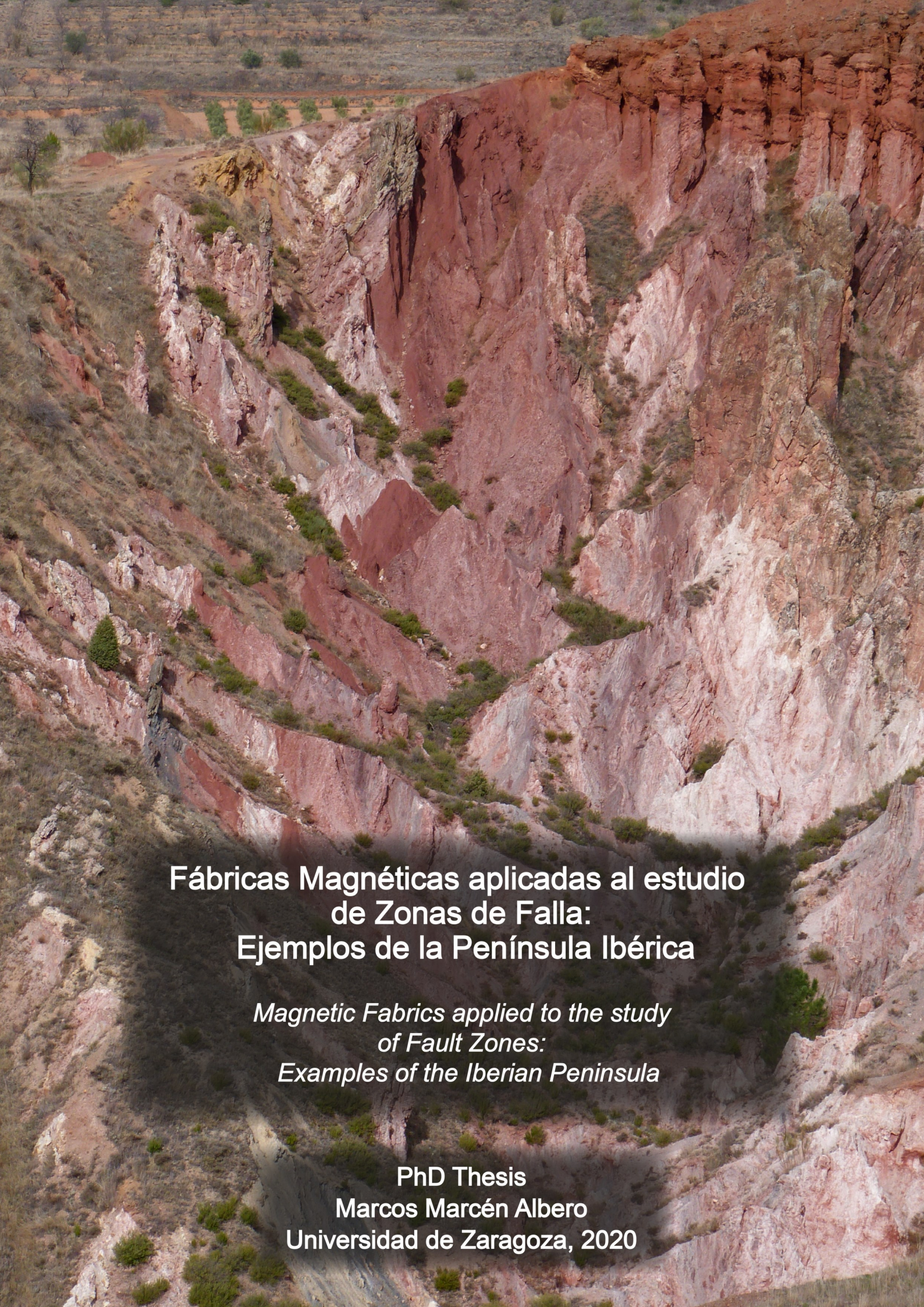
Director/es

Casas Sáinz, Antonio María
Román Berdiel, María Teresa

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2020



**Fábricas Magnéticas aplicadas al estudio
de Zonas de Falla:
Ejemplos de la Península Ibérica**

*Magnetic Fabrics applied to the study
of Fault Zones:
Examples of the Iberian Peninsula*

**PhD Thesis
Marcos Marcén Albero
Universidad de Zaragoza, 2020**

Fábricas Magnéticas aplicadas al estudio de Zonas de Falla: Ejemplos de la Península Ibérica

Magnetic Fabrics applied to the study of Fault Zones: Examples of the Iberian Peninsula

Memoria presentada para la obtención del título de Doctor en Geología
a través de la modalidad de Compendio de Publicaciones

- Marcén, M., Román-Berdiel, T. y Mariani, E., 2016. Microstructural analysis of the strain record in the Gavarnie Thrust (Axial Zone, Pyrenees). *Geogaceta*, 2016, nº 61, 99-102.
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Aldega, L., 2018. Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 117, 105–123. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2018.09.008>
- Aldega, L., Viola, G., Casas-Sainz, A., Marcén, M., Román-Berdiel, T., & van der Lelij, R., 2019. Unraveling multiple thermotectonic events accommodated by cristal-scale faults in northern Iberia, Spain: Insights from K-Ar dating of clay gouges. *Tectonics*, 38. <https://doi.org/10.1029/2019TC005585>
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Griera, A., Santanach, P., Pocoví, A., Gil-Imaz, A., Aldega, L., Izquierdo-Llavall, E., 2018. Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès-Penedès Fault revisited. *J. Geodyn.* 121, 96–114. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.003>
- Marcén, M. y Román Berdiel, T., 2015. Geometry and kinematics of The Río Grío fault zone: Evidence of Alpine transpression in the Iberian Chain. *Geogaceta*, 2015, nº 58, 79-82.
- Marcén, M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Soto, R., Oliva-Urcia, B., Castro, J., 2019. Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS). *Tectonophysics*, 765, 64-82. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.014>

Este trabajo se ha realizado en la Universidad de Zaragoza, dentro del Área de Geodinámica Interna del Departamento de Ciencias de la Tierra. Ha sido financiado con la ayuda BES-2014-070167 para Formación de Personal Investigador, enmarcada en el proyecto CGL2013-42670-P del Ministerio de Economía y Competitividad de España. Las medidas de anisotropía de la susceptibilidad magnética (RT-AMS y LT-AMS) fueron realizadas en el laboratorio de fábricas magnéticas de la Universidad de Zaragoza (España). Las medidas de anisotropía de la remanencia magnética (AARM y AIRM) y diversas técnicas de magnetismo de rocas fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (España). La preparación de láminas delgadas a partir de rocas de falla se realizaron en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (Servicio General de apoyo a la Investigación-SAI, Universidad de Zaragoza). El estudio a microscopio electrónico (SEM) de la roca de falla se realizó en la Universidad de Liverpool. Análisis de difracción de rayos-X de muestra total y fracción arcillosa se realizaron en las universidades de Roma Tre y la Sapienza (Roma). Finalmente, la datación de minerales neoformados se realizó en el Geological Survey of Norway.

Agradecimientos

A mis dos directores de tesis, Antonio Casas y Teresa Román. Primero, por darme la oportunidad de realizar en vuestra compañía esta tesis doctoral, lo que para mí ha supuesto un desarrollo personal importantísimo, mucho más allá de los conocimientos que haya podido adquirir. Y segundo, por la dirección realizada durante estos seis últimos años. Si algo destaco de vuestra dirección es la libertad que me habéis permitido en todo momento, desde el comienzo hasta el final, de considerar mi propio camino, aunque eso supusiera hacer caso omiso a vuestros acertados consejos. ¡Ainsss, qué paciencia la vuestra! A ti Teresa agradeceré sobre todo tu carácter atento en los buenos y en malos momentos (que de todo ha habido) y por supuesto la gestión de estos años: de la organización del trabajo, de las prioridades de cada momento (deja ya de medir, canso!) y hasta con la burocracia y los *deadlines*, con los que siempre tuve y está claro que tendré, una relación complicada. Antonio, a ti te debo el día en que me sacaste de mi obsesión pirenaica, de aquel día por el Grío junto a Andrés Pocoví en el que me pusisteis el reto de estudiar la trituradora de rocas que aflora allá por Tobed. Y después por las jornadas de campo ibéricas, pirenaicas, catalanas, andaluzas y hasta marroquíes, por las charradas de política, geopolítica, ciencia y hasta de agricultores (compañero, aguante la PAC!!), por incitarme a Biscarrués y hasta por empujarme a platos improvisados de rodaje.

También debo agradecer a todo el grupo de Geotransfer que ha estado detrás del proyecto de investigación. A Belén y Ruth, que aún granizadas, seguían al pie del cañón, más bien de la trinchera. Pero no sólo por eso, también por las discusiones científicas tanto charradas como escritas. A Cristina, por atreverse a desmagnetizar muestras que no eran tuyas, siendo además *porquerías de falla*. También a los andreses: a Andrés Gil por enseñarme ese noble arte de perforar ampelitas pulcramente y a Andrés Pocoví por ser un libro abierto (no solo de geología) y por su compañía y asistencia en el campo catalán, accidente incluido (qué traicioneros aquellos *rods*, Pocoví!). En general, a todos los que en un momento u otro acompañaron en labores de campo: Luca, Esther, Calvín, Santolaria, Bennacer y hasta las mulas de Trekking Mule (espero no olvidarme de alguien, máxime después de acordarme de las mulas).

No me quiero olvidar de los equipos receptores de las diversas estancias que he realizado. Agradecimientos en concreto para Betty Mariani (U. Liverpool), Patrizia Macri y Fabio Speranza (INGV, Roma). Pero especialmente quiero agradecerle a Luca Aldega (Sapienza Università, Roma), por todas las facilidades, aprendizajes y pizzas que me dio durante aquellos 3 meses. No me olvido tampoco de toda la gente del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos que me ha acogido durante las sucesivas estancias que he realizado (Elisa, Sara, Ángela...gracias por las birras, alojamiento y rodaje!). En especial, agradecer la labor de Juanjo Villalaín y Pablo Calvín, por su apoyo en las infructuosas desmagnetizaciones, pero sobre todo por su empeño en adaptar protocolos (*holder* parte-muestras incluido) para la determinación de sub-fábricas. Gracias Pablo por tanta compañía y discusión, buena parte de este trabajo es también tuyo! Debo visitas varias a Burgos, esta vez sin laboratorio de por medio.

No obstante, el camino hasta este punto no se habría andado sin la labor docente de tantas y tantos profesores, especialmente las y los que me lo han enseñado todo de geología ¡muchas gracias a todas y todos! Debo dedicarles palabras a dos personas especiales en mi formación académica (y no tan académica). La primera es Lucía Megino, profesora del I.E.S. Miguel Catalán y gracias a la cual acabé estudiando en la Universidad. Gente voluntariosa, como tú, dignificáis por completo la profesión (ahora lo entiendo...). Y la segunda es Carlos Sancho, paisano, gran profesor y mejor compañero. Sin tus ánimos y consejos no me habría embarcado en esto de hacer una tesis doctoral. Se echa en falta tu carcajada por el pasillo. Gracias a ambos por vuestro apoyo, siempre agradecido.

Y ya para terminar, quiero recordar a toda la gente de dentro y de fuera de la Universidad que me ha acompañado todo este tiempo. A las y los que aún están por los pasillos (Alba y Óscar, compañeros del 20, que os abandono!, Javi estrati, Cristina estrati y Alicia petro) y a las y los que ya no están, pero esperemos que les dejen volver (el Santo y Lasanta, Roi, Lope... y resto de geólogos, gracias por las birras deportivas!). De la universidad me estoy dejando para el final (que no olvidando) al par de muchachas que me acompañan desde que entramos en geo. Cuánto camino de la mano Leticia! y cuánto camino empiezas Alicia! Mucha suerte para ambas dos! Y por supuesto a mi familia. A mis padres, apoyo fundamental y paciente durante estos años, y en especial estos últimos meses. Gracias por la re-acogida, que no son edades (las vuestras!) para vivir con los parientes. A la Chus, tercio de tía, tercio de madre y tercio de amiga, menuda estás hecha.

Y tampoco me voy a dejar a todos esos mamoncetes que tengo por amigas y amigos, que han sabido estar siempre ahí, aunque a veces me enrede en marañas invisibles y no se les vea! En las montañas y en los bares!

¡Muchas gracias a todos y todas!

Sueñan las pulgas con comprarse un perro
y sueñan los nadies con salir de pobres,
que algún mágico día llueva la buena suerte,
que llueva a cántaros la buena suerte;
pero la buena suerte no llueve ayer,
ni hoy, ni mañana, ni nunca,
ni en llovizna cae del cielo la buena suerte.

Los nadies: los hijos de nadie, los dueños de nada.
Los nadies: los ningunos, los ninguneros,
corriendo la liebre, muriendo la vida,
jodidos los nadies, jodidos:
Que no son, aunque sean.
Que no hablan idiomas, sino dialectos.
Que no practican religiones, sino supersticiones.
Que no hacen arte, sino artesanía.
Que no aplican cultura, sino folklore.
Que no son seres humanos, sino recursos humanos.

Los nadies: los hijos de nadie, los dueños de nada.
Que no tienen cara, sino brazos.
Que no tienen nombre, sino número.
Que no figuran en la historia universal,
sino en la crónica roja de la prensa local.

Los nadies: los hijos de nadie, los dueños de nada.
Los nadies: los nada,
los nadies, que cuestan menos que la bala que los mata.

Los Nadie

Eduardo Galeano

A todxs lxs que luchan

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Abstract	1
Resumen	5
1. Introducción	9
1.1 Planteamiento general	11
1.2 Historia de las fábricas magnéticas	15
1.3 Fábricas magnéticas en rocas de falla	17
1.4 Objetivos	18
2. Marco estructural: Las zonas de falla	27
2.1 Arquitectura de la zona deformada	30
2.2 Formación y evolución de las zonas de falla	32
2.3 Tipo de movimiento, evolución y estructura	35
2.4 Mecanismos de deformación y rocas de falla	46
2.5 Cataclasis: Estructuras de deformación y petrofábricas	50
2.6 Contextualización de los casos de estudio	52
3. Metodología	73
3.1 Análisis estructural	75
3.2 Técnicas de muestreo	78
3.3 Fábricas magnéticas	80
3.4 Magnetismo de rocas	86
4. Antecedentes	95
4.1 Fábricas magnéticas y deformación	97
4.2 Fábricas magnéticas en rocas de falla	98
5. Estudio de cabalgamientos: Cabalgamiento de Gavarnie	105
5.1 Registro de la deformación a escala microestructural en el cabalgamiento de Gavarnie (Zona Axial Pirenaica) / <i>Microstructural analysis of the strain record in the Gavarnie Thrust (Axial Zone, Pyrenees)</i>	109
5.2 Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees.	113

6. Estudio de fallas transpresivas	133
6.1 Unraveling Multiple Thermotectonic Events Accommodated by Crustal-Scale Faults in Northern Iberia, Spain: Insights From K-Ar Dating of Clay Gouges.	137
6.2 Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès-Penedès Fault revisited.	161
6.3 Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica / <i>Geometry and kinematics of the Río Grío fault zone: Evidence of Alpine transpression in the Iberian Chain.</i>	181
7. Estudio de fallas neotectónicas	185
7.1 Unravelling heterogeneous magnetic mineralogies in the clay gouge of the Alhama de Murcia active fault: insight from magnetic fabrics and rock magnetism.	189
7.2 Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS).	213
8. Discusión	233
8.1 Fábricas magnéticas y petrofábrica.	235
8.2 Factores que influyen en la orientación del elipsoide magnético.	242
8.3 Conclusiones finales a la discusión.	260
9. Conclusiones.	265

Abstract

This thesis is a contribution to the structural study of fault zones and fault rocks in a brittle deformational context. We present the results obtained in five fault zones which cover altogether a wide range of deformational and kinematic contexts: from mylonitic rocks developed close to the brittle-plastic transition to cataclastic fault rocks, including thrusts, transcurrent faults and normal faults. Furthermore, the five case studies are located in different areas of the Iberian Plate, thus adding a regional component: the Gavarnie thrust in the Pyrenees, the Vallès-Penedès fault in the Catalanian Coastal Range, the Rio Grío fault in the Iberian Chain and the Alhama de Murcia and Baza faults in the Betic Cordillera.

To study these fault zones, we propose a combination of classical structural analysis, K-Ar absolute dating of fault rocks and magnetic fabrics determinations, which include the study of the anisotropy of magnetic susceptibility at low field and at room (RT-AMS) and low (LT-AMS) temperatures and the anisotropy of magnetic remanence (AARM, AIRM). The study of fault rocks through magnetic fabrics is based on the capacity of the technique to average the orientation of textural elements of the rocks. This is especially useful when petrofabrics are not well defined or when they are composed by differently oriented grain populations, two characteristics that are very often found in fault rocks. The application of magnetic fabrics in this context has been developed in the past decades, but rather focused on plastic deformational contexts (i.e. mylonites), being a minority the studies about cataclastic rocks. This argumentation lead us to the second contribution of this work: to decipher the frontiers of magnetic methods in their application to the study of brittle fault rocks. Specifically, we analyse which are the factors that control the orientation of the magnetic fabrics and the magnitude of the scalar parameters (P_J, T, etc) in brittle fault rocks.

The combination of structural and magnetic fabrics methods performed in the Gavarnie thrust indicate a top-to-the-South (N190E) transport direction for one of the main crustal-scale thrusts that configure the Axial Zone of the Pyrenees and that control the tectonic evolution of the Mesozoic cover in the Southern Pyrenees. The studied outcrop, localted in the Barrosa Valley, shows a simple fault zone architecture with a heterogeneous strain distribution. Strain is strongly localized around the lower part of the fault zone, in contact with the lower thrust plane, reducing its intensity towards the upper zones. Consequently, SC structures are differently developed across the fault zone and are also conditioned by changes into deformation styles and by the different rheological behaviour of the rocks involved into deformation (brittle deformation in phyllites vs plastic deformation in carbonates). As a result, magnetic fabrics evolve from the base to the roof of the fault zone, with magnetic lineations parallel to transport direction in high-strained zones (by strain localization or by plastic behaviour) and magnetic lineations parallel to intersection lineations between structural planes in low-strained zones. Moreover, we analyse the influence of inherited variscan petrofabrics in the orientation of the magnetic ellipsoids and in the magnitude of the scalar parameters of the fault rocks.

The Vallès-Penedès and Rio Grío faults are long-lived structures with a common tectonic evolution, in spite of their location in different chains of the Iberian Plate. K-Ar absolute dating suggests five thermal events of clay mineral neoformation within the fault zone, which could be related to different activity periods of the faults. The formation of both faults goes back to the Late-Variscan fracturing of the Variscan Chain (~300 M.a.). They strike NE–SW and NNW–SSE (respectively), show steep dips, magmatic emplacements and Permian-Triassic mineralizations. Both faults show similar tectonic evolution through the extensional and

compressional stages during Alpine cycle. The absolute dating, beyond their late-variscan origin, suggests fault activities during the stages of i) Atlatic rift opening (~190 M.a.), ii) basin development in Late Jurassic – Early Cretaceous period (~160 M.a.), iii) Iberian Plate rotation (~80 M.a.) and finally iv) their positive inversion during Alpine compression (~40 M.a.). Other common characteristic to both faults is the obliteration of previous deformational events by the late positive inversion, hence the signification of absolute dating of fault rocks.

The Vallès-Penedès is one of the main faults that control the tectonic evolution and geometry of the Catalan Coastal Ranges, being a NE–SW to E–W, strongly segmented fault system. The results obtained in this work indicate the development of E–W striking, vertical foliations accompanied by NE–SW and NW–SE shear bands, which together define predominant sinistral and secondary dextral SC structures. Top-to-the-N reverse shear bands combined with the strike-slip shears suggest a transpressive kinematics during the Alpine compression. Moreover, the negative inversion of the structure during the Neogene controls the subsidence in the Vallès-Penedès basin, overprinting strongly localized, normal shear bands to the fault rock petrofabric. In this context of complex petrofabric, the magnetic fabric study corroborates the usefulness of the method to promediate petrofabrics, since magnetic foliation mimics the irregular orientation of foliation planes at site and sample scale. However, a variable magnetic lineation distributed in two maxima is recorded in the fault rock. The first maximum has an overall horizontal plunge, parallel to the transport direction of the strike-slip shears (and parallel to the intersection lineation of reverse shears). The second one is parallel to the dip direction of the foliation planes and parallel to the reverse transport direction (also to the intersection lineation of strike-slip shears). This ambivalences are difficult to resolve, making it necessary a detailed microstructural study of the fault rock to determine the origin of the magnetic lineation. The structure and architecture of the fault zone are consistent with a Paleogene transpression occurred through strain partitioning between the main thrust separating the Catalan Coastal Range from the Ebro basin (reverse slip) on one side and the Vallès-Penedès fault zone (sinistral strike-slip) on the other.

The Rio Grio fault controls the orientation of the Northern border of the Aragonian Branch (Iberian Chain). The Rio Grio fault is an high-angle, NNW–SSE striking fault reactivated during Cenozoic compression as a dominantly dextral and reverse structure, based on the tectonic, structural and kinematic study presented in this work. Four outcrops along the northern sector of the structure were studied, with special emphasis in the southernmost, Los Abuelos outcrop, where a spectacular fault zone exposure can be observed. Along its cartographic trace, the architecture of the deformed zone varies depending on the rheology of the involved rocks. In the southern sector (i.e. Los Abuelos outcrop), the fault zone is developed in Paleozoic basement rocks with an architecture similar to an asymmetric flower structure, with strain and displacement localization along a 50 m wide fault core in a 200-300 m wide fault zone. The localization is favoured by the presence of ductile, clayey Triassic slivers within the fault core. The different reology of Paleozoic and Triassic rocks results into variable petrofabric development and deformational styles (fault gouge in Triassic rocks vs fault breccias in Paleozoic rocks). Towards the northern outcrops, the outcropping fault zone is developed exclusively in the Mesozoic rocks and the presence of evaporitic Triassic layers favoured the formation of a 2000 m wide fault zone, with deformation distributed around well-developed fault cores. Magnetic foliation mimics the weak foliation developed in the fault gouge, whereas magnetic lineation shows a strong variability in its orientation conditioned by: i) the transpressive movement

partitioned into pure strike-slip and reverse shears in the fault zone and ii) the coexistence of magnetic lineations parallel to transport direction and parallel to the intersection lineation for both partitioned kinematics.

The Alhama de Murcia and Baza faults are neotectonic structures located in the Betic Cordillera with activity since Miocene and Pliocene epochs, respectively. However, the movement of the faults are related to different tectonic process acting contemporarily in the Betic Cordillera. The convergence between European and African plates reactivates and neofoms high-angle, NE–SW and NNE–SSW striking faults with sinistral and reverse displacements, configuring the Eastern Betic Shear System. The Alhama de Murcia fault is one of the transcurrent faults belonging to this system, showing a total length around 100 km. The convergence between plates co-habited (and co-habits) with a ENE–WSW orogen-parallel extension, that resulted into the development of intramontane basins limited by N–S normal faults. One of the most prominent normal fault zone is the Baza fault, which controls the subsidende of the homonymous sub-basin, located in the Guadix-Baza basin. Other characteristic common to both faults is their seismogenic behaviour, being the responsible of historical and recent seismic events, as the 1531 Baza earthquake (Ms 6.0; VIII-IX) or 2011 Lorca earthquake (Mw 5.2; VIII).

The magnetic study presented in this work is focused on deciphering the complex magnetic mineralogy, its sources, and the different magnetic fabrics present in the well exposed fault core of La Torrecilla outcrop. The study includes micro-structural observations, rock magnetism techniques and measurements of the RT-AMS, LT-AMS, AARM and AIRM. Two different magnetic fabrics are observed in the fault gouge: i) a paramagnetic fabric carried by Fe-rich carbonates (ankerite), with k_{\max} perpendicular to foliation planes (i.e. inverse fabric) that appears dominantly in the central zone of the fault core and ii) a ferromagnetic *s.l.* fabric dominant in the external areas of the fault core, with k_{\min} perpendicular to foliation planes and k_{\max} parallel to transport direction. The presence of ankerite in the fault gouge is interpreted as a consequence of two processes: by mechanical incorporation from host rocks and by extensive chemical precipitation from hydrothermal fluid flows. In spite of the inverse fabric, the orientation of the magnetic fabric is clearly related to the kinematics of the SC structures, and hence we interpret a syn-kinematic origin of ankerite-rich cement. Moreover, an extensive alteration of ankerite and iron sulphides (mainly pyrites) to goethite and hematite is observed in the external zones of the fault core. This alteration is compatible with a post-kynematic, sub-aerial weathering of fault rocks. We interpret that the alteration of ankerite to ferromagnetic *s.l.* minerals entails a decrease in the paramagnetic behaviour of the external zones, leading to the dominance of the shear-related ferromagnetic *s.l.* behaviour.

Five outcrops along-strike of the Baza fault were studied to determine: i) the kinematics of structures and their relation with fault zone architecture and segmentation degree, and ii) the correlation between deformational structures and strain intensity with the different types of magnetic fabrics observed. Greater development of deformational structures associated with strain localization into narrow, normal shear bands entails the development of transport parallel magnetic lineations, whereas lineations parallel to intersection lineations are related with lower strain intensity and/or localization. A detailed study of a trench excavated across the fault zone, where two fault splays tend to coalesce in a linkage relay zone indicates that magnetic lineation orientation is useful to define local deviations of deformation axes produced by changes in the local extension direction (from fault-perpendicular to fault-parallel extension) in the linkage zone between adjacent fault splays.

Finally, the integration of data obtained in the five studied faults, together the data and interpretations in other five faults studied by the Geotransfer research group (U. of Zaragoza), enables to decipher the factors that control the orientation of the magnetic ellipsoid and the magnitude of the scalar parameters in brittle fault rocks. As already stated, magnetic lineations occupies two maxima in relation with deformational structures, mainly SC: parallel to transport direction and parallel to intersection lineation between S and C planes. The occurrence of these types of magnetic lineations are controlled by: i) different deformational conditions (i.e. stretching lineations developed in plastic deformation), ii) strain intensity and its relationship with the development of well defined petrofabrics, iii) the influence of host rock and inherited petrofabrics, iv) the overprinting of subsequent deformational events and v) the different rheological behaviour of paramagnetic and ferromagnetic s.l. mineralogies.

Despite the complexity of the results collected in these studies, they reveal that magnetic fabrics are useful methods to determine the fault rock petrofabrics in brittle deformational contexts, based on: i) the observed correlation between the orientation of structural and magnetic foliations, being frequently the latter the most reliable measurement of the structural plane, ii) their consistence with kinematic criteria, once the type of magnetic lineation (transport-parallel or intersection-parallel) is discerned, iii) they allow to estimate the intensity of the deformation under certain conditions and iv) the study of magnetic mineralogy and sub-fabrics allows to clarify the thermal conditions and timing of mineral neoformations in fault rocks, that can be related with coseismic events.

Resumen

Esta tesis es una contribución al estudio tectónico, geométrico, estructural y micro-estructural de zonas y rocas de falla en contextos de deformación frágil. Se presentan los resultados obtenidos en cinco zonas de falla que en conjunto abarcan un amplio rango de características estructurales y cinemáticas: i) en cuanto a condiciones de deformación, desde zonas de falla cercanas a la transición frágil-plástica de deformación, a zonas de falla neotectónicas no exhumadas de comportamiento frágil; ii) en cuanto a cinemática, se han estudiado cabalgamientos, fallas transcurrentes y fallas normales y finalmente, y iii) en cuanto a geometría y características, las estructuras abarcan un abanico que va desde cabalgamientos y fallas de escala cortical (o incluso litosférica) a fallas más someras que probablemente afecten únicamente a la corteza superior. Además, las cinco estructuras estudiadas se ubican en diferentes cadenas de la Placa Ibérica, añadiendo una connotación regional a su estudio. Las estructuras estudiadas en esta tesis son en concreto: el Cabalgamiento de Gavarnie en Pirineos, la falla del Vallès-Penedès en la Cadena Costero Catalana, la falla de Rio Grío en la Cadena Ibérica y las fallas de Alhama de Murcia y de Baza en la Cordillera Bética.

Para el estudio de estas zonas de falla se plantea una combinación de métodos clásicos de análisis estructural, de dataciones absolutas de la roca de falla por K-Ar, y de determinación de fábricas magnéticas, incluyendo el estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética a bajo campo y a temperatura ambiente (RT-AMS) y a baja temperatura (LT-AMS) y de la anisotropía de la remanencia magnética (AARM, AIRM). El estudio de rocas de falla por medio de fábricas magnéticas se basa en la capacidad que tienen éstas para promediar la orientación de los elementos texturales que componen la roca, siendo especialmente útil cuando la petrofábrica no está bien definida o está conformada por poblaciones de granos en diferentes orientaciones (e.g. en rocas de falla). Su aplicación en este contexto viene desarrollándose desde décadas atrás, pero enfocado en contextos de deformación plástica (i.e. milonitas), siendo muy minoritarios en contextos de deformación frágil (i.e. cataclasitas). Ello nos lleva a la segunda contribución de este trabajo, es decir, a la aportación de las fábricas magnéticas en el estudio de cataclasitas. En concreto, se analizan los factores asociados a la deformación y a la mineralogía que controlan la orientación del elipsoide magnético y la magnitud de los parámetros escalares (P_j , T , etc.) en rocas de falla, lo que a su vez aporta información sobre la cinemática de las zonas de falla.

El estudio estructural y de fábricas magnéticas en el Cabalgamiento de Gavarnie indica una dirección de transporte de N190E para uno de los principales cabalgamientos que estructuran la Zona Axial de los Pirineos y que además controla tectónicamente la evolución de la cobertera mesozoica en la Zona Surpirenaica. El afloramiento estudiado, en el circo de Barrosa (Comarca del Sobrarbe) se caracteriza por una arquitectura simple de la zona deformada, pero con una distribución heterogénea de la deformación. En este sentido, la deformación está localizada en torno al plano de cabalgamiento principal, en la base de la zona deformada, perdiendo intensidad hacia zonas superiores. Ello conlleva a su vez un diferente desarrollo de las estructuras de deformación, fundamentalmente de estructuras SC, marcado por un cambio en las condiciones de deformación (de plásticas a frágiles) y por diferentes comportamientos reológicos de los materiales involucrados en la deformación (frágil en las filitas vs plástica en los carbonatos). Como resultado, la fábrica magnética evoluciona de base a techo de la zona deformada, con lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte en zonas de alta deformación, y con lineaciones magnéticas paralelas a la lineación de intersección entre planos estructurales en zonas de

menor deformación asociada a la cizalla. A su vez, se analiza la influencia de petrofábricas heredadas de la roca encajante en la orientación del elipsoide y, fundamentalmente, en los parámetros escalares del elipsoide magnético.

Las fallas del Vallès-Penedès y de Rio Grío, pese a ubicarse en zonas distantes, presentan una evolución tectónica similar. Las dataciones absolutas por K-Ar en arcillas neoformadas en la zona de falla revelan cinco episodios térmicos, asociados probablemente a diferentes periodos de actividad de la falla. El origen de ambas se remonta hasta la fracturación tardi-hercínica (~300 Ma.), presentando una dirección NE-SW y NNW-SSE (respectivamente), un elevado buzamiento y magmatismo y mineralizaciones asociadas, características propias de las fallas generadas durante este periodo. Además, ambas estructuras presentan actividad posterior tanto de tipo extensional durante el Mesozoico como de tipo compresivo durante la Orogenia Alpina. Las dataciones, además de su origen tardi-hercínico, sugieren actividad de ambas fallas durante la apertura del rift atlántico (~190 M.a.), durante la formación de cuencas mesozoicas a finales del Jurásico y comienzos del Cretácico (~160 M.a.), durante la rotación de Iberia (~80 M.a.) y finalmente su inversión positiva durante la orogenia alpina (~40 M.a.). Sin embargo, otra de las características comunes de ambas fallas es la obliteración de todos los eventos de deformación previos por la última inversión positiva de la estructura. Por ello, la roca de falla presenta indicadores cinemáticos y petrofábricas asociadas exclusivamente a ésta última, de ahí también la importancia de las dataciones absolutas en el estudio tectónico de las fallas.

La falla del Vallès-Penedès es una de las principales estructuras que controlan la geometría de la Cadena Costero Catalana, con segmentos en dirección NE-SW y E-W. Los resultados obtenidos indican el desarrollo de una foliación pervasiva y de estructuras SC con movimientos mayoritariamente sinistros, aunque también dextros, en cizallas NE-SW y NW-SE respectivamente. A su vez, la presencia de numerosas cizallas inversas con dirección de transporte hacia el NNW sugiere una cinemática transpresiva durante la compresión Alpina. Adicionalmente, la reactivación extensional de la falla durante el Neógeno controla la subsidencia en la cuenca del Vallès-Penedès y sobreimpone al conjunto de foliación y cizallas anteriormente mencionadas un sistema de bandas de cizalla normales intensamente localizadas y que terminan por configurar una compleja petrofábrica de la roca. En este contexto, la interpretación de las fábricas magnéticas es compleja, pero en conjunto mimetizan los planos de foliación a escala de afloramiento, mientras que la lineación magnética, muy variable, se distribuye en torno a dos máximos: el primero, horizontal y paralelo a la dirección de transporte transcurrente, y el segundo paralelo a la máxima pendiente de la foliación, es decir, paralelo tanto a la dirección de transporte de la cizalla inversa como a la intersección entre planos S y C de las cizallas direccionales. A nivel tectónico y arquitectónico, la estructura es compatible con una estructura transpresiva, particionada entre el cabalgamiento del frente de la Cadena sobre la Cuenca del Ebro y la zona de falla direccional del Vallès-Penedès.

La falla de Rio Grío es una de las principales estructuras que controla el margen norte de la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica. Con una dirección NNW-SSE y un alto buzamiento, la estructura fue reactivada durante la compresión cenozoica como una estructura transpresiva, predominantemente direccional dextra, a tenor del análisis tectónico, estructural y cinemático realizado en este trabajo. Se ha estudiado un total de 4 afloramientos a lo largo del sector N de la estructura, con especial énfasis en el afloramiento de Los Abuelos, en donde la zona deformada está expuesta espectacularmente. A lo largo de

su traza, la geometría de la deformación varía en función de los materiales a los que afecta. En el sector más meridional del tramo estudiado (i.e. afloramiento de Los Abuelos), la falla afecta fundamentalmente a materiales del zócalo paleozoico, desarrollándose geometrías en flor positiva, con localización de la deformación en torno a núcleos de falla anastomosados de unos 50 m de espesor y anchura total de la zona deformada de unos 200-300 m. Esta localización está controlada por la presencia de lentículas de arcillas triásicas de comportamiento dúctil en el interior de la zona deformada. Hacia el N, la falla afecta únicamente a materiales de cobertera y la deformación se distribuye a lo ancho de zonas de falla que alcanzan los 2.000 m de espesor, sin que se identifique un núcleo de falla como tal. Las foliaciones magnéticas en las rocas de falla mimetizan la débil foliación generada en las *fault gouge*, mientras que la lineación magnética presenta una gran variabilidad en su orientación, condicionada por: i) las diferentes cinemáticas particionadas en los afloramientos acomodando el movimiento transpresivo de la falla y ii) por la coexistencia de lineaciones magnéticas paralelas tanto al transporte tectónico como a la lineación de intersección (perpendicular al transporte).

Las fallas de Alhama de Murcia y Baza, ambas estructuras ubicadas en la Cordillera Bética, son estructuras neotectónicas y con actividad desde el Mioceno y Plioceno, respectivamente. El movimiento de ambas estructuras está asociado no obstante a procesos tectónicos distintos y coetáneos en la Cordillera Bética. Por una parte, la convergencia entre placas Europea y Africana produce la neoformación e inversión positiva de estructuras de alto buzamiento y dirección NE-SW y NNE-SSW, presentando cinemática inversa y direccional y dando lugar al Sistema de Cizalla Bético. Dentro del este último, la falla de Alhama de Murcia es una de las principales fallas direccionales, con una longitud próxima a los 100 km. Por otra parte, y coetáneamente a la compresión, se produce una extensión paralela a la dirección del orógeno y el desarrollo de cuencas intramontañosas, como las de Granada o Guadix-Baza, controladas por fallas normales de dirección N-S, como es el caso de la falla de Baza. Otra característica común de ambas fallas es su carácter sismogénico, siendo responsables de terremotos destructivos, tanto históricos como recientes, como fueron los terremotos de Baza de 1531 (Ms 6.0; VIII-IX) o de Lorca de 2011 (Mw 5.2; VIII).

En la falla de Alhama de Murcia, el estudio de fábricas magnéticas se centra en el estudio de la roca de falla del afloramiento de La Torrecilla. Teniendo en cuenta que es una de las fallas más y mejor estudiadas de Iberia, fundamentalmente por su carácter sismogénico, el trabajo realizado se centra en el análisis detallado de la mineralogía magnética, la neoformación de minerales para- y ferromagnéticos *s.l.* y la determinación de sub-fábricas magnéticas, incluyendo medidas de RT-AMS, LT-AMS, AARM y (p)AIRM. En la *fault gouge* desarrollada en el núcleo de la falla, se han observado dos fábricas magnéticas diferentes: i) una fábrica paramagnética dominante en la zona central del núcleo de falla y asociada a la presencia de ankerita, con el eje k_{max} perpendicular a la foliación estructural (i.e. fábrica inversa) y ii) una fábrica ferromagnética *s.l.* dominante en las zonas externas del núcleo, con el k_{min} perpendicular a la foliación estructural (i.e. fábrica normal) y ejes k_{max} paralelos a la dirección de transporte. La presencia de ankerita en la zona de falla se ha interpretado por dos procesos: una incorporación mecánica desde el protolito, y fundamentalmente, por una masiva cementación de la roca de falla por carbonatos como consecuencia del paso de fluidos hidrotermales. A pesar de ser portadora de fábricas inversas, la orientación de la fábrica magnética está en clara relación con la cinemática de las estructuras (i.e. k_{min} paralelo a la dirección de transporte), por lo que interpretamos que su neoformación es sincrónica con el movimiento de la estructura. Además, se ha evidenciado una fuerte alteración de la propia ankerita y de

sulfuros de hierro (pirita, fundamentalmente) a goetita y hematites en las zonas externas del núcleo, con evidencias de alteración sub-aérea de la roca de falla. Interpretamos que la alteración de la ankerita a fases ferromagnéticas *s.l.* conlleva una reducción de la contribución paramagnética en la roca de falla, dando lugar a la aparición de fábricas ferromagnéticas *s.l.* en las zonas externas del núcleo de falla.

En la falla de Baza, se han analizado cinco afloramientos para determinar: i) la cinemática de las estructuras y su relación con los diferentes grados de segmentación de la falla y las diferentes arquitecturas de su zona deformada y ii) la correlación entre estructuras e intensidad de la deformación con el variable desarrollo de las fábricas magnéticas. La variable intensidad de la deformación conlleva el desarrollo de diferentes orientaciones de la lineación magnética: a mayor intensidad de la deformación, mayor predominio de lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte normal de la estructura. Por el contrario, las lineaciones de intersección entre planos S y C dominan en rocas de falla menos deformadas. Además, se analiza en detalle la fábrica magnética obtenida en una trinchera en la cual dos ramas principales de la estructura tienden a unirse, formando una rampa de relevo entre ambas. En el interior de dicha rampa, interpretamos una dirección de extensión local paralela a la pendiente de la rampa, lo que produce una modificación en la orientación de los ejes de deformación y lineaciones magnéticas paralelas a la estructura.

Por último, la integración de los resultados obtenidos en las cinco fallas permite esclarecer qué factores afectan a la orientación de la fábrica magnética en rocas de falla, con especial atención a la lineación magnética. Recopilando los datos presentados en este trabajo y sumados a los obtenidos por el grupo de investigación Geotransfer (U. de Zaragoza) en el proyecto CGL2013-42670-P, se observa cómo la lineación magnética tiende a agruparse en torno a dos máximos: paralela a la dirección de transporte y paralela a la lineación de intersección entre planos estructurales. Estas orientaciones están condicionadas en concreto por los siguientes factores: i) diferentes mecanismos de deformación (i.e. estiramiento de granos minerales en deformación plástica), ii) la intensidad de la deformación y su traducción a diferentes tipos de petrofábricas, iii) la influencia de petrofábricas del protolito en la roca de falla, iv) la superposición de cizallas y v) la mineralogía magnética.

Pese a la relativa complejidad de los resultados, se demuestra que el estudio de las fábricas magnéticas es una técnica totalmente viable y válida para la evaluación de la petrofábrica en zonas de falla frágiles. Entre sus aplicaciones más destacadas podemos señalar que: i) ofrece orientaciones de planos estructurales difícilmente obtenibles por medios convencionales en rocas de falla frágiles, ii) aporta criterios cinemáticos, una vez que se consigue discernir entre lineaciones paralelas al transporte o a la intersección entre planos, iii) permite estimar la intensidad de la deformación y iv) en ciertas circunstancias, el estudio de la mineralogía magnética de subfábricas permite esclarecer la neoformación de ciertos minerales en rocas de falla, los cuales pueden asociarse a unas determinadas condiciones de P-T y a eventos de mineralización cósmicos.

1. Introducción

1.1 Introducción y planteamiento general	11
1.2 Historia de las fábricas magnéticas	15
1.3 Fábricas magnéticas en zonas de falla	17
1.4 Objetivos de la tesis doctoral	18

1.1. Introducción y planteamiento general del problema

En las cadenas orogénicas, la mayor parte de la deformación producida por la traslación y el apilamiento de grandes volúmenes de corteza se concentra en lo que se denominan zonas de cizalla o de falla (e. g. Ramsay y Graham, 1970; Elliott, 1976; Sibson, 1977; Boyer y Elliott, 1982; Butler, 1987). Estas zonas presentan espesores reducidos en comparación con el volumen de corteza desplazada y se caracterizan por presentar rocas de falla (i.e. rocas de las series cataclasíticas y miloníticas) con una elevada tasa de deformación en comparación a las rocas circundantes, siendo zonas de heterogeneidad dentro de la corteza. Una vez generadas, estas rocas muestran una resistencia a la cizalla varios órdenes de magnitud por debajo de las rocas circundantes con menor deformación, siendo zonas de debilitamiento de la corteza persistentes a lo largo del tiempo geológico. (e. g. Kohlstedt et al., 1995). Por ello, estas estructuras pueden ser reactivadas repetidamente bajo diferentes regímenes tectónicos, controlando la evolución estructural y tectónica de los bordes de placa (e. g. Holdsworth et al., 1997). Estas ideas son compatibles con la Teoría de la Tectónica de Placas, puesto que permiten explicar por qué la mayor parte de la deformación a escala litosférica (y durante el tiempo geológico) se concentra en los “debilitados” límites de placa (Skyes y Sbar, 1973). La reactivación de estructuras es también un fenómeno importante en zonas intraplaca ya que controla la localización, geometría y desarrollo de estructuras geológicas tales como cuencas extensionales o zonas de rifting (e. g. Daly et al., 1989; Færseth et al., 1995) y la inversión tectónica de las anteriores dando lugar a cadenas intraplaca (e. g. Cooper et al., 1989). Además del control tectónico-estructural que ejercen en la configuración de las placas, son las principales zonas sismogénicas a escala global y suponen vías de circulación preferente de fluidos (e.g. McCaig, 1988). Por ello, están estrechamente relacionadas con la génesis de mineralizaciones (e. g. Eisenlohr et al., 1989), así como con el emplazamiento de materiales magmáticos desde niveles profundos de la corteza o incluso mantélicos (e. g. Rosenberg, 2004). El estudio de su cinemática y de las condiciones de deformación (presión-temperatura, P-T) es fundamental para la reconstrucción tectónica y cinemática de los bordes de placa y de la propagación de la deformación en el interior de las placas. Determinar la arquitectura de la zona deformada, el reparto de la deformación, la mineralogía o la permeabilidad, entre otros factores, es necesario para el correcto entendimiento del funcionamiento sismogénico de las zonas de cizalla/falla.

Los procesos de formación (o deformación) de rocas de falla cambian con la profundidad en función de las diferentes condiciones P-T (modelo de Sibson-Scholz; Sibson, 1977; Scholz, 2002; Fig. 1.1). En niveles profundos de la corteza, se desarrollan flujos viscosos en los que los mecanismos de deformación a altas temperaturas producen plasticidad cristalina (>300°C para rocas cuarzofeldespáticas), lo que conlleva el desarrollo de fábricas cristalográficas penetrativas y la génesis de rocas de la serie milonítica (Tullis y Yund, 1977; Schmid y Handy, 1991). Hacia niveles más someros, las menores condiciones de P-T producen una progresiva transición a mecanismos de deformación friccionales y a la fracturación frágil de la roca, con el consecuente desarrollo de orientaciones cristalográficas poco o nada definidas y rocas de la serie cataclasítica. Resulta evidente que este modelo, por otra parte simplificado, divide a la corteza litosférica en dos grandes dominios: uno inferior, en donde dominan los procesos plásticos de deformación y en donde se desarrollan lo que denominamos zonas de cizalla, y otro superior en donde dominan los procesos frágiles y la presencia de zonas de falla. Entre ambos grandes dominios tiene lugar lo que se ha descrito en la bibliografía como la zona de transición friccional-elástica (también denominada frágil-dúctil o frágil-plástica), que tiene lugar a unos 300°C y profundidades variables (Scholz, 1988; Schmid y Handy, 1991; Rutter et al., 2001).

1. Introducción

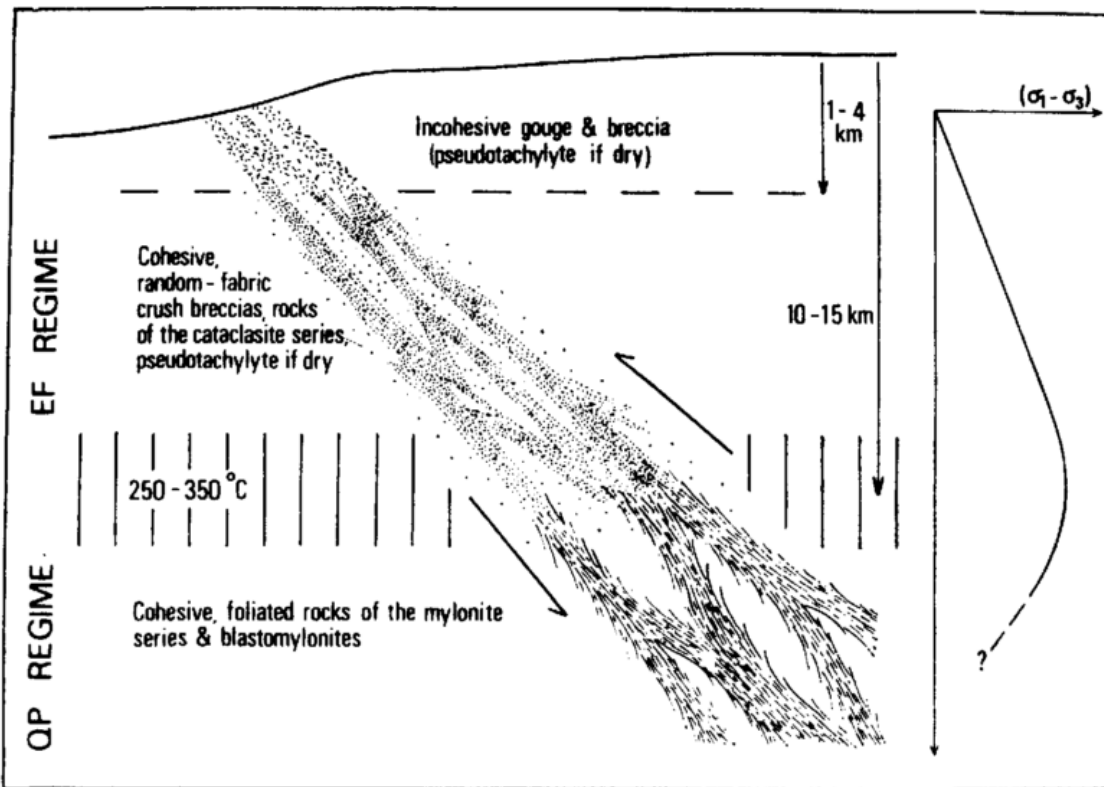


Fig. 1.1. Perfil conceptual de una zona de falla/cizalla mostrando la relación entre profundidad, condiciones de deformación y tipo de rocas generadas. EF Regime; Elastic-frictional regime (i.e. régimen frágil); QP Regime: Quasi-plastic regime (i.e. régimen dúctil). Tomado de Sibson (1977).

Fig. 1.1. Conceptual model of shear/fault zones, showing the relationship between deep, deformational conditions and types of fault rocks. EF Regime; Elastic-frictional regime; QP Regime: Quasi-plastic regime. From Sibson (1977).

Por otra parte, los diferentes mecanismos de deformación en niveles inferiores o superiores de la corteza tienen su impronta también en la estructura interna de la zona deformada (i.e. zona de cizalla o de falla). Las zonas de cizalla (Fig. 1.2a) suelen presentar arquitecturas y repartos de la deformación relativamente simples, con petrofábricas bien definidas (milonitas) e indicadores cinemáticos claros (estructuras SC, lineaciones de estiramiento, etc.). Por el contrario, el carácter frágil de las zonas de falla (Fig. 1.2b) genera arquitecturas complejas, con múltiples planos de falla anastomosados y en donde la deformación se encuentra distribuida de forma compleja. Además, los procesos de deformación frágiles pueden generar petrofábricas poco definidas (brechas de falla o cataclasitas poco o nada foliadas) e indicadores cinemáticos ausentes o complejos de interpretar ante la existencia de procesos de partición de la deformación o de subsecuentes reactivaciones de la estructura. Además, y en determinados contextos, como en zonas intraplaca con levantamientos tectónicos "menores" o en fallas neotectónicas, la insuficiente exhumación impide que afloren en superficie las partes más internas de la zona de deformación, es decir, la zona de deformación dúctil. Por ello, las zonas de deformación frágil son frecuentemente el único medio para el estudio estructural y cinemático de dichas estructuras. Desde un punto de vista sismológico, la mayor parte de los terremotos asociados a grandes fallas acontece en niveles superiores a la transición dúctil-frágil, es decir, en la corteza superior frágil (5-15km, dependiendo fundamentalmente del gradiente geotérmico; Sibson, 1983; 1984; Meisner y Wener, 1986).

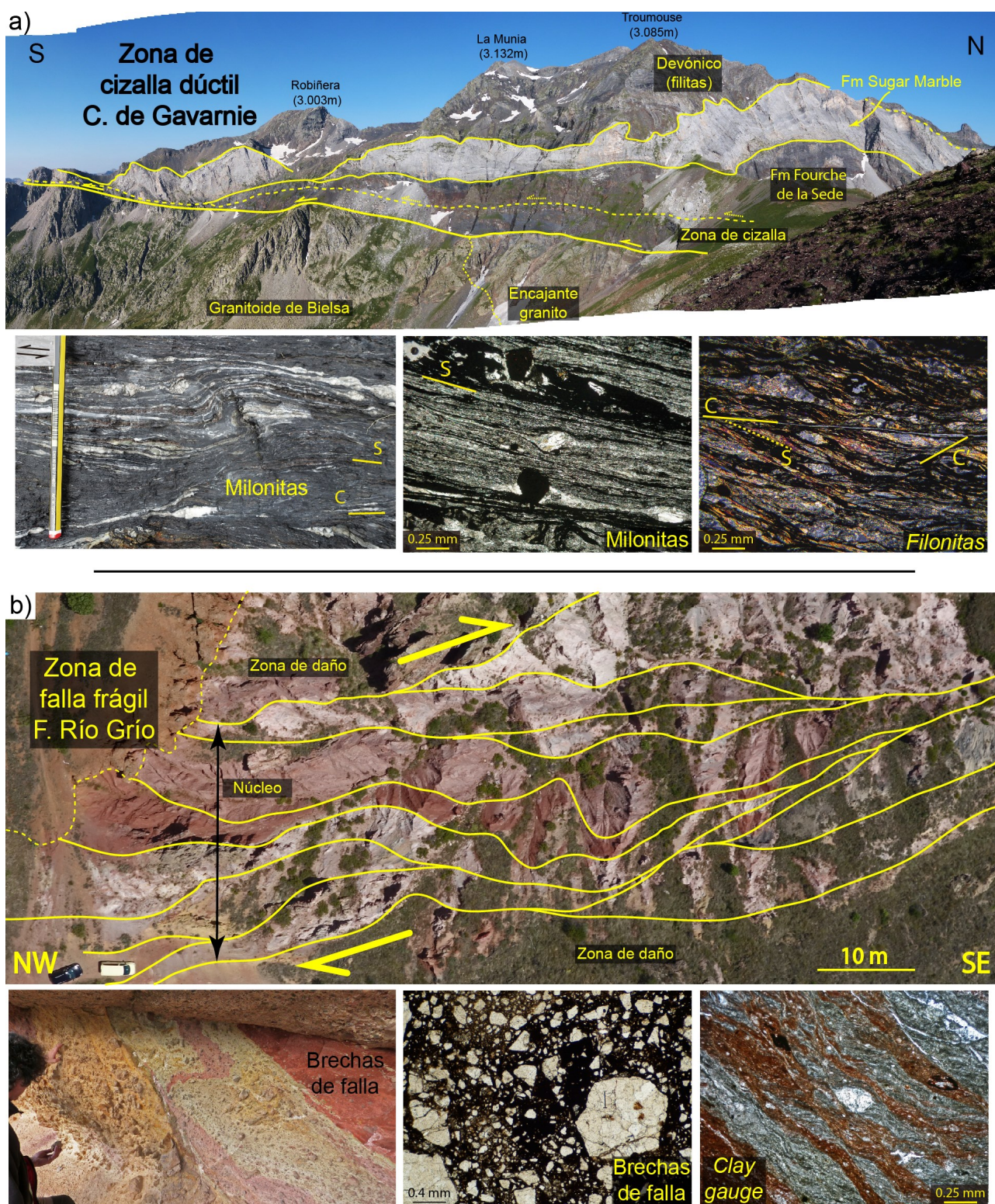


Fig. 1.2. Zona de cizalla dúctil-frágil en el Cabalgamiento de Gavarnie (a) y zona de falla frágil en la Falla de Río Grío, ambas fallas estudiadas en esta tesis doctoral. Es destacable la diferencia en la arquitectura de las zonas deformadas en un tipo y otro y los diferentes tipos de rocas generados bajo diferentes mecanismos de deformación.

Fig. 1.2. Ductile-brittle shear zone of the Gavarnie thrust (a) and brittle fault zone of Río Grío fault, studied fault zones in this thesis. Remarkably, different fault zone architectures and fault rocks are developed in each case depending on the deformational conditions.

1. Introducción

El estudio estructural de éstas zonas se ha abordado históricamente desde diversos enfoques y escalas de trabajo: i) desde la tectónica o geodinámica, que se basan en el análisis geométrico de las estructuras asociadas a los procesos tectónicos, ii) desde el análisis estructural, la herramienta básica para el estudio de la deformación, cinemática o relaciones deformación-esfuerzos a escala de afloramiento y iii) desde la microtectónica, que estudia la deformación a escala milimétrica o de grano mineral mediante microscopios petrológicos o electrónicos. En las últimas décadas y en paralelo al análisis estructural clásico, se han desarrollado otras técnicas para la determinación de petrofábricas, es decir, la orientación de los elementos texturales que conforman la roca. El estudio de petrofábricas aplicado a rocas de falla aporta información relevante sobre la cinemática de la estructura, permite determinar la cantidad de deformación que presenta la roca (ya sea cualitativa o cuantitativamente) o identificar los procesos de deformación intracristalina. Entre estas técnicas destacan, por ejemplo, la difracción por retrodispersión de electrones o *Electron Backscatter Diffraction* (EBSD) para determinar la orientación cristalográfica preferente en rocas con deformación dúctil, la goniometría de rayos-X, especialmente útil para obtener la orientación de minerales planares como los filosilicatos, o la utilizada en esta tesis doctoral, la anisotropía de la susceptibilidad magnética o ASM (AMS por sus siglas en inglés, también denominada fábricas magnéticas), que promedia la orientación de la petrofábrica a partir de la variación en el espacio de la susceptibilidad magnética de la roca.

El tipo de metodología, tanto de análisis estructural como de petrofábricas, aplicada a cada caso de estudio difiere en función del objetivo planteado y fundamentalmente del tipo de deformación, dúctil o frágil, que presenta la roca de falla. Ante la complejidad del estudio de las zonas de falla frágiles, en esta tesis se propone una combinación de técnicas de análisis estructural clásicas conjuntamente con técnicas magnéticas (ASM) para el estudio estructural y cinemático de cinco zonas de falla diferentes, todas ellas pertenecientes a la Placa Ibérica. En este sentido, la ASM se muestra como un método capaz de representar la orientación promedio de los elementos texturales en rocas en donde la petrofábrica está débilmente definida (e. g. brechas de falla o cataclasitas), supliendo o complementando los indicadores cinemáticos no siempre observables o medibles en afloramiento (Fig. 1.2b). Los cinco casos de estudio ejemplifican los diferentes tipos de movimiento de las fallas (e. g. cabalgamientos, fallas normales y fallas direccionales), diferentes condiciones de deformación (frágil y transición frágil-plástica), evoluciones más o menos complejas (i.e. reactivaciones bajo diferentes estados de esfuerzos) y además se ubican en diferentes contextos tectónicos de la Placa Ibérica (borde de placa o deformación en el interior de la placa, Fig. 1.3): i) Cabalgamiento de Gavarnie, en los Pirineos centrales, siendo la única zona estudiada que presenta deformación dúctil, ii) Falla del Vallès-Penedès, reactivada bajo diferentes estados de esfuerzos en la Cadena Costero Catalana, iii) Falla de Río Grío, también de compleja evolución tectónica y estructural, en la Cadena Ibérica, iv) Falla de Alhama de Murcia, estructura sismogénica, neotectónica y transpresiva asociada al Sistema de Desgarre Bético y v) Falla neotectónica de Baza, que con desplazamiento normal controla la subsidencia de la cuenca homónima, ubicada también en la Cordillera Bética. Como anteriormente se ha sugerido, esta diversidad en las fallas estudiadas permite a su vez observar una elevada variabilidad en la geometría de las zonas deformadas, en los procesos de deformación y en el tipo de rocas desarrolladas, y cómo todos estos condicionantes determinan diferentes orientaciones de la petrofábrica y de la ASM. Es por ello que el objetivo metodológico de la presente tesis doctoral será analizar dichos factores y en qué modo afectan a la orientación y parámetros de la ASM.

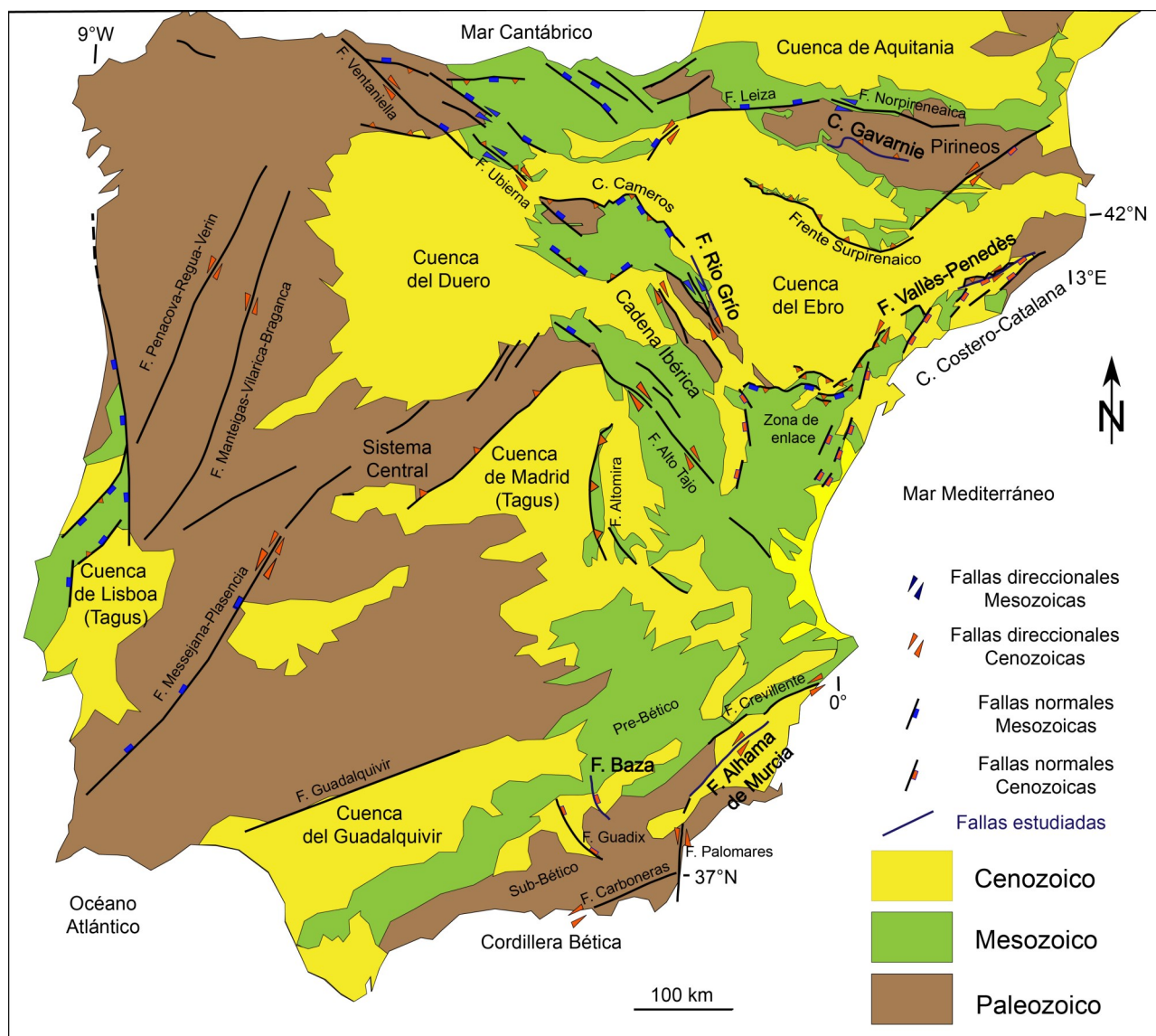


Fig. 1.3. Mapa geológico simplificado de Iberia, con los principales sistemas de fallas. En negrita se marcan las estructuras estudiadas en esta tesis doctoral.

Fig. 1.3. Simplified geological map of Iberia, showing the main fault systems. In bold, the studied faults in this thesis are shown.

1.2. Una breve revisión histórica de las fábricas magnéticas

Varios trabajos pioneros con rocas naturales a mediados del siglo XX ya apuntaban a una relación entre las direcciones de menor o mayor susceptibilidad magnética con las orientaciones de planos estructurales, como la estratificación (Ising, 1942) o foliación y lineación (Balsley y Buddington, 1960). No obstante, no fue hasta 1966 cuando en su pionero trabajo Jhon W. Graham introdujo por primera vez el concepto moderno de ASM, determinando que la menor susceptibilidad se corresponde con la normal a los planos de estratificación, y que en su caso de estudio, la mayor susceptibilidad era paralela a los ejes de los pliegues en rocas metamórficas de los Apalaches. Además, Graham (1966) también apuntó que el origen de la variación en el espacio de la susceptibilidad estaba en relación a la presencia de minerales ferromagnéticos *s.l.* orientados acorde con la petrofábrica dominante de la roca. Posteriormente al trabajo de Graham, pronto se desarrolla toda una metodología específica de trabajo que permite afianzar el

1. Introducción

método como herramienta de determinación de petrofábricas (Jelínek, 1981; Kligfield et al., 1983; Hrouda, 1987; 1993; Borradaile, 1988; Borradaile y Tarling, 1981; Tarling y Hrouda, 1993 y referencias; Borradaile y Henry, 1997; Parés et al., 1999; Borradaile y Jackson, 2004). Estos nuevos estudios apuntan a que no solo los minerales ferromagnéticos *s.l.* contribuyen a la anisotropía de la susceptibilidad magnética, sino que los diamagnéticos (e. g. cuarzo, calcita...) y en mayor medida los paramagnéticos (e. g. filosilicatos) contribuyen a la susceptibilidad magnética y a la definición de la ASM, a veces de forma mayoritaria (Daly, 1967; Parry, 1971; Henry, 1983; Henry y Daly, 1983; Borradaile et al., 1986; Lamarche y Rochette, 1987). En este punto, la ASM representa por tanto una poderosa herramienta para determinar la petrofábrica total de la roca y dar una visión global del elipsoide de deformación finito de la misma (ver Parés, 2015).

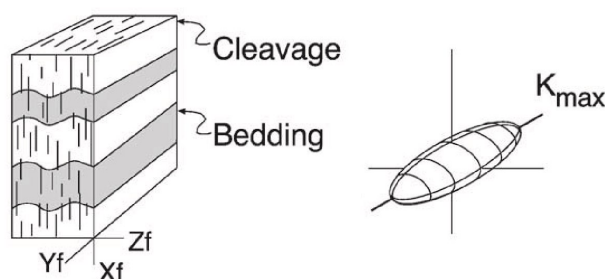
Ciertos minerales paramagnéticos, como los filosilicatos, pueden suponer fracciones de la roca total en términos volumétricos mucho mayores (y por tanto representar en mejor medida la petrofábrica) que otros minerales ferromagnéticos *s.l.*, como los óxidos o ciertos sulfuros de hierro. Sin embargo, la mayor susceptibilidad intrínseca de ciertos minerales ferromagnéticos *s.l.*, accesorios respecto al volumen total de la roca, puede controlar la orientación de la ASM enmascarando la contribución de los filosilicatos dominantes en la petrofábrica. Esta problemática es aún más relevante si tenemos en cuenta que ambos conjuntos de minerales pueden estar orientados de forma distinta en la roca a consecuencia de los diferentes procesos geológicos que terminan por configurar su petrofábrica (e. g. sedimentación, alteración, subsecuentes deformaciones, etc.). Es por ello por lo que el siguiente paso fundamental desde un punto de vista metodológico, más allá de las notables contribuciones de la ASM al estudio estructural allí donde se aplicó, fue la determinación de sub-fábricas, es decir, del aislamiento de la contribución ferromagnética *s.l.*, paramagnética e incluso diamagnética a la ASM total de la roca (e. g. McCabe et al., 1985; Stephenson et al., 1986; Ihmlé et al., 1989; Jackson, 1991; Ritche y Van der Pluijm, 1994; Martín-Hernández y Hirt, 2001; Potter, 2004; Parés y van der Pluijm, 2002a; Martín-Hernández y Ferré, 2007). Este avance permite discernir no sólo la fábrica asociada a cada población de granos de diferente comportamiento magnético, sino que permite, si se dan las circunstancias, obtener diferentes orientaciones de las fábricas magnéticas en relación a diferentes procesos tectónicos (e. g. Oliva-Urcia et al., 2009). Es decir, la ASM como método deja de ser una visión del elipsoide de deformación finita total para ser una suma de "deformaciones infinitesimales". Varias de estas técnicas (e. g. LT-AMS, AARM, AIRM, VRM, HF-AMS, etc.), al menos las utilizadas en esta tesis, se desarrollarán en el capítulo de metodología.

Como técnica, la ASM se ha aplicado a la determinación de la petrofábrica en todo tipo de contextos tectónicos y rocas, que van desde el efecto que ejerce el esfuerzo tensional mínimo (o su traducción en términos de deformación) en rocas no consolidadas en cuencas sedimentarias (Sagnotti et al., 1994; Mattei et al., 1997; Cifelli et al., 2005; Soto et al., 2007, 2008, 2012; Oliva-Urcia et al., 2010, 2011, 2013; Pueyo Anchuela et al., 2010; García-Lasanta et al., 2013, 2014, 2015, 2018), al estudio de zonas orogénicas, como cinturones de pliegues y cabalgamientos (e. g. Larrasoaña et al., 1997, 2004; Parés y van der Pluijm, 2004; Debacker et al., 2004; 2009; Pueyo Anchuela et al., 2012) o prismas de acreción (e. g. Taira y Niitsuma; 1986; Housen, 1997; Tokiwa and Yamamoto, 2012), pasando por el estudio del emplazamiento y flujo de rocas ígneas (e. g. Ellwood, 1978; Hillhouse y Wells, 1991; Leblanc et al., 1994; Román-Berdiel et al., 2004).

1.3. ASM en zonas de cizalla y zonas de falla: un reparto desigual

Desde finales del siglo pasado, la ASM se ha aplicado al estudio de zonas alta deformación (i.e. zonas de cizalla y falla), con un notable grado de éxito. No obstante, existe una elevada desproporción entre los artículos publicados sobre su aplicación a zonas de cizalla dúctiles respecto a zonas de falla frágiles, siendo mucho más numerosos los primeros. Resulta evidente que la petrofábrica de la roca está fuertemente influenciada por los mecanismos de deformación, por lo que el estudio y resultados de uno y otros, pese a ciertas similitudes, suelen diferir. Entre las similitudes, destaca por encima de todas ellas la presencia de fábricas magnéticas compuestas, es decir, las que aparecen cuando la geometría y orientación del elipsoide magnético resultan de la suma de dos o más poblaciones de minerales con orientaciones diferentes (Borradaile y Tarling, 1981; Housen et al., 1993). Las fábricas magnéticas compuestas no se restringen a las zonas de falla, sino que pueden ser reconocidas en diversos contextos, como por ejemplo en el desarrollo de foliaciones y la persistencia de planos de estratificación en zonas orogénicas (e. g. Debacker et al., 2004; 2009). Por lo general, el eje menor de susceptibilidad magnética (k_{min}) es perpendicular a uno de los planos estructurales, mientras que el de mayor susceptibilidad (k_{max} o lineación magnética) suele ser paralelo a la línea de intersección entre ambos planos, y no paralela a la dirección de estiramiento o eje X del elipsoide de deformación (ver Parés y van der Pluijm, 2002b para mayor detalle; Fig. 1.4a).

a) Fábricas compuestas



b) Rocas de falla

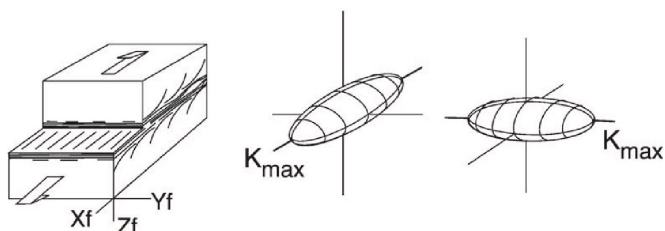


Fig. 1.4. Representaciones esquemáticas de la lineación magnética o k_{max} en fábricas compuestas (a) y en rocas de falla (b). Nótese que el k_{min} en las fábricas compuestas es perpendicular a uno de los planos estructurales. Modificado de Parés y van der Pluijm, 2002b.

Fig. 1.4. Diagrammatic representation of various type of magnetic lineation or k_{max} in composite fabrics (a) and in fault rocks (b). Note that k_{min} is perpendicular to structural planes. Modified from Parés and van der Pluijm, 2002b.

En rocas de falla, estos planos están constituidos por planos oblicuos de cizalla (C) y de foliación (S), que comúnmente definen estructuras denominadas SC (Lister y Snoke, 1984) y que son indicadoras de la cinemática de la estructura. Estos planos estructurales suelen estar definidos por la orientación preferente cristalográfica y de forma de los minerales que componen las rocas, por lo que la ASM es capaz de mimetizarlos. (Fig. 1.4b). En este sentido, el eje mínimo de susceptibilidad magnética suele ser perpendicular a uno de los planos estructurales anteriores o perpendicular al plano bisector entre ambos (e. g. Housen et al., 1995; Aranguren et al., 1996; Aubourg et al., 2000; Sidman et al., 2005; ver Ferré et al., 2014 para mayor explicación). Sorprendentemente, la lineación magnética en zonas de falla dúctiles no tiende a ser paralela a la intersección entre planos, si no a la dirección de estiramiento, lo cual permite una correlación (casi) directa entre lineación y

1. Introducción

dirección de transporte (Ruf et al., 1988; Aubourg et al., 2000; Zhou et al., 2002; Tomezzoli et al., 2003; Ferré et al., 2004; Sidman et al., 2005; Tikoff et al., 2005; Ono et al., 2010). La explicación a esta lineación magnética, normalmente asociada a minerales ferromagnéticos s.l., sigue siendo bastante incierta, aunque dos posibles causas se han propuesto: i) un incremento progresivo de la deformación hasta que la dirección de estiramiento sea también la de mayor susceptibilidad (Parés y van der Pluijm, 2002b) y ii) la alteración de filosilicatos a óxidos de hierro durante la milonitización (Ferré et al., 2004).

En contextos de deformación frágil (i.e. zonas de falla), el tipo de roca y de petrofábrica desarrolladas están estrechamente relacionadas con la intensidad de la deformación y con la reología de los materiales deformados. La progresiva fracturación de la roca produce a su vez un progresivo aumento de la matriz fina en comparación al contenido en clastos, que conservan la petrofábrica heredada de la roca encajante o protolito. Teniendo en cuenta que la rotación de los clastos es caótica (aunque esto no siempre es cierto), podemos asumir que son los granos de la matriz los que están anisotrópicamente orientados dentro de la roca de falla, y que por tanto serán ellos, y no los clastos, los que porten la fábrica magnética. Si el grado de deformación es suficientemente alto, se generan en la matriz planos discretos de cizalla y foliación (i.e. fábricas compuestas) con geometrías resultantes muy similares a las estructuras dúctiles SC, aunque evidentemente generadas bajo mecanismos de deformación totalmente distintos (rotación mecánica de los granos minerales vs. deformación plástica cristalina). En estos contextos de deformación frágil, solamente se ha publicado un reducido número de artículos (e. g. Solum and van der Pluijm, 2009; Levi and Weinberger, 2011; Levi et al., 2014; Braun et al., 2015) y de comunicaciones en congresos (e. g. Pomella, 2014; Moreno, 2014) sobre ASM. Por lo general, los portadores de la susceptibilidad en este tipo de rocas suelen ser los filosilicatos y las lineaciones magnéticas siguen siendo predominantemente paralelas a la dirección de transporte de las estructuras estudiadas. Este hecho no deja de ser sorprendente, teniendo en cuenta la facilidad de los filosilicatos para desarrollar lineaciones de intersección en fábricas compuestas (e. g. van der Pluijm y Kaars-Sijpesteijn, 1984; Aubourg et al., 1991; Parés, 2015), y la ausencia de lineaciones de estiramiento en filosilicatos a bajas temperaturas de deformación (<300°C; den Hartog et al., 2013; Zhang y He, 2016). A raíz del proyecto de investigación en el que se enmarca esta tesis doctoral, un total de 8 nuevas publicaciones (y otras tres en preparación) indican una variabilidad de la lineación magnética en zonas de falla frágiles mucho mayor de lo anteriormente observado (Casas-Sainz et al., 2017; 2018; Marcén et al., 2018a, b; 2019; Vernet et al., 2019; Román-Berdiel et al., 2019; Sierra et al., 2019). Es por ello que uno de los principales objetivos de esta tesis doctoral es determinar los factores que condicionan un tipo u otro de lineación magnética en zonas de falla frágiles.

1.4. Objetivos concretos de la tesis doctoral

Aunque ya se han dado breves pinceladas previamente, en este apartado se exponen concretamente los objetivos principales de la presente tesis doctoral. Todos ellos giran en torno a uno principal, que no es sino la caracterización cinemática de las 5 estructuras estudiadas a partir de la combinación de métodos estructurales clásicos y la determinación de la petrofábrica a través de la ASM. Las cinco fallas estudiadas abarcan un amplio espectro de condiciones de deformación y se ubican en contextos geológicos diversos, de tal manera que su caracterización cinemática tiene importantes connotaciones en términos estructurales, tectónicos y regionales. Ante la complejidad de sus estructuras, se requiere un análisis detallado de la geometría y del reparto de la deformación en el interior de las zonas deformadas, por lo que

la mayor parte del trabajo está basado en análisis estructurales y microestructurales, que además nos permiten comprender el significado de la variabilidad obtenida en las fábricas magnéticas. Para ello, se plantean los siguientes objetivos y métodos concretos:

1. Análisis geométricos, estructurales y microestructurales aplicados a diversas escalas con el objetivo de recopilar información cinemática de las mismas y estudiar los repartos de la deformación en el interior de la zona deformada. Este trabajo se fundamenta en la realización de cartografías a escala de falla y de afloramiento (si las condiciones lo permiten), en la medida en campo de criterios cinemáticos (e. g. planos de falla, estrías, foliación, lineaciones mineralógicas, estructuras SC, etc.) y en el estudio en lámina delgada de las rocas de falla.

2. Establecer las relaciones entre las petrofábricas de la roca y la orientación de la ASM, con el objetivo de desarrollar la metodología del estudio de las fábricas magnéticas aplicado a las zonas de falla. Este objetivo engloba tanto el estudio de las diferentes mineralogías de las muestras, sus sub-fábricas magnéticas y las diferentes relaciones entre la ASM e intensidad de deformación, repartos de la deformación en la zona deformada o la importancia de petrofábricas heredadas del encajante, entre otros factores.

3. Por lo general, los indicadores cinemáticos en campo sólo indican la última etapa de deformación de la estructura, por lo que la evolución tectónica a lo largo del tiempo geológico no es fácilmente determinable mediante el análisis estructural clásico. Por ello, se realizan dataciones absolutas K-Ar en arcillas neoformadas en las fallas de Río Grío y Vallés-Penedés con el objetivo de detectar subsecuentes reactivaciones de las estructuras y asociarlas a procesos tectónicos a escala de placa.

1. Introducción

Referencias

- Anchuela, Ó.P., Imaz, A.G., Juan, A.P., 2012. Factors affecting the record of strain fabrics at the anisotropy of magnetic susceptibility: West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain). *Tectonophysics* 554–557, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.028>
- Anchuela, Ó.P., Juan, A.P., Imaz, A.G., 2010. Tectonic imprint in magnetic fabrics in foreland basins: A case study from the Ebro Basin, N Spain. *Tectonophysics* 492, 150–163. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.016>
- Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., 1996. Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *J. Struct. Geol.* 18, 863–869. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00013-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00013-2)
- Aubourg, C., Hebert, R., Jolivet, L., Cartayrade, G., 2000. The magnetic fabric of metasediments in a detachment shear zone: The example of Tinos Island (Greece). *Tectonophysics* 321, 219–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00049-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00049-4)
- Aubourg, C., Rochette, P., Vialon, P., 1991. Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps). *Tectonophysics* 185, 211–223. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90445-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90445-X)
- Balsley, J. R., and A. F. Buddington, A.F., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses, *Am. J. Sci.*, 258-A, 6-20.
- Borradaile, G., Mothersill, J., Tarling, D., Alford, C., 1986. Sources of magnetic susceptibility in a slate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, 336–340. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90084-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90084-1)
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1–20. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90279-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90279-X)
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Rev.* 42, 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77, 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7)
- Boyer, S.E., Elliott, D., 1982. Thrust systems. *AAM. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 66, 1196–1230. <https://doi.org/10.1306/03B5A77D-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- Braun, D., Weinberger, R., Eyal, Y., Feinstein, S., Harlavan, Y., Levi, T., 2015. Distinctive diamagnetic fabrics in dolostones evolved at fault cores, the Dead Sea Transform. *J. Struct. Geol.* 77, 11–26. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.007>
- Butler, R.W.H., 1987. Thrust sequences. *J. Geol. Soc. London.* 144, 619–634. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0619>
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics* 730, 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.013>
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros–Demanda thrust (North Spain), *International Journal of Earth Sciences.* Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1349-5>
- Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Hirt, A.M., Hansen, A., 2005. The origin of tectonic lineation in extensional basins: Combined neutron texture and magnetic analyses on “undeformed” clays. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 62–78. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.042>
- Cooper, M.A., Williams, G.D., de Graciansky, P.C., Murphy, R.W., Needham, T., de Paor, D., Stoneley, R., Todd, S.P., Turner, J.P., Ziegler, P.A., 1989. Inversion tectonics: a discussion. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 44, 335–347. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.18>
- Daly, L. (1967). Possibilité d'existence dans les roches de plusieurs anisotropies magnétiques superposes: leur separation. *C. R. Acad. Sci. Paris* 264, 1377–1380.
- Daly, M.C., Chorowicz, J., Fairhead, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 44, 309–334. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.17>

- Debacker, T.N., Hirt, A.M., Sintubin, M., Robion, P., 2009. Tectonophysics Differences between magnetic and mineral fabrics in low-grade, cleaved siliciclastic pelites: A case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium). *Tectonophysics* 466, 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.039>
- Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 77–107. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.08>
- den Hartog, S.A.M., Niemeijer, A.R., Spiers, C.J., 2013. Friction on subduction megathrust faults: Beyond the illite–muscovite transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 373, 8–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.036>
- Eisenlohr, B.N., Groves, D. & Partington, G.A. *Mineral. Deposita* (1989) 24: 1. <https://doi.org/10.1007/BF00206714>
- Elliott, D., 1976. The Energy Balance and Deformation Mechanisms of Thrust Sheets 289–312. <https://doi.org/10.1098/rsta.1976.0086>
- Ellwood, B.B., 1978. Measurement of anisotropy of magnetic susceptibility: A comparison of the precision of torque and spinner magnetometer systems for basaltic specimens. *J. Phys. E.* 11, 71–75. <https://doi.org/10.1088/0022-3735/11/1/017>
- Faereth, R.B., Gabrielsen, R., Hurich, C.A., 1995. Influence of basement in structuring of the North Sea Basin, offshore southwest Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 75, 105–119.
- Ferré, E.C., Martín-Hernández, F., Teyssier, C., Jackson, M., 2004. Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications. *Geophys. J. Int.* 157, 1119–1129. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02294.x>
- Ferré, E.C., Gébelin, A., Till, J.L., Sassier, C., Burmeister, K.C., 2014. Deformation and magnetic fabrics in ductile shear zones: A review. *Tectonophysics* 629, 179–188. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.008>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Pérez-Lorente, F., 2013. Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: insights from early compactional structures. *Geophys. J. Int.* 194, 182–199. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt098>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Hirt, A.M., 2014. Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *J. Struct. Geol.* 66, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.013>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Hirt, A.M., Mattei, M., 2015. Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics* 651–652, 216–231. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.023>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Izquierdo-Llavall, E., Soto, R., Calvín, P., Moussaid, B., Ouardi, H. El, Kullberg, J.C., Villalain, J.J., 2018. Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: A review. *Tectonophysics* 745, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.005>
- Graham, J.W., 1966. Significance of Magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary Rocks, in: *The Earth Beneath the Continents*. American Geophysical Union (AGU), pp. 627–648. <https://doi.org/10.1029/GM010p0627>
- Henry, B., 1983. Interprétation quantitative de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. *Tectonophysics* 91, 165–177. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90064-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90064-1)
- Henry, B., Daly, L., 1983. From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis: The prospect of finite strain calibration. *Tectonophysics* 98, 327–336. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90300-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90300-1)
- Hillhouse, J.W., Wells, R.E., 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the Lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada. *J. Geophys. Res.* 96.
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A., Roberts, A.M., 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *J. Geol. Soc. London.* 154, 73–78. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0073>
- Housen, B. A. (1997). "Magnetic anisotropy of Barbados prism sediments," in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 156*, eds T. H. Shipley, Y. Ogawa, P. Blum, and J. M. Bahr (College Station, TX: Ocean Drilling Program), 97–105.
- Housen, B.A., Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models and implications for the quantification of rock fabrics. *Tectonophysics* 220, 1–12. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90219-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90219-A)
- Housen, B.A., Van Der Pluijm, B.A., Essene, E.J., 1995. Plastic behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Grenville Province. *J. Struct. Geol.* 17, 265–278. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)E0045-Z](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)E0045-Z)

1. Introducción

- Hrouda, F., 1987. Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. *Tectonophysics* 142, 323–327. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90131-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90131-4)
- Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 77, 237–249. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90101-E](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90101-E)
- Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W., Dietrich, D., 1989. Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1383–1386. <https://doi.org/10.1029/GL016i012p01383>
- Ising, G. (1942). On the magnetic properties of varved clay. *Ark. Mat. Astron. Fys.* 29a, 1–37.
- Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *pure Appl. Geophys.* 136, 1–28. <https://doi.org/10.1007/BF00878885>
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–67.
- Kligfield, R., Lowrie, W., Hirt, A., Siddans, A.W.B., 1983. Effect of progressive deformation on remanent magnetization of Permian redbeds from the Maritime Alps (France). *Tectonophysics* 98, 59–85.
- Kohlstedt, D.L., Evans, B., Mackwell, S.J., 1995. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 17587–17602. <https://doi.org/10.1029/95JB01460>
- Lamarque, G., Rochette, P., 1986. La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises): origine et application quantitative. *Geodin. Acta* 1, 103–112. <https://doi.org/10.1080/09853111.1987.11105129>
- Larrasoaña, J.C., Pueyo-Morer, E.L., Millán-Garrido, H., Parés, J.M., Valle, J. Del, 1997. Deformation mechanisms deduced from AMS data in the Jaca-Pamplona basin (southern Pyrenees). *Phys. Chem. Earth* 22, 147–152. [https://doi.org/10.1016/S0079-1946\(97\)00093-1](https://doi.org/10.1016/S0079-1946(97)00093-1)
- Larrasoaña, J.C., Pueyo, E.L., Parés, J.M., 2004. An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 127 LP – 143. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.10>
- Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P., Bouchez, J.-L., 1994. The maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: A detailed magnetostructural study. *J. Struct. Geol. - J STRUCT GEOL* 16, 223–235. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90106-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90106-6)
- Levi, T., Weinberger, R., 2011. Magnetic fabrics of diamagnetic rocks and the strain field associated with the Dead Sea Fault, northern Israel. *J. Struct. Geol.* 33, 566–578. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.02.001>
- Levi, T., Weinberger, R., Marco, S., 2014. Magnetic fabrics induced by dynamic faulting reveal damage zone sizes in soft rocks, Dead Sea basin. *Geophys. J. Int.* 199, 1214–1229. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu300>
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.* 6, 617–638. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90001-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90001-4)
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Griera, A., Santanach, P., Pocoví, A., Gil-Imaz, A., Aldega, L., Izquierdo-Llavall, E., 2018a. Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès-Penedès Fault revisited. *J. Geodyn.* 121, 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.003>
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Aldega, L., 2018b. Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 117, 105–123. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2018.09.008>
- Marcén, M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Soto, R., Oliva-Urcia, B., Castro, J., 2019. Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS). *Tectonophysics* 765, 64–82. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.014>
- Martín-Hernández, F., Ferré, E.C., 2007. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004340>
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2001. Separation of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer. *Tectonophysics* 337, 209–221. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00116-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00116-0)
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2004. A method for the separation of paramagnetic, ferrimagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry. *Geophys. J. Int.* 157, 117–127. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02225.x>
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funiciello, R., 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: Relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics* 271, 107–122. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00244-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00244-2)

- McCabe, C., Jackson, M., Ellwood, B.B., 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton Limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophys. Res. Lett.* 12, 333–336. <https://doi.org/10.1029/GL012i006p00333>
- McCaig, A.M., 1988. Deep fluid circulation in fault zones. *Geology* 16, 867–870. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0867:DFCIFZ>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0867:DFCIFZ>2.3.CO;2)
- Meissner, R., Wever, T., Watson, J.V., Reading, H.G., Watterson, J., White, S.J., Reading, H.G., Watterson, J., White, S.H., 1986. Intracontinental seismicity, strength of crustal units, and the seismic signature of fault zones. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, Math. Phys. Sci.* 317, 45–61. <https://doi.org/10.1098/rsta.1986.0024>
- Moreno, E., Homberg, C., Schnyder, J., Person, A., du Peloux, A., Dick, P., 2014. Fault imprint in clay units: magnetic fabric, structural and mineralogical signature. *EGU General Assembly 2014. Geophys. Res. Abstr.* 16 (EGU2014-15479).
- Oliva-Urcia, B., Larrasoaña, J.C., Pueyo, E.L., Gil, A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, A.M., Pueyo, O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.* 31, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.11.002>
- Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Osácar, C., 2010. Tertiary compressional overprint on Aptian–Albian extensional magnetic fabrics, North-Pyrenean Zone. *J. Struct. Geol.* 32, 362–376. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.01.009>
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalaín, J.J., Kodama, K., 2011. A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on magnetic fabric and brittle structures. *Geophys. J. Int.* 184, 111–130. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04865.x>
- Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Bógalo, M.F., Osácar, M.C., García-Lasanta, C., 2013. Transition from extensional to compressional magnetic fabrics in the Cretaceous Cabuérniga basin (North Spain). *J. Struct. Geol.* 46, 220–234. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.09.001>
- Ono, T., Hosomi, Y., Arai, H., Takagi, H., 2010. Comparison of petrofabrics with composite magnetic fabrics of S – C mylonite in paramagnetic granite. *J. Struct. Geol.* 32, 2–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.009>
- Parés, J.M., 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Front. Earth Sci.* 3, 4. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00004>
- Parés, J.M., van Der Pluijm, B.A., 2002a. Phyllosilicate fabric characterization by Low-Temperature Anisotropy of Magnetic Susceptibility (LT-AMS) 29, 1–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015459>
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002b. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics* 350, 283–298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1)
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2004. Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens. *Geol. Acta* 2, 213–220.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1–14. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00115-8)
- Parry, G. R. (1971). The Magnetic Anisotropy of Some Deformed Rocks. Unpublished Ph.D. thesis, University of Birmingham.
- Pomella, H., 2014. Magnetic fabric of brittle fault rocks. *EGU General Assembly 2014. Geophys. Res. Abstr.* 16 (EGU2014-12505).
- Potter, D.K., 2004. A comparison of anisotropy of magnetic remanence methods's guide for application to palaeomagnetism and magnetic fabric studies. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 21–35. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.03>
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7, 786–813. <https://doi.org/10.1139/e70-078>
- Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 82, 113–123. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90084-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90084-1)
- Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Rillo, C., 2004. The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *J. Struct. Geol.* 26, 659–677. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.09.001>

1. Introducción

- Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Calvín, P., Villalain, J.J., 2019. On the influence of magnetic mineralogy in the tectonic interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility in cataclastic fault zones. *Geophys. J. Int.* 216, 1043–1061. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy481>
- Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics* 23. <https://doi.org/10.1029/2003TC001526>
- Ruf, A.S., Naruk, S.J., Butler, R.F., Calderone, G.J., 1988. Strain and magnetic fabric in the Santa Catalina and Pinaleno Mountains Metamorphic Core Complex Mylonite Zones, Arizona. *Tectonics* 7, 235–248. <https://doi.org/10.1029/TC007i002p00235>
- Rutter, E.H., Holdsworth, R.E., Knipe, R.J., 2001. The nature and tectonic significance of fault-zone weakening: an introduction. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 186, 1–11. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.186.01.01>
- Sagnotti, L., Faccenna, C., Funiciello, R., Mattei, M., 1994. Magnetic fabric and structural setting of Plio-Pleistocene clayey units in an extensional regime: the Tyrrhenian margin of central Italy. *J. Struct. Geol.* 16, 1243–1257. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90067-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90067-1)
- Schmid, S.M. and Handy, M. R., 1991. Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In *Controversies in Modern Geology* (eds D. W. Müller, J. A. McKenzie and H. Weissert). pp. 339–61. London: Academic Press.
- Scholz, C. H. 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge
- Scholz, C.H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau* 77, 319–328. <https://doi.org/10.1007/BF01848693>
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London.* 133, 191–213. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>
- Sibson, R.H., 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. London.* 140, 741–767. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.5.0741>
- Sibson, R.H., 1984. Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors. *J. Geophys. Res.* 89, 5791–5799. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05791>
- Sidman, D., Ferré, E.C., Teyssier, C., Jackson, M., 2005. Magnetic fabric and microstructure of a mylonite: example from the Bitterroot shear zone, western Montana. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 245, 143–163. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.07>
- Sierra-Campos, P., Román Berdiel, T., Casas Sainz, A.M., Marcén, M., 2019. Aportación de la fábrica magnética a la caracterización cinemática de la Falla de Jarque (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1): 77-96.
- Solum, J.G., van der Pluijm, B.A., 2009. Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior. *Tectonophysics* 475, 554–562. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalain, J.J., Oliva-Urcia, B., 2007. Mesozoic extension in the Basque–Cantabrian basin (N Spain): Contributions from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics* 445, 373–394. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.09.007>
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalain, J.J., Gil-Imaz, A., Fernández-Gonzalez, G., del Río, P., Calvo, M., Mochales, T., 2008. Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *J. Geol. Soc. London.* 165, 1007–1018. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-163>
- Soto, R., Carlos, J., Oliva-urcia, B., Casas-sainz, A.M., Villalain, J.J., 2012. Tectonophysics Switch of Mesozoic extensional tectonic style in the Lusitanian basin (Portugal): Insights from magnetic fabrics. *Tectonophysics* 536–537, 122–135. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.010>
- Stephenson, A., Sadikun, S., Potter, D.K., 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. Int.* 84, 185–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04351.x>
- Sykes, L.R., Sbar, M.L., 1973. Intraplate Earthquakes, Lithospheric Stresses and the Driving Mechanism of Plate Tectonics. *Nature* 245, 298–302. <https://doi.org/10.1038/245298a0>
- Taira, A., and Niitsuma, N. (1986). “Turbidite sedimentation in the Nankai Trough as interpreted from magnetic fabric, grain size, and detrital modal analyses,” in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 87* (Washington DC: U.S. Government Printing Office), 611–632.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1997. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall (212 pp).
- Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., de St. Blanquat, M., Habert, G., Morgan, S., 2005. Fabric studies within the

- Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400, 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.003>
- Tokiwa, T., Yamamoto, Y., 2012. Relationship between magnetic fabrics and shear directions in mélangé within the Miyama Formation, Shimanto accretionary complex, Japan. *Tectonophysics* 568–569, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.001>
- Tomezzoli, R.N., MacDonald, W.D., Tickyj, H., 2003. Composite magnetic fabrics and S–C structure in granitic gneiss of Cerro de los Viejos, La Pampa province, Argentina. *J. Struct. Geol.* 25, 159–169. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00030-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00030-5)
- Tullis, J., Yund, R.A., 1977. Experimental deformation of dry westerly granite. *J. Geophys. Res.* 82, 5705–5718. <https://doi.org/10.1029/JB082i036p05705>
- van der Pluum, B.A., Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *J. Struct. Geol.* 6, 399–407. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90040-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90040-3)
- Vernet, E., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Marcén, M., Osácar, M.C., 2019. Variable magnetic fabrics under heterogeneous deformation across a shallow fault zone in the Iberian Chain (Monroyo thrust, N Spain). *J. Iber. Geol.* 45, 111–127. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0090-2>
- Zhang, L., He, C., 2016. Frictional properties of phyllosilicate-rich mylonite and conditions for the brittle-ductile transition. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 3017–3047. <https://doi.org/10.1002/2015JB012489>
- Zhou, Y., Zhou, P., Wu, S.M., Shi, X. Bin, Zhang, J.J., 2002. Magnetic fabric study across the Ailao Shan–Red River shear zone. *Tectonophysics* 346, 137–150. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00269-4)

2. MARCO ESTRUCTURAL: LAS ZONAS DE FALLA

2.1 Arquitectura de las zonas de falla	30
2.2 Formación y evolución de las zonas de falla	32
2.3 Tipo de movimiento, evolución y estructura	35
2.4 Mecanismos de deformación y rocas de falla	46
2.5 Cataclasis: Estructuras de deformación y petrofábricas	50
2.6 Contextualización de los casos de estudio	52

2. Marco estructural

A lo largo de este capítulo se pretende dar una visión global sobre: i) la génesis de las zonas de falla o de cizalla frágiles, ii) su evolución estructural con el aumento de la deformación, iii) los diferentes tipos de geometrías de la estructura interna de la zona deformada en relación a la diferente cinemática de la estructura) y iv) los diferentes mecanismos de deformación y tipos de rocas de falla desarrolladas. Tal y como se expone en el capítulo introductorio, la presente tesis está centrada en el estudio cinemático de zonas de cizalla frágiles, por lo que las zonas de cizalla dúctiles y los procesos que en ellas imperan quedan fuera del objetivo y del presente capítulo de la tesis doctoral. También es por ello que el presente capítulo fundamentalmente se basa en explicar geométrica y estructuralmente las zonas de falla, quedando sin desarrollar en profundidad amplios campos de estudio en zonas de falla frágiles (e.g. permeabilidad, porosidad o comportamiento mecánico de los materiales), pese a la importancia de estos estudios para el conocimiento estructural y sismológico de las fallas. Además, este capítulo no solo intenta explicar qué es una zona de falla frágil, sino que permite enmarcar geológica y estructuralmente las diferentes zonas de falla estudiadas en este trabajo.

2. Marco estructural

2.1. Arquitectura de las zonas de falla

Antes de dar explicación a la estructuración de las zonas de falla frágiles, conviene explicar brevemente dos términos fundamentales, estrechamente relacionados, y que frecuentemente tienden a confundirse o usarse de forma incorrecta. La diferencia entre falla y zona de falla es importante en tanto en cuanto se refieren a estructuras generadas a escalas distintas. Mientras que una falla es por definición una estructura frágil y relativamente plana a lo largo de la cual ocurre un desplazamiento relativo de los bloques que separa, una zona de falla está formada por numerosos planos de falla, que entrelazados y en mayor o menor medida conectados, generan una banda ancha de deformación frágil con desplazamientos acumulados mucho mayores (i.e. kilométricos) que un plano de falla individual (i.e. centimétrico a métrico).

Si por algo se caracterizan las zonas de falla es por su elevada heterogeneidad, la cual se evidencia tanto en la comparación entre diferentes zonas de fallas como, a nivel individual, en la geometría de la zona deformada. Modelos conceptuales simplificados sobre la arquitectura de las zonas de falla vienen desarrollándose desde varias décadas atrás, y aunque tal vez no terminen de ejemplificar completamente esta heterogeneidad, sí ofrecen una descripción estructural que se asemeja a las arquitecturas observadas en campo. Estos modelos indican que la mayor parte del desplazamiento y deformación se concentra en una estrecha banda de deformación plástica que se ha denominado núcleo de la falla (o *fault core*). A ambos lados del núcleo se generan dos zonas caracterizadas por redes de fracturación frágil de la roca del protolito o encajante, denominadas zonas de daño (o *damage zones*; Fig. 2.1. ver Caine et al., 1996). La concentración de la deformación en el núcleo genera mayores grados de conminución en esta zona, por lo que se caracteriza por presentar rocas de falla de alta deformación (e.g. ultracataclasitas o

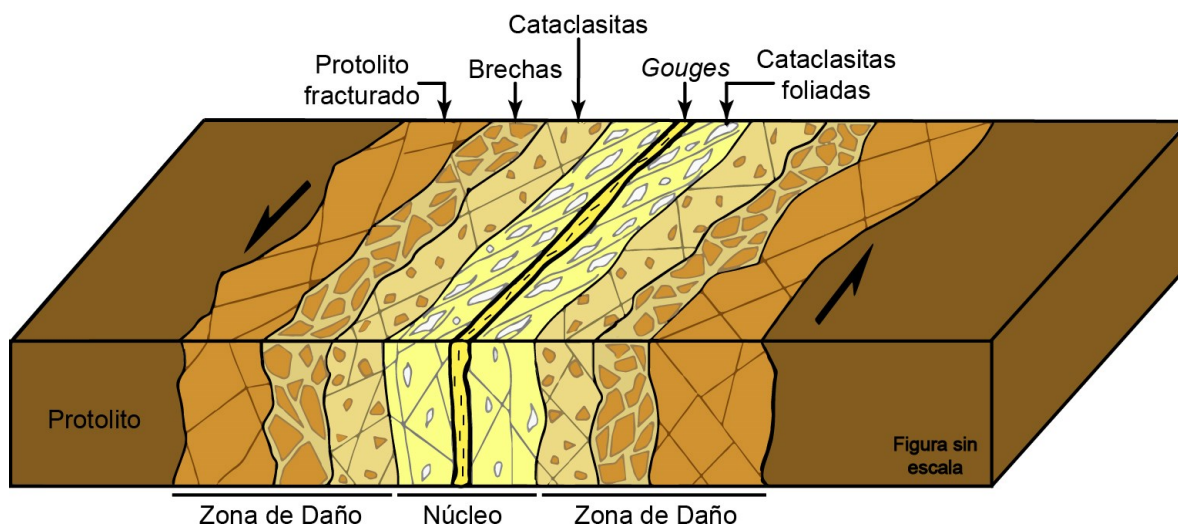


Fig. 2.1. Esquema simplificado de la arquitectura de una falla direccional en donde se muestran las zonas de núcleo y de daño. Desde el núcleo y hacia las partes externas, el grado de conminución de la roca se reduce progresivamente. Por ello, en la zona del núcleo dominan *fault gouges* y cataclasitas foliadas, en donde la petrofábrica del protolito ha sido totalmente obliterada por la deformación asociada a la actividad de la falla. No así en la zona de daño, en donde cataclasitas sin foliación, brechas o la propia roca del protolito fracturada son dominantes. Figura sin escala y modificada de Rodríguez-Escudero (2018) y Lin y Yamashita (2013).

Fig. 2.1. Simplified sketch of the internal architecture of a strike-slip fault zone, where core and damage zones are shown. From the core and towards the external zones, the comminution degree of the fault rocks decreases progressively. Thus, fault gouges and foliated cataclasites are dominant in the core zone, where the host-rock petrofabric has been completely overprinted by fault-related deformational structures. Not so in the damage zone, where un-foliated cataclasites, breccias and fractured host-rock are dominant. Non-scaled figure. Modified from Rodríguez-Escudero (2017) and Lin and Yamashita (2013).

fault gouges), mientras que la zona de daño suele presentar brechas y cataclasitas, normalmente preservando petrofábricas heredadas del protolito (i.e. estratificación, foliación, etc.). Con frecuencia los límites entre ambas zonas son progresivos, y la coexistencia de los diferentes tipos de rocas anteriormente mencionadas es frecuente en el núcleo, zona de daño y, especialmente, en zonas de transición entre ambos.

Aunque realmente existen ejemplos de zonas de falla como el anteriormente mencionado (e.g. falla de Punchbowl, en el sistema de fallas de San Andrés; Chester et al., 1993; Fig. 2.2a), esta descripción no se corresponde realmente con la arquitectura que suelen presentar las zonas de falla. Estas tienden a componerse de varios planos de falla anastomosados, los cuales limitan bloques o lentículas de material fracturado del protolito entre ellas (e.g. falla de Carboneras; Faulkner et al., 2003; Fig. 2.2b). En estas últimas resulta evidente que tanto el reparto de la deformación como la consecuente distribución de las diferentes rocas de falla es mucho más compleja que en las del primer tipo, en tanto en cuanto la estructuración en dos zonas (i.e. núcleo y zonas de daño) anteriormente explicada se observa en cada una de esas fallas menores y anastomosadas (Fig.2.2b). Queda claro por tanto que los conceptos de núcleo y zona de daño no siempre se ajustan a la descripción estructural de zonas de falla anteriormente descrita y que además tienen cierto carácter fractal, ya que comúnmente son aplicados a varias escalas dentro de una misma zona de falla, ya sea a escala de la zona deformada en su conjunto, o a planos individuales de falla dentro de la zona deformada.

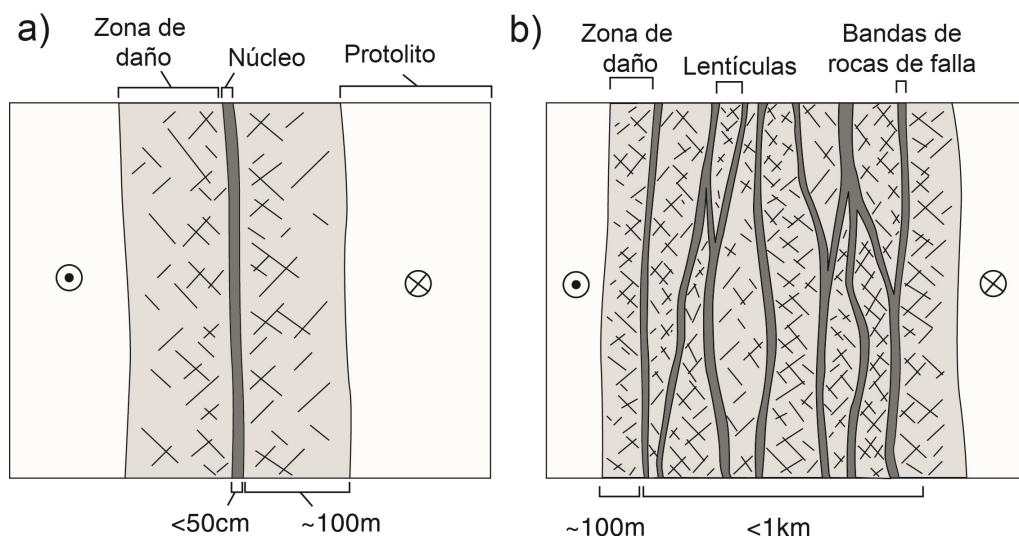


Fig. 2.2. Modelos conceptuales en 2D de zonas de falla direccionales. a) Modelo propuesto para la falla “uni-núcleo” de Punchbowl en Chester et al. (1993); b) Modelo propuesto para la falla “multi-núcleo” de Carboneras en Faulkner et al. (2003). Figura modificada de Faulkner et al. (2003).

Fig. 2.2 Conceptual 2D sketches of strike-slip fault zone architectures. a) Sketch of a “uni-core” fault zone, based on the described structure of the Punchbowl fault zone in Chester et al., (1993); b) Sketch of a “multi-core” fault zone, based on the described structure of the Carboneras fault zone in Faulkner et al. (2003). Modified from Faulkner et al. (2003).

Las dos diferentes arquitecturas mostradas en la Fig. 2.2 tienen a su vez una impronta directa en la anchura de la zona deformada. La comparación entre las dos fallas anteriormente mencionadas (i.e. fallas de Punchbowl y Carboneras) es frecuente en la bibliografía para ejemplificar estas variaciones en la anchura en relación con la arquitectura. Ambas fallas presentan similares desplazamientos a favor de la dirección de la falla (≈ 40 km) y operaron en similares condiciones de profundidad. Sin embargo, las diferentes propiedades reológicas de los materiales en las que se generaron (granito para la Punchbowl y

2. Marco estructural

mica-esquistos para Carboneras), conlleva el desarrollo de un núcleo de apenas 0.5 m para la primera y de más de 1 km y complejos entramados de fallas para la segunda. Los factores que controlan el desarrollo de las zonas de falla, sus geometrías y los diferentes tipos de roca generados van a ser tratados en los próximos apartados, intentando ofrecer una visión global de la formación y desarrollo de las zonas de falla frágiles.

2.2. Formación y evolución de las zonas de falla

Tras varias décadas de estudios sobre la evolución de zonas de fallas a varias escalas, hay cierto consentimiento generalizado en que las zonas de falla de menor tamaño representan los estadios iniciales de evolución de aquellas de mayor magnitud. Comúnmente se compara la longitud de la estructura con la anchura de la zona deformada como criterio de desarrollo de la estructura. La compilación de numerosos datos en fallas de diferentes escalas (desde salto milimétrico a kilométrico) revela cierta relación lineal entre desplazamiento y anchura (Fig. 2.3). Esta correlación sugiere una progresiva incorporación de las paredes de la falla a la zona deformada, indicando a grandes rasgos la inexistencia de cambios en la reología de la falla con el incremento del desplazamiento (e.g. Scholz, 1987; Hull, 1988; Evans, 1990; Fossen y Hesthammer, 1997). No obstante, y como se explica a continuación, todas estas correlaciones deben tomarse con muchas precauciones, puesto que en estos estudios no se han valorado factores tales como litología, contexto de deformación (i.e. zonas de cizalla dúctiles o frágiles), geometría de la zona deformada o la separación entre la anchura del núcleo y de la zona de daño que, como se mostraba con los dos ejemplos de falla anteriormente expuestos, pueden controlar la relación desplazamiento vs. anchura (ver Evans, 1990; Sipton et al., 2006).

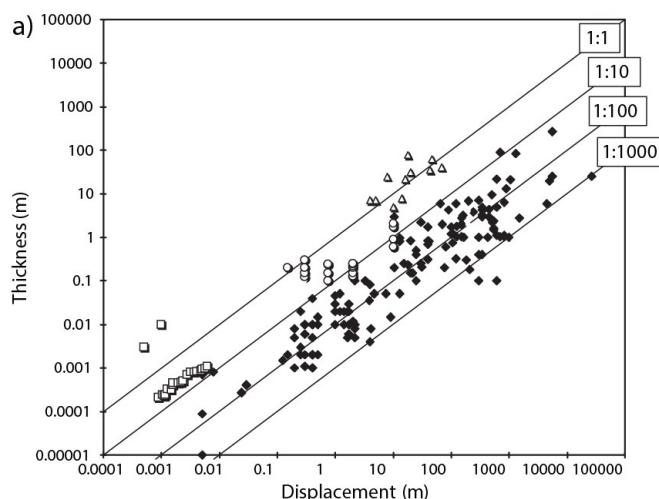


Fig. 2.3. Compilación de valores de espesor vs desplazamiento en un amplio rango de escalas, evidenciando una relación lineal, con una típica desviación. Los símbolos rellenos corresponden con *fault gouges* desarrolladas en rocas siliciclásticas, mientras que los símbolos huecos ejemplifican fallas generadas por unión de segmentos. Figura tomada de Wibberley et al. (2008). Ver esta referencia para el origen de los datos.

Fig. 2.3. Compilation of thickness vs. displacement data over a wide range of fault scales, showing a linear, typically scattered trend. Solid symbols represent fault gouges developed in siliciclastic rocks, whereas open symbols represent fault zones developed by segments linkage. From Wibberley et al. (2008). See reference for data origin.

La fracturación inicial de la roca (es decir, la nucleación de fallas milimétricas a métricas), se rige por criterios de fracturación frágil de la roca (Criterios de Mohr-Coulomb) y por tanto la nucleación de una falla tiende a relacionarse con una fractura inicial que crece a expensas de sí misma y en el mismo plano conforme avanza la deformación y el desplazamiento, y siempre en relación a la orientación de los esfuerzos (Fig. 2.4). Sin embargo, trabajos experimentales y de campo indican que la nucleación de las fracturas precursoras está también condicionada geoméricamente por la existencia de heterogeneidades en la roca original (i.e. micro-fracturaciones, venas de recristalización o débiles orientaciones de elementos

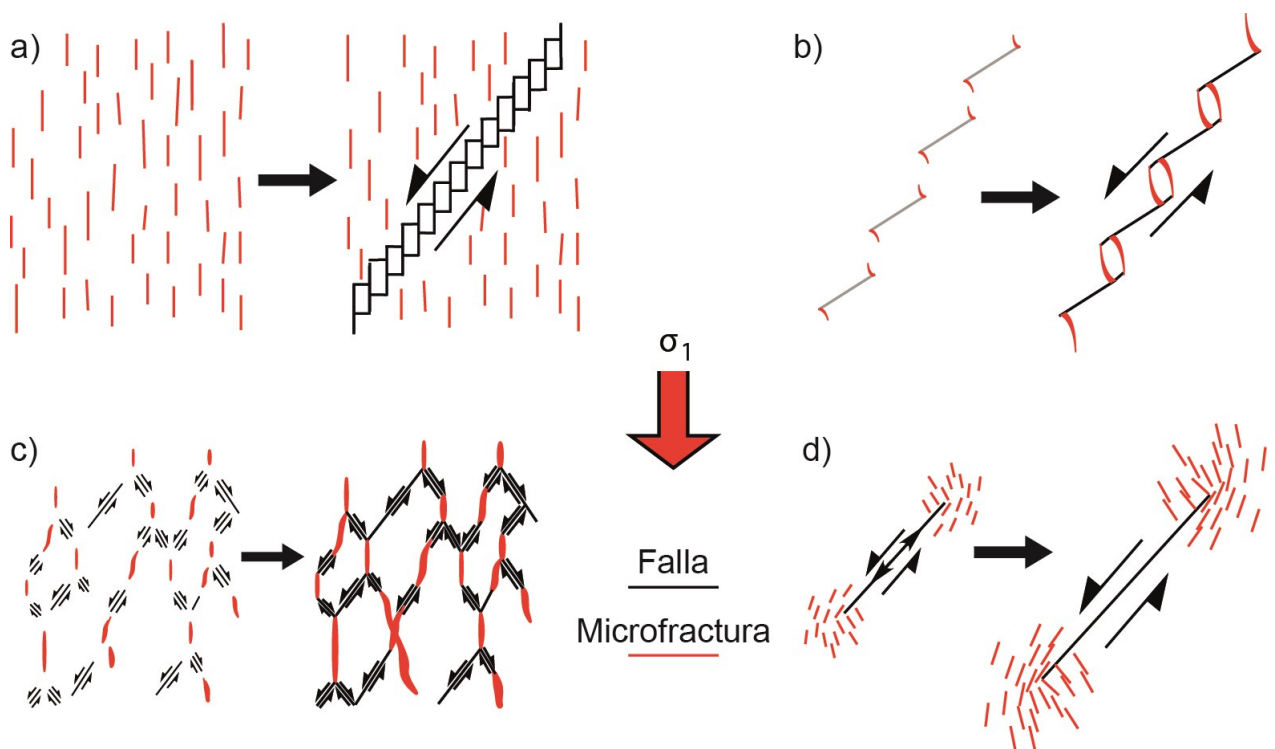


Fig. 2.4. Modelos de crecimiento de fallas a partir de fracturas previas en la roca y en relación al estado de esfuerzos indicado en la figura. a) Fracturas precursoras de una falla direccional. b) Unión de diferentes segmentos en relevo mediante nueva fracturación en sus extremos. c) Mallado de fracturas unidas por fallas. d) Crecimiento longitudinal de la fractura inicial, con fracturación asociada en sus extremos. Figura modificada de Blenkinsop (2008).

Fig. 2.4. Models for fault growth from previous fractures in the rock and in relation with the shown maximum stress orientation. a) Precursor fractures of a strike-slip fault. b) Linkage of en-echelon fault segments by brittle deformation in their fault tips. c) Fractures link with faults to form a fault fracture mesh. d) Longitudinal propagation of an initial fracture to form a fault, accompanied with fracturing around fault tips.

de la petrofábrica; Lockner et al., 1991; Reches y Lockner, 1994; Willemse et al., 1997; Tang et al., 2000; Manouchehrian y Cai, 2016). Una vez las primeras fracturas se han generado, las fallas crecen ya sea por unión de las fracturas previas bajo diferentes geometrías (Fig. 2.4a, b, c) o bien por el crecimiento longitudinal de la fractura, con el desarrollo de microfracturas accesorias en sus extremos (Fig. 2.4d).

Tras la creación de la red de fracturas y con el incremento del desplazamiento, se genera una zona de fracturación oblicua alrededor de la o las fallas principales (McGrath y Davison, 1995; Wibberley et al., 2000a). Este entramado de fracturas va debilitando progresivamente la roca encajante, incorporándola a la zona de falla, y dando lugar la anteriormente mencionada zona de daño (Healy et al., 2006; Wibberley et al., 2008; Peacock et al., 2017). Puntualmente, el grado de conminución de la roca es lo suficientemente elevado como para generar ultracataclasitas o *fault gouges*, las cuales pueden acomodar la mayor parte del desplazamiento (y de la deformación), generándose el o los núcleos de la zona de falla (e.g. Micarelli et al., 2006; Fig. 2.1). Esta concentración del desplazamiento en el núcleo puede conllevar el adelgazamiento de la zona de deslizamiento activo, antes extendida a toda la zona de daño, e inhibir el crecimiento y desarrollo de ésta última. No obstante, la generación de nuevas ramas de falla (*splay faults*) puede aumentar la anchura de la zona de falla e incorporar progresivamente nuevo material desde el encajante a la zona de daño (Childs et al, 1996; Swanson, 2005; Wibberley et al., 2008).

2. Marco estructural

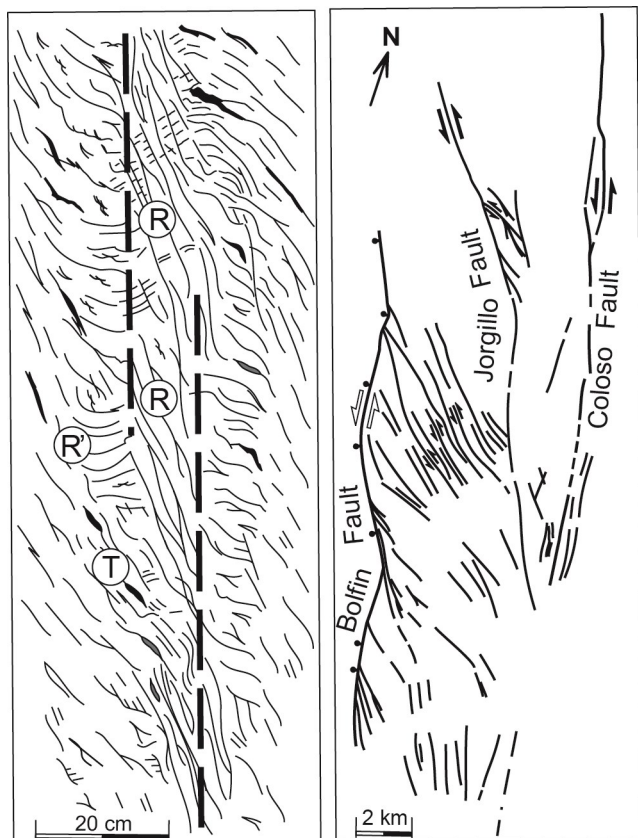


Fig. 2.5. Comparación de la geometría y cinemática de zonas de falla direccionales a diferentes escalas. A la izquierda, fracturas de Riedel desarrolladas en materiales arcillosos. A la derecha, mapa estructural del dúplex de Caleta Coloso. R: fractura de Riedel; R': fractura de Riedel conjugada; T: fractura tensional. Tomado de Cembrano et al., (2005).

Fig. 2.5. Comparison between the fault geometry and kinematics of strike-slip faults at different scales. To the left, Riedel fractures developed in clays. To the right, structural map of the Caleta Coloso duplex. R: Riedel shear; R': Conjugate Riedel shear; T: tension fracture; From Cembrano et al., (2005).

presentan coeficientes de fricción bajos, en tanto en cuanto la cataclasis conlleva la reducción del tamaño y aspereza de los granos y la reorientación de los mismos en petrofábricas definidas, facilitando el deslizamiento. Además, es frecuente que el paso de fluidos conlleve la alteración de la mineralogía de la roca de falla, como la alteración de feldespatos a filosilicatos en rocas cristalinas (Imber et al., 1997; Stewart et al., 2000; Wibberley, 2005; Jefferies et al., 2006) o la neoformación de filosilicatos de bajo coeficiente de fricción (e.g. talco o montmorillonita; Moore y Rymer, 2007; Faulkner et al., 2010; Sanchez-Roa et al., 2017). Estos mecanismos que reducen la fricción de las rocas (o por su término en inglés, *fault o work weakening*) refuerzan la localización de la deformación en bandas estrechas (i.e. núcleos), por lo que en general tenderán a generarse arquitecturas más simples de las zonas deformadas (White y Knipe, 1978; Wibberley et al., 2007; 2008). Por el contrario, y típicamente en rocas siliciclásticas de alta porosidad, la conminución de la roca conlleva la reducción de la cantidad y tamaño del poro y por ende la compactación de la roca, además de aumentar la aspereza de los granos por el aumento de angulosidad de los mismos. Esto implica el aumento de la fricción de la roca siliciclástica (o por su término en inglés, *fault o work*

Otra de las cualidades de las zonas de falla es su carácter fractal (Fig. 2.5). Si anteriormente se mencionaba el crecimiento de planos de falla individuales por unión de segmentos aislados, algo muy similar sucede en el caso de uniones entre el entramado de fallas que configuran la zona de falla. Por lo general, tienden a unirse mediante fracturas-relevo (*extensional o compresional jogs*, por sus términos en inglés; Peacock y Sanderson, 1991; Childs et al, 1995; Wilkins y Gross 2002; Soliva y Benedicto, 2005; van der Zee et al., 2008), preservando lenticulas de protolito con menor fracturación asiladas entre bandas de rocas con mayor grado de conminución (*fault gouges*). Por lo general, el patrón de fracturación en zonas de falla frágiles suele coincidir con orientaciones de Riedel (Fig. 2.5) y varios estudios señalan que son este tipo de orientaciones las que podrían ser causa del carácter anastomosado de muchas de las zonas de falla frágiles observadas en la naturaleza (Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Brosch y Kurz, 2008; Fig. 2.2b).

Por otra parte, la concentración de la deformación en el núcleo de la falla está relacionado con un cambio en la reología de los materiales conforme avanza el desplazamiento. Por lo general, las rocas de falla que presentan mayor conminución del grano (i.e. ultracataclasitas o *fault gouges*)

hardening), hasta el punto de que alcancen mayores resistencias que el propio encajante altamente poroso. Este proceso trae consigo la interrupción en la actividad de éstas zonas y la generación de nuevas fracturas en el protolito, aumentando el espesor de la zona de daño y la progresiva trituración de las lentículas (Wibberley et al, 2000b). No obstante, el endurecimiento de las rocas porosas no perdura indefinidamente en el tiempo, terminando por producirse la localización de la deformación en planos concretos de deslizamiento (Antonellini y Aydin, 1995; Shipton y Cowie, 2001; Wibberley et al., 2007). Finalmente, debe tenerse en cuenta que más que los cambios en la reología de las rocas de falla durante la deformación, es el contraste en el comportamiento mecánico entre las rocas del encajante y las de falla la que determina en gran medida la localización de la deformación (Wibberley, 2008).

En síntesis, podemos decir que son varios los factores que operan durante el desarrollo de las zonas de falla, interviniendo tanto en la zona deformada como en la roca encajante, y posibilitando o inhibiendo el desarrollo de los diferentes tipos de arquitecturas. Estos factores están relacionados con: i) la orientación y conectividad de las fracturas a partir de las cuales se desarrollan fallas principales y secundarias, ii) la cantidad de desplazamiento asumida por las diferentes zonas que componen la zona deformada (i.e. zonas de daño y núcleo), iii) la litología y reología de la roca del encajante y iv) el espesor, petrofábrica, mineralogía y conectividad de las diferentes rocas de falla desarrolladas. En conjunto, se pueden diferenciar dos comportamientos reológicos distintos de las rocas de falla que determinan la complejidad en la evolución de las zonas de falla. Por una parte, hay una serie de mecanismos que aumentan el espesor de la zona deformada (i.e. incremento en la longitud de las fallas, formación de estructuras en relevo y génesis de nuevos planos de falla) a partir del debilitamiento de la roca encajante y permitiendo la inclusión de nuevo material a la zona deformada. Por otra parte, procesos de localización de la deformación (i.e. aumento de la conminución en estrechas bandas o incluso aumento de la fricción en ciertas zonas) inhiben el aumento de espesor de la zona deformada y concentran la mayor parte del desplazamiento en el interior de los núcleos.

2.3. Tipo de movimiento, evolución y estructura de la zona deformada

2.3.1. Cabalgamientos

Los cabalgamientos acomodan gran parte del acortamiento en la corteza terrestre al superponer y apilar volúmenes importantes de corteza a través del movimiento relativo entre los bloques que separa. Como en el resto de tipos de fallas (i.e. normales o direccionales), existen en un amplio rango de escalas: desde desplazamientos milimétricos a decenas o incluso centenas de kilómetros en márgenes de placa convergentes. Los de mayor escala enraízan en profundidad en niveles de despegue y con un característico buzamiento lístrico de bajo ángulo ($<30^\circ$). En consecuencia, suelen presentar trazas cartográficas muy irregulares al intersecar el plano de cabalgamiento con las irregularidades de la topografía. La geometría del plano de cabalgamiento es también irregular, estando formada por una rampa frontal, en donde la estructura corta la serie estratigráfica, y por zonas de rellano, en donde el cabalgamiento no corta nueva serie estratigráfica y simplemente desplaza a los materiales del bloque superior o levantado hacia su zona frontal y en paralelo a la serie estratigráfica (Fig. 2.6a). La geometría de la rampa varía en mayor medida cuanto menor sea el ángulo de buzamiento de la misma, ya que el plano de deslizamiento tiende a propagarse preferentemente en aquellas capas estratigráficas de mayor ductilidad que han sido cortadas en la propia rampa (Fig. 2.6b).

2. Marco estructural

Los cabalgamientos normalmente se agrupan en sistemas imbricados formados por varias estructuras de similares direcciones y buzamientos, todas ellas enraizadas en el mismo nivel de despegue (independientemente de si la tectónica es de piel fina, afectando sólo a la cobertera, o de piel gruesa, involucrando al basamento) y que en conjunto apilan importantes volúmenes de corteza (e.g. Butler, 1987; Fig. 2.6c). Normalmente, el crecimiento de los cinturones de cabalgamientos se produce por la ruptura progresiva del bloque inferior del sistema, por lo que la deformación progresa hacia el antepaís, transportando el sistema las nuevas estructuras a sus espaldas (secuencia de bloque inferior o *piggyback*). No obstante, puede producirse por diversas circunstancias el bloqueo de la secuencia (e.g. por sedimentación sintectónica hacia el antepaís), rompiendo progresivamente el bloque superior del sistema (secuencia de bloque superior o *break-back*). Además, los cabalgamientos suelen tener asociado el plegamiento de los materiales del bloque superior como consecuencia del desarrollo inicial de la rampa (pliegues de propagación; e.g. Suppe, 1983; Jamison, 1987) o por la adaptación del bloque superior al cambio de geometría de la zona de rampa frontal a la zona de rellano (pliegues de adaptación; e.g. Suppe y Medwedeff, 1984; Chester y Chester, 1990).

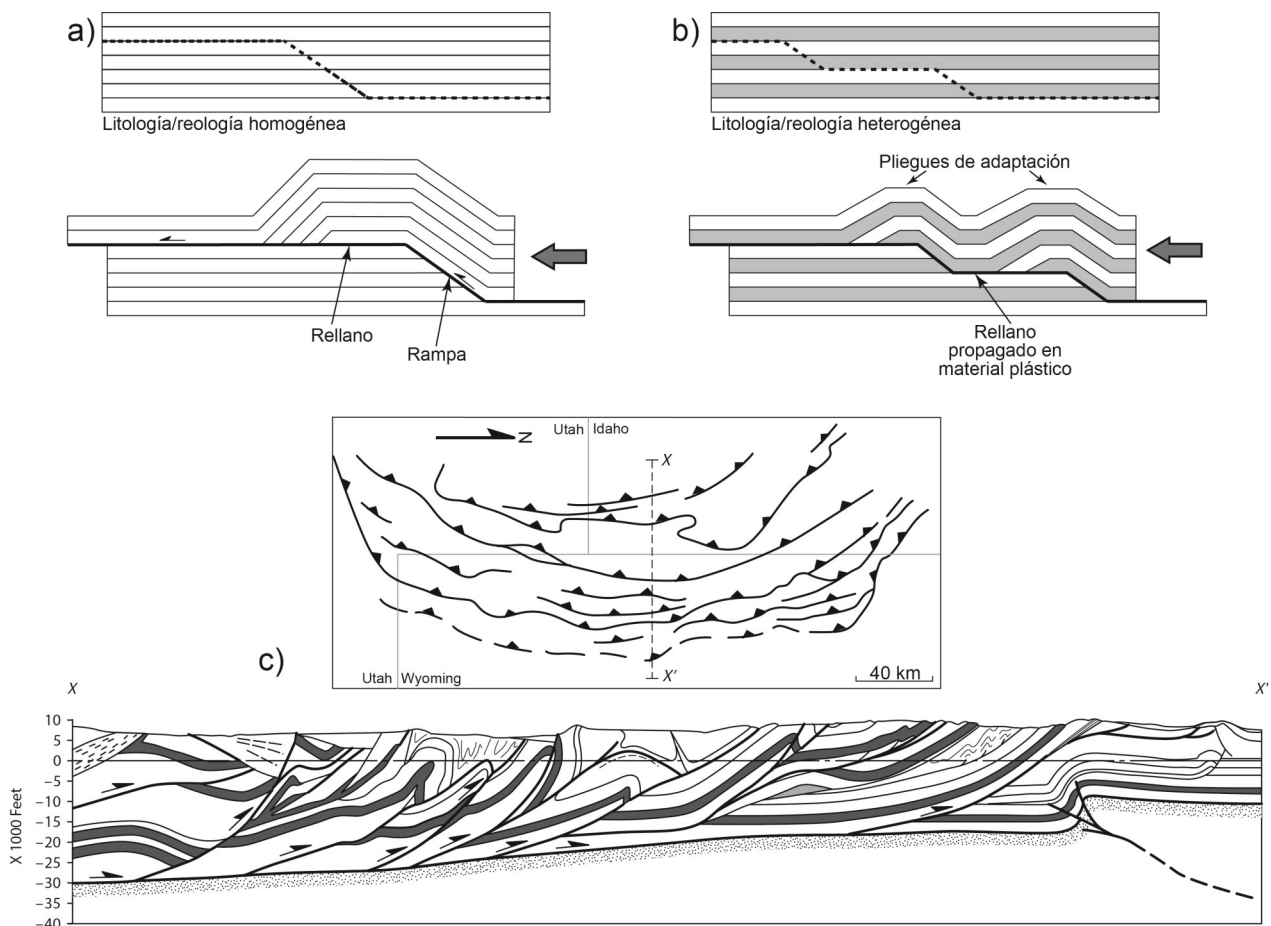


Fig. 2.6. Diagramas mostrando la evolución de un cabalgamiento en sus estadios pre- y post-desplazamiento. Ejemplos de una rampa simple desarrollada en litología o reología homogénea (a) y rampa en escalera desarrollada en litología o reología heterogénea (b), con la propagación del nivel de despegue a través de los materiales dúctiles. c) Mapa geológico simplificado y corte geológico de un cinturón de cabalgamientos imbricados. Tomado de van der Pluijm y Marshak (1997).

Fig. 2.6. Diagrams showing the evolution of a thrust before and after slip. Examples of a simple ramp developed in homogenous lithology or rheology (a) and of a stair-step fault ramp developed in heterogeneous lithology or rheology (b), with the propagation of the detachment level through ductile layers. c) Simplified, geological map and cross-section of a stacked thrust belt. From van der Pluijm and Marshak (1997).

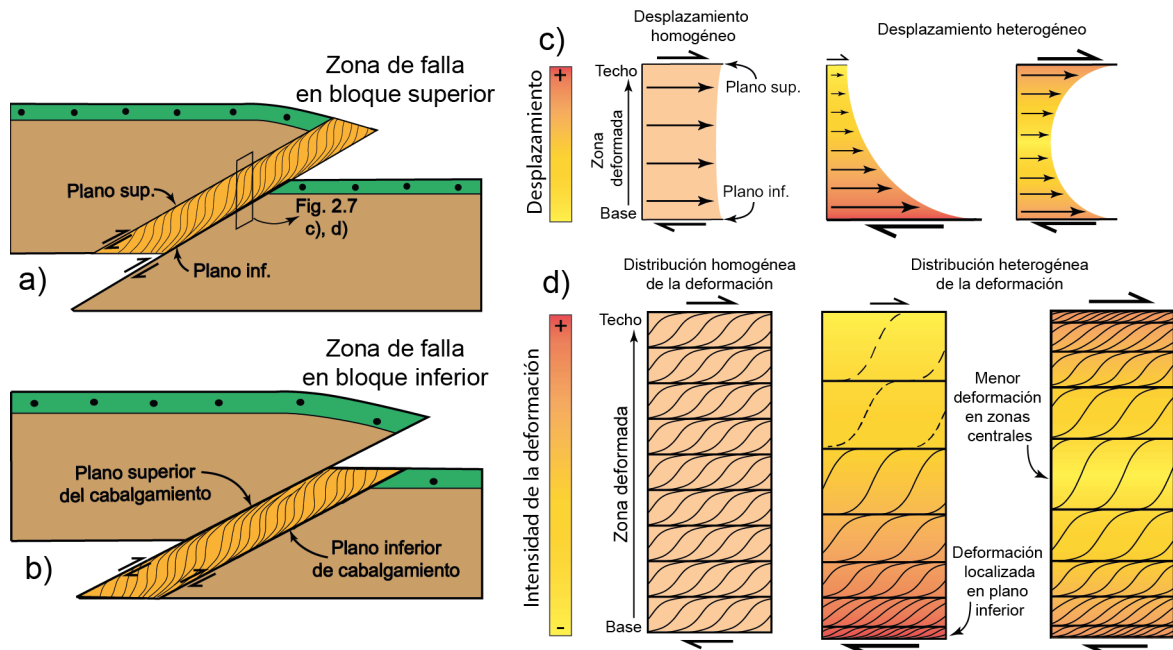


Fig. 2.7. Ilustraciones esquemáticas mostrando el desarrollo de zonas de falla en el bloque superior (a) e inferior (b) de un cabalgamiento. c) Esquemas mostrando diferentes distribuciones del desplazamiento en la perpendicular al plano de cabalgamiento. d) Simplificaciones de la posible localización de la deformación en cabalgamientos, y con diferente desarrollo de las estructuras de deformación tipo S-C.

Fig. 2.7. Schematic illustrations showing the development of the fault zone in the hangingwall (a) and footwall (b) of the thrust. c) Schemes showing different displacement distributions perpendicular to the thrust plane. d) Simplifications of hypothetical strain localizations in the deformed zones of a thrust, with the different development of the S-C deformational structures.

En cuanto a la geometría interna de la zona deformada en cabalgamientos individuales, la zona de falla puede desarrollarse tanto en materiales del bloque superior, como en los del bloque inferior, o bien en ambos bloques (Fig. 2.7a, b). No obstante, con el incremento del desplazamiento suelen incorporarse volúmenes de roca de ambos bloques a la zona deformada, independientemente de dónde se desarrolle la roca de falla, por lo que pueden estar constituidas internamente por litologías variables. La zona deformada está limitada a techo y muro por lo que pueden considerarse como dos planos de cabalgamientos diferentes (denominados superior e inferior en Fig. 2.7a, b). La arquitectura de la zona entre ambas estructuras principales (i.e. la zona deformada) depende de numerosos factores, normalmente relacionados con contrastes en la reología de los diferentes materiales involucrados. El desplazamiento tiende a localizarse en las zonas de mayor contraste reológico, es decir, en los cabalgamientos superior o inferior (o en ambos), en contacto con la roca no deformada del encajante (Fig. 2.7c, d). Por otra parte, a menor contraste reológico con la roca de falla, el desplazamiento y la deformación tienden a distribuirse de forma más homogénea en todo el espesor de la zona deformada. Teniendo en cuenta que los grandes sistemas de cabalgamientos tienen saltos de varios kilómetros en la vertical, las litologías/reologías que seccionan e involucran en su zona deformada suelen ser variadas, y en consecuencia, la distribución del desplazamiento y la intensidad de la deformación de la roca de falla suelen ser altamente heterogéneas en la perpendicular al plano de cabalgamiento. Además, como se comentaba en el apartado anterior, los procesos de localización de la deformación (e.g. ciertas litologías acomodan preferentemente el desplazamiento; carbonatos o lutitas vs rocas siliciclásticas o la disminución de la fricción por conminución de la roca, etc.) pueden favorecer esta heterogeneidad.

2. Marco estructural

En cuanto a los procesos de deformación que operan en sistemas de cabalgamientos, existen ciertas diferencias respecto a los que operan en fallas normales o fallas direccionales. Aunque en todas ellas la deformación tiene una componente muy importante de cizalla simple, la elevada fricción entre los bloques en un cabalgamiento hace que por lo general esta cizalla simple esté acompañada de una cizalla pura importante (i.e. cizalla sub-simple). En consecuencia, las estructuras de deformación que suelen generarse son de tipo S-CC' (Lister y Snoke, 1984), las cuales están formadas por planos de cizalla, que acomodan buena parte del deslizamiento de la estructura, y por planos de foliación, que acomodan el aplastamiento asociado a la cizalla pura. Esto conlleva un proceso de partición de la deformación a pequeña escala dentro de la zona de deformación, independientemente de la distribución homogénea o heterogénea de la deformación en todo el espesor de zona deformada. Como este tipo de estructuras no son restrictivas, aunque sí características, de los cabalgamientos (i.e. también se observan en fallas normales y direccionales), y como tienen grandes connotaciones en términos de petrofábricas (objeto de estudio en esta tesis doctoral), son explicadas en el apartado 2.5, conjuntamente con los procesos y otras estructuras de deformación.

2.3.2. Fallas normales

El conocimiento de cómo las fallas normales crecen con el incremento del desplazamiento es importante para varias ramas de estudio en Geología, ya que por ejemplo controla la evolución tectono-estratigráfica de cuencas sedimentarias (e.g. Gawthorpe y Leeder, 2000), la localización, magnitud y recurrencia de potenciales terremotos (e.g. Walsh et al., 2003) o la permeabilidad de la zona de falla (Caine et al., 1996; Fossen y Rotevatn, 2016). En la actualidad, dos grandes modelos de crecimiento y evolución para fallas normales se han propuesto: i) modelos de propagación de la falla (*propagating fault model*) y ii) modelos de longitud constante (*constant-length fault model*). El primero de ellos, y el más frecuentemente aceptado, propone un crecimiento de la falla a partir del incremento simultáneo de la longitud y el desplazamiento de la falla o segmentos de la misma (Cartwright et al., 1995; Cowie et al., 2000; Kim y Sanderson, 2005). Es decir, que cuando las fallas acumulan desplazamiento, ello también implica el aumento de su longitud por crecimiento en sus extremos longitudinales (Fig. 2.8a). Este modelo se basa en: i) la aparente correlación positiva entre desplazamiento y longitud de las fallas normales (Walsh y Watterson, 1988; Cowie y Scholz, 1992; Dawers et al., 1993; Schultz et al., 2008), ii) la aparición de zonas de relevo entre segmentos que evolucionan longitudinalmente (Gawthorpe y Leeder, 2000) y iii) la concordancia con modelos teóricos de fracturación que indican que con el desplazamiento, la longitud de la fractura (falla en este caso) debe aumentar (Cowie y Scholz, 1992). En su evolución, los diferentes segmentos que componen la falla normal tienden a unirse en estructuras de relevo, por lo que este modelo también ha sido denominado como “de crecimiento por unión de segmentos” (e.g. Cartwright et al., 1995).

Por otra parte, el modelo “de longitud constante” (Fig. 2.8b) surge de la observación tanto en modelos analógicos como en ejemplos naturales de que la longitud de grandes fallas o sistemas de fallas puede mantenerse (casi) constante desde los primeros estadios de crecimiento de la falla (Cowie, 1998; Nicol et al., 2005). El crecimiento de las fallas se produce únicamente por el incremento del desplazamiento (Walsh et al., 2002; Nicol et al., 2016), mientras que el crecimiento longitudinal de la estructura queda inhibido o retardado por interacciones mecánicas entre segmentos cercanos (i.e. desarrollo de estructuras de relevo) y por la consecuente reducción de los esfuerzos en los extremos de los segmentos (e.g. Willemse, 1997; Crider y Pollard, 1998; Gupta y Scholz, 2000; Finzi y Langer, 2012). Para mayor

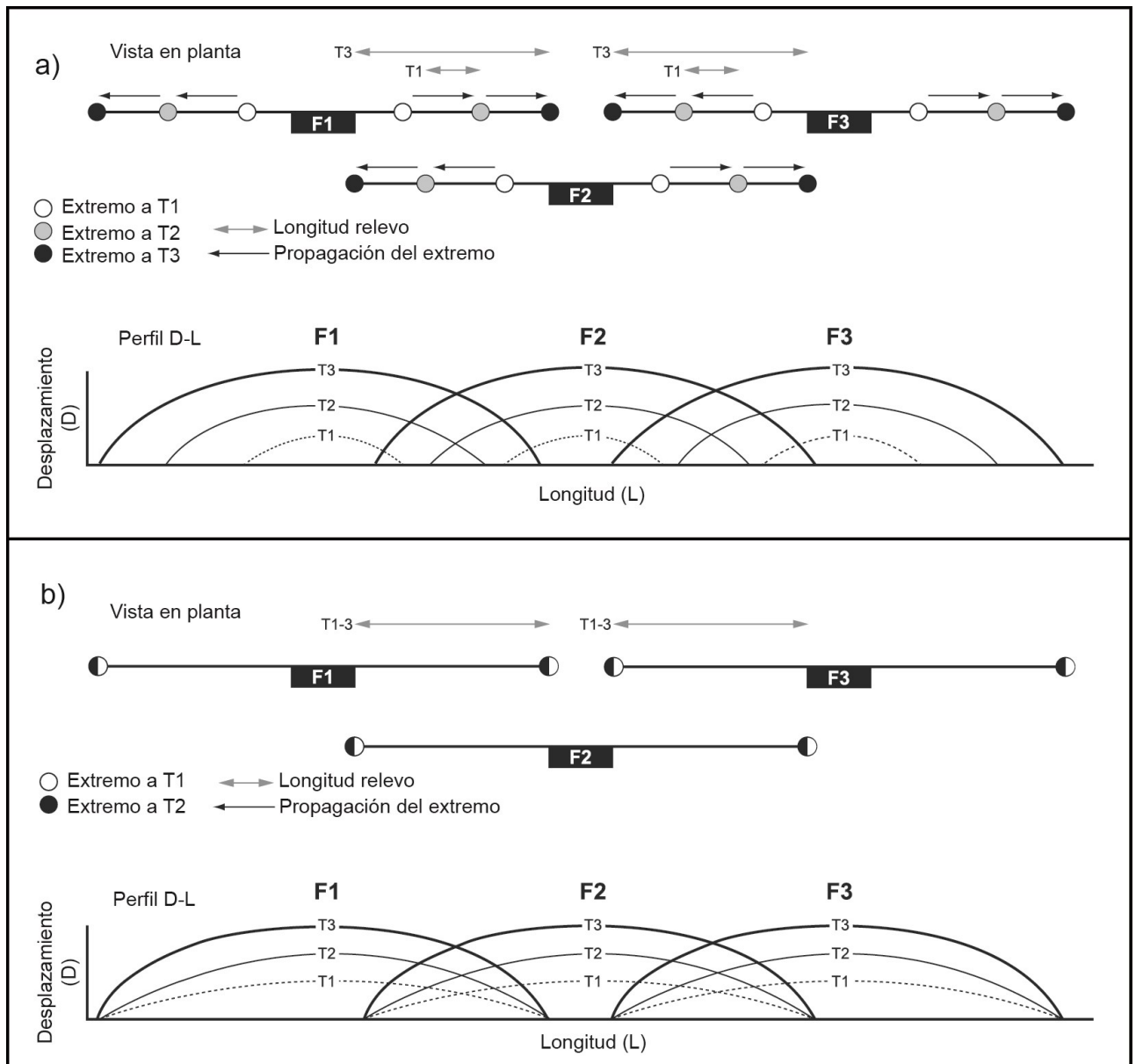


Fig. 2.8. Modelos conceptuales para el crecimiento de zonas de fallas normales y segmentadas. a) Modelo de propagación de fallas. b) Modelo de longitud constante. Modificado de Rotevatn et al. (2019).

Fig. 2.8. Conceptual sketches for the two growth models of segmented normal faults. A) Propagating fault model. B) Constant-length fault model. Modified from Rotevatn et al. (2019).

información sobre ambos modelos se recomiendan las revisiones realizadas en Childs et al. (2017) y Rotevatn et al. (2019).

Independientemente de las diferencias entre los modelos queda patente que los grandes sistemas de fallas normales están compuestos por varios segmentos y que, en su evolución estructural, tienden a unirse en lo que se ha denominado zonas de transferencia o estructuras/rampas de relevo, o por sus términos en inglés, *transfer zones* o *relay ramps* (Larsen, 1988; Childs et al., 1995; 2016; Willemse, 1997; Gawthorpe y Leeder, 2000; Walsh et al., 2003; Soliva y Benedicto, 2004). Estas zonas de unión acomodan o transfieren el desplazamiento entre los diferentes segmentos que unen, contribuyendo a la arquitectura de la zona deformada (Fig. 2.9a. Peacock y Sanderson, 1991, 1994; Crider y Pollard, 1998; Gupta y

2. Marco estructural

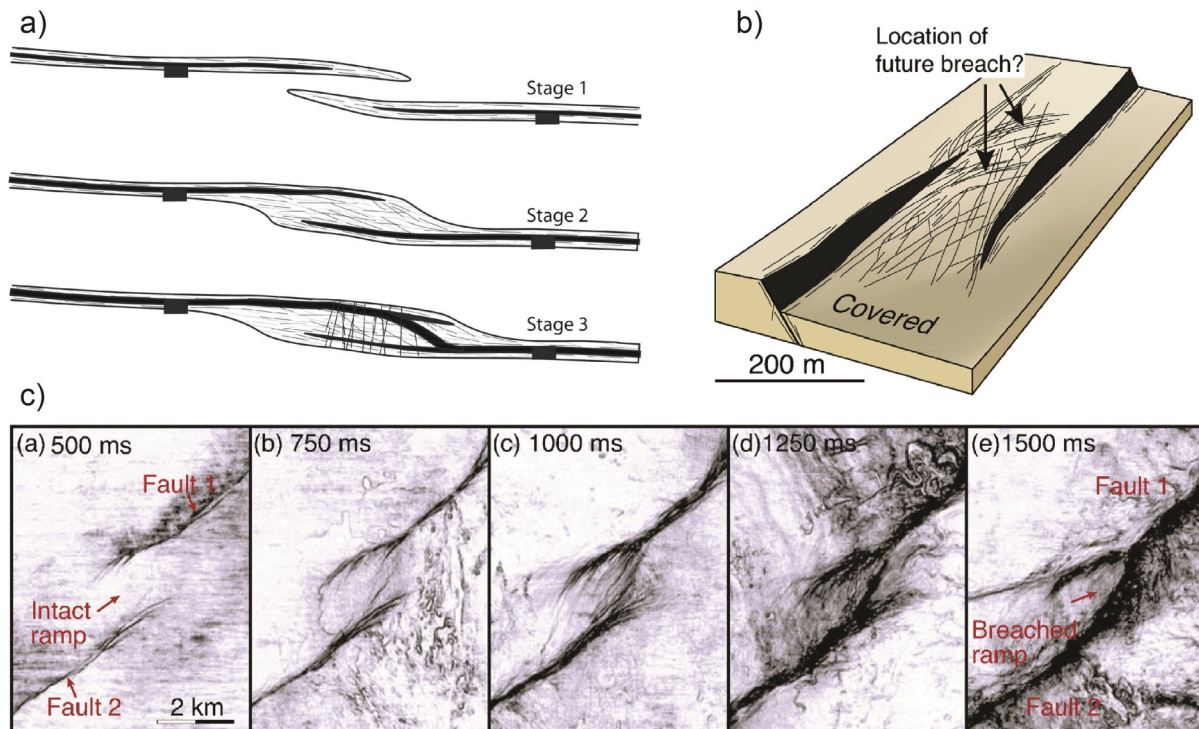


Fig. 2.9. a) Modelo de evolución de una zona de unión entre segmentos y la zona de daño desarrollada entre ellos (tomada de Rotevatn y Bastesen, 2014). b) Esquematación de una rampa de relevo fracturada (tomada de Fossen y Rotevatn, 2016). c) Datos sísmicos (intervalos temporales de varianza) mostrando la zona de relevo entre dos segmentos y el aumento de la fracturación en profundidad (tomada de Fossen y Rotevatn, 2016, a su vez modificada de Giba et al., 2012).

Fig. 2.9. a) Sketches showing the evolution of the relay zone between adjacent segments and the damage zone developed (from Rotevatn and Bastesen, 2015). b) Sketch of a fractured relay ramp (from Fossen and Rotevatn, 2016). c) Horizontal seismic variance timeslices show the relay zone between two segments and the fracturing increase at depth (From Fossen and Rotevatn, 2016; modified from Giba et al., 2012).

Scholz, 2000; Ferrill y Morris, 2001). Estructuralmente, se caracterizan por pendientes paralelas u oblicuas a la dirección de los segmentos (Fig. 2.9b), en donde la estratificación, de conservarse, buza a favor de la pendiente de la rampa (Ferrill and Morris, 2001; Fossen y Rotevatn, 2016). En primeros estadios de desarrollo de la rampa, la deformación es continua, desarrollándose un pliegue de eje perpendicular a la rampa. Cuando la pendiente aumenta, el aumento de la deformación no puede acomodarse por deformación continua y se produce la brechificación frágil (o discontinua) de la rampa. La fracturación desarrollada es oblicua e incluso perpendicular a la dirección de los segmentos y con componentes mayoritariamente normales, pero también direccionales (Fig. 2.9b; e.g. Giba et al., 2012; Rotevatn et al., 2009; Fossen et al., 2010). La geometría de la zona de relevo varía a su vez en la vertical, aumentando el grado de fracturación y unión entre segmentos con la profundidad (Giba et al., 2012; Fig. 2.9c).

Por otra parte, la existencia de perturbaciones locales en el estado de esfuerzos son frecuentes en el interior de las zonas de relevo. Durante episodios sísmicos se produce un incremento de los esfuerzos de Coulomb en zonas perimetrales de los extremos de los segmentos, induciendo a la brechificación de la zona de relevo entre segmentos (e.g. Willemse, 1997; Crider y Pollard, 1998; Gupta y Scholz, 2000; Fig. 2.10a). Además, esta concentración del esfuerzo induce a nuevas rupturas sísmicas en segmentos adyacentes, incrementando notablemente el riesgo sísmico de la estructura (e.g. Finzi y Langer, 2012). A su vez, la transferencia del desplazamiento entre segmentos induce la torsión de la rampa y una

consecuente rotación (tanto de eje vertical como horizontal) de las capas hacia el bloque inferior (Fig. 2.10b-f). Ello también causa una extensión local en paralelo a la pendiente de la rampa (ortogonal a la extensión regional) y deformación asociada en el interior de la rampa (e.g. Peacock y Sanderson, 1994; Ferrill y Morris, 2001).

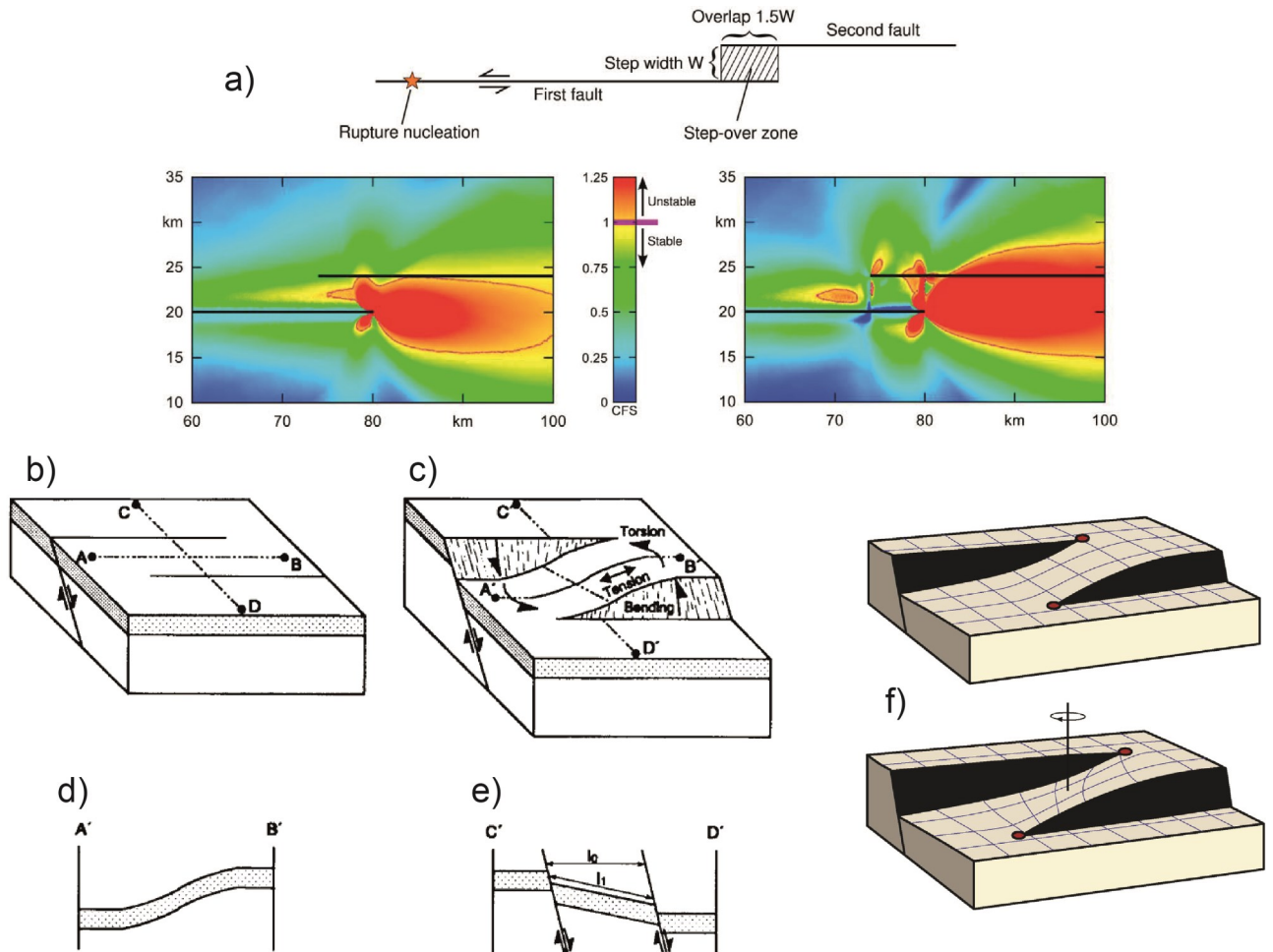


Fig. 2.10. a) Patrones en la distribución de esfuerzos asociados a una ruptura sísmica en la zonas de relevo entre dos segmentos. Valores de CFS (*Coulomb Failure Stress*) >1 indican zonas donde la propagación de ruptura puede tener lugar. Nótese como se produce un incremento del esfuerzo en la zona de relevo, y como la propagación del sismo a segmentos adyantes es más probable en zonas ya fracturadas previamente (imagen de la derecha), que en zonas sin dañar (izquierda). Figura tomada de Finzi y Langer (2012). b) Bloque diagrama con dos segmentos a desplazamiento cero. c) Mismo bloque diagrama, una vez el desplazamiento se ha producido. d) y e) cortes realizados sobre el bloque diagrama mostrado en c). La longitud de las líneas A-B y C-D, sin deformar en b), ha aumentado con el desplazamiento (líneas A'-B' y C'-D' en c), d) y e), evidenciando extensión efectiva en paralelo y en perpendicular al buzamiento de la rampa. Figura tomada de Peacock y Sanderson (1994). f) Modelo que muestra la torsión que sufre la rampa de relevo previamente a su brechificación. Fig. tomada de Fossen y Rotevatn (2016).

Fig. 2.10. a) Stress patterns associated with a rupture in the vicinity of a relay zone between two segments. Values of CFS (*Coulomb Failure Stress*) >1 indicate zones where the rupture jump can take place. Note the stress increase in the fault tip's nearby zones and how the rupture jump is more likely in damaged relay zones (right image) than in undamaged zones (left image). Fig. taken from Finzi and Langer (2012). b) Block diagram with two overstepping fault segments at zero displacement. c) Diagram block when displacement occurs and relay zone is developed. d) and e) Cross-sections made on the block-diagram shown in c). Note the length increase with the displacement of the A-B and C-D lines (un-deformed in b)) respect the deformed A'-B' y C'-D' lines in c), d) and e), evidencing local extension in parallel and perpendicular to relay ramp dip. Figure taken from Peacock and Sanderson (1994). f) Sketchs showing the torsion of the relay ramp, prior to breaching.

2. Marco estructural

Fuera de las zonas de relevo (i.e. en segmentos aislados), la geometría interna de la zona deformada se caracteriza por una elevada localización de la deformación en estrechas bandas de deslizamiento (e.g. Aydin, 1978; Antonellini et al., 1994; Fossen y Hesthammer, 1997). Uno de los principales procesos que controlan la localización de la deformación en rocas sedimentarias es la inyección de material dúctil (Fig. 2.11a-c), normalmente arcillas (*clay smear*), en los planos de falla (e.g. Smith, 1966; Weber et al., 1978; Schmatz et al., 2010; Kettermann et al., 2016. Vrolijk et al., 2016). Este fenómeno reduce drásticamente la fricción en los planos de deslizamiento, inhibiendo el desarrollo de zonas de fracturación frágil en torno a los planos (i.e. zonas de daño). La consecuencia directa de esta localización es la presencia de bloques dentro de la zona deformada sin presentar apenas deformación interna, preservando petrofabricas heredadas del protolito (i.e. estratificación, etc.). La geometría de estos bloques es muy variable, siendo fundamentalmente dependiente de factores litológicos/reológicos y de la geometría de los planos de falla (i.e. planares o no planares). En el caso de fallas curvas o escalonadas, tienden a desarrollarse fallas de acortamiento que regulan la geometría del plano, generándose bloques de formas lenticulares (*lenses* o *lozenges* por sus términos en inglés; e.g. Awdal et al., 2004). En planos de falla rectilíneos, por lo general las geometrías desarrolladas son similares a *graben* y *horst* (generándose los denominados *horses*).

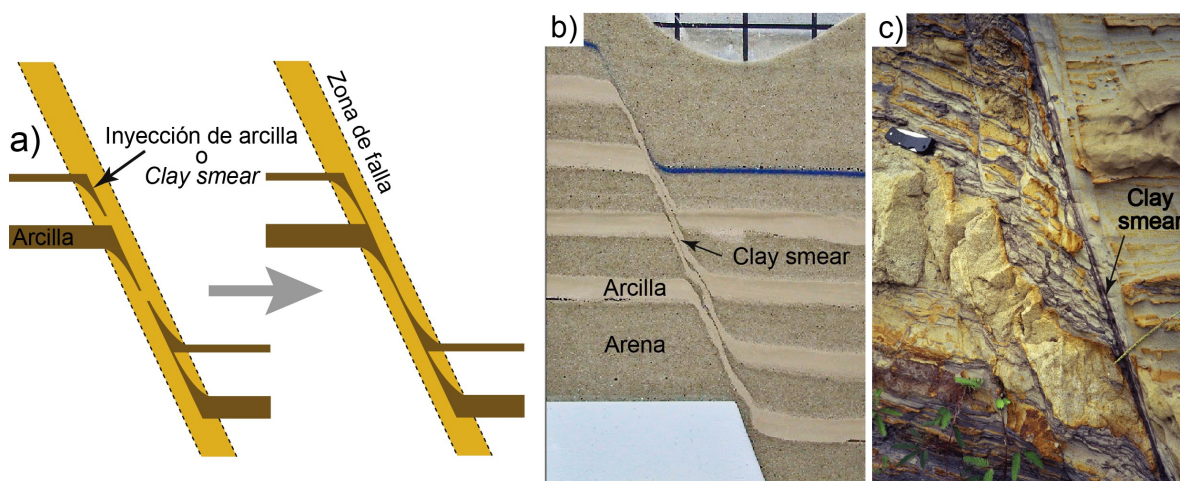


Fig. 2.11. a) Modelo esquemático del proceso de inyección de arcilla o *clay smear*. Modificado de Vrolijk et al. (2016). b) *Clay smear* en modelos analógicos. Tomado de Schmatz et al. (2010). c) Plano de falla con inyección de arcillas. Tomado de Vrolijk et al. (2016).

Fig. 2.11. a) Sketch of the clay injection or smear process. Modified from Vrolijk et al. (2016). b) *Clay smear* in analogue modelling. From Schmatz et al. (2010). c) Fault plane showing clay injection. From Vrolijk et al. (2016).

2.3.3. Fallas transcurrentes

Las fallas direccionales son estructuras normalmente verticales o de alto buzamiento que acomodan saltos en la horizontal en la corteza, y que a diferencia de los cabalgamientos y las fallas normales, no disminuyen o aumentan el área de la corteza. Resultan de la convergencia (o extensión) oblicua a las estructuras y desplazamientos paralelos o casi paralelos a las mismas. Con este apartado, se pretende dar una visión global de la evolución, arquitectura y repartos de la deformación en fallas transcurrentes, es decir, fallas direccionales de escala regional fuera de los límites de placa (i.e. fallas transformantes).

Por su carácter vertical, suelen presentar trazas cartográficas rectilíneas y longitudes y desplazamientos kilométricos. Normalmente son estructuras muy segmentadas (i.e. sistema de fallas), con varias ramas de

falla que no terminan longitudinalmente en otro segmento, sino que presentan estructuras de enlace entre segmentos o simplemente finalizan en una zona de deformación dúctil (i.e. acomodación por pliegues). El crecimiento de los sistemas de fallas tiene lugar por el aumento longitudinal de la estructura conforme se incrementa el desplazamiento (correlación lineal entre ambos parámetros; Wesnousky, 1988). De ahí la razón de la similitud geométrica entre sistemas de fallas incipientes (e.g. Segall y Pollard, 1980; Willemse et al., 1997; Peacock y Sanderson, 1995) y fallas de alcance cortical (e.g. Aydin y Nur, 1982; Wesnousky, 1988; Kim y Sanderson, 2006; Fig. 2.12a). Una recopilación de parámetros en fallas direccionales es recogido en Wesnousky (1988), en donde se sugiere que el número de segmentos y de zonas de unión entre ellos tiende a disminuir conforme aumenta el desplazamiento y desarrollo del sistema de fallas (e.g. de Jousineau y Aydin, 2007; Fig. 2.12b). Consecuentemente, los sistemas de fallas aumentan su longitud por unión y coalescencia de segmentos previamente aislados, acomodando mayores desplazamientos en conjunto (e.g. Aydin y Berryman, 2010, y referencias). El desplazamiento a lo largo de cada segmento (y en el sistema de fallas) también es variable, siendo mayor en zonas centrales y reduciéndose hasta cero en los extremos de la falla (Fig. 2.12c).

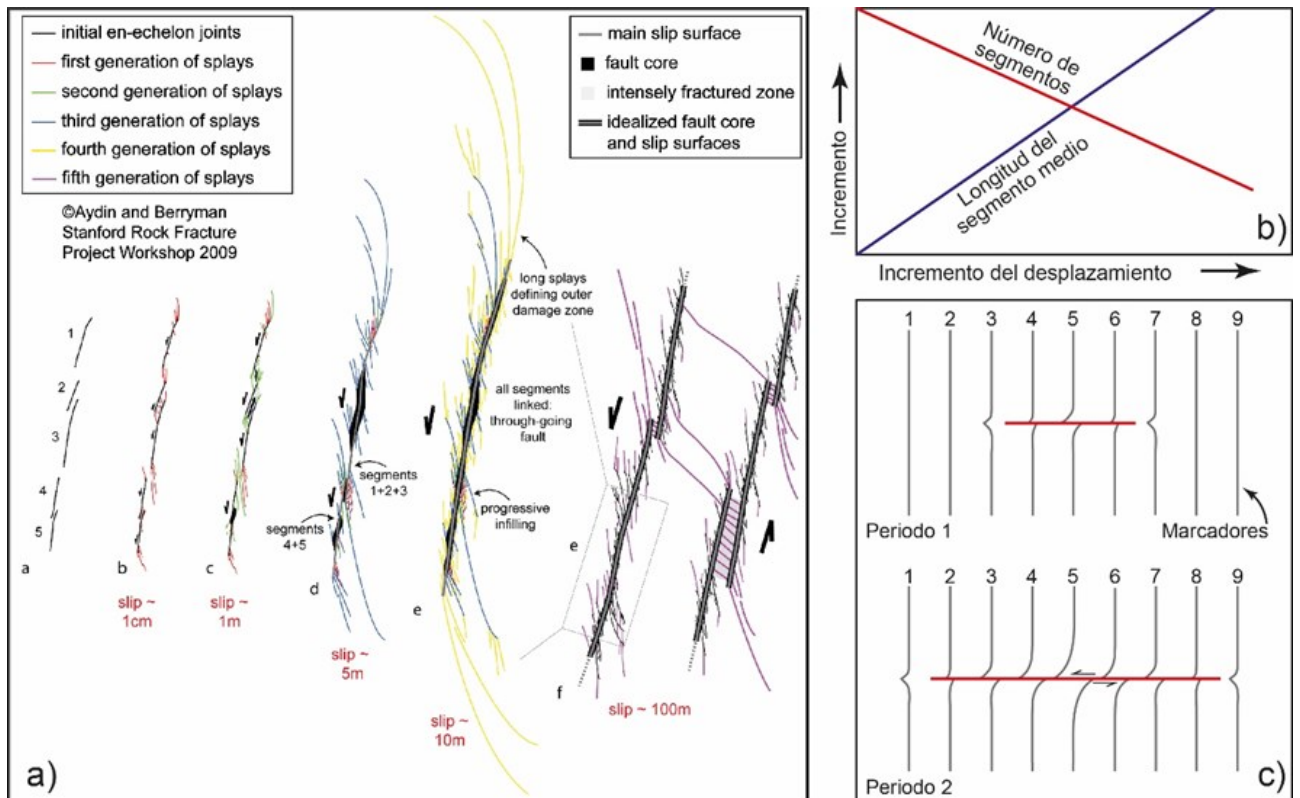


Fig. 2.12. a) Modelo conceptual del crecimiento y unión de segmentos de falla aislados con el incremento de desplazamiento del sistema de falla. Nótese el aumento de longitud de la estructura y la reducción del número de segmentos conforme aumenta el desplazamiento. Tomado de Aydin y Berryman (2010), modificado de Jousineau y Aydin (2007). b) Diagrama idealizado mostrando la longitud media de los segmentos y el número de segmentos aislados con el incremento del desplazamiento. Modificado de Aydin y Berryman (2010). c) Modelo mostrando la variación en el desplazamiento a lo largo de un segmento y en función de su desarrollo.

Fig. 2.12. a) Conceptual model showing the development and coalescence of isolated fault segments with the displacement increase. Note the increase in the length and the reduction of the number of segments as the slip increases. From Aydin and Berryman (2010), modified from de Jousineau y Aydin (2007). b) Idealized diagrams summarizing general trends of mean segment length and number of segments as the maximum slip increases. Modified from Aydin and Berryman (2010). c) Sketch illustrating how the displacement varies along a strike-slip fault depending on its development.

2. Marco estructural

Al igual que en el caso de fallas normales, la arquitectura de la zona deformada varía notablemente entre aquellas zonas que se corresponden con zonas de unión y zonas de segmentos (relativamente) aislados. Las zonas de unión suelen caracterizarse por una complejidad e intensidad en la fracturación mayor que en las zonas de daño de segmentos aislados (e.g. Kim et al., 2003; 2004). La disposición inicial de los segmentos y el sentido de desplazamiento de la estructura determina si el área de separación entre los segmentos es comprimida o, por el contrario, si sufre extensión (e.g. McClay y Bonora, 2001). Independientemente de si la unión entre segmentos es continua (*bends*, con la curvatura de los segmentos) o discontinua (*stepovers*, con la fracturación de la zona de enlace), la geometría resultante es muy similar (Fig. 2.13a, b). En el caso de *bends* o *stepovers* compresivos, cabalgamientos, pliegues y levantamientos tectónicos (*push-up*) intervienen en la configuración de zonas de relevo en donde movimientos direccionales y compresión coexisten (i.e. transpresión), generando estructuras en flor positiva (e.g. Woodcock y Rickards, 2003; Fig. 2.13b). Por otra parte, fallas normales y cuencas de *pull-apart* caracterizan a los *bends* y *stepovers* extensionales, dominados por la combinación de movimientos direccionales y extensión (i.e. transtensión) y por arquitecturas en flor negativa (e.g. ten Brink y Ben-Avraham, 1989; McClay y Dooling, 1995; Fig. 2.13a).

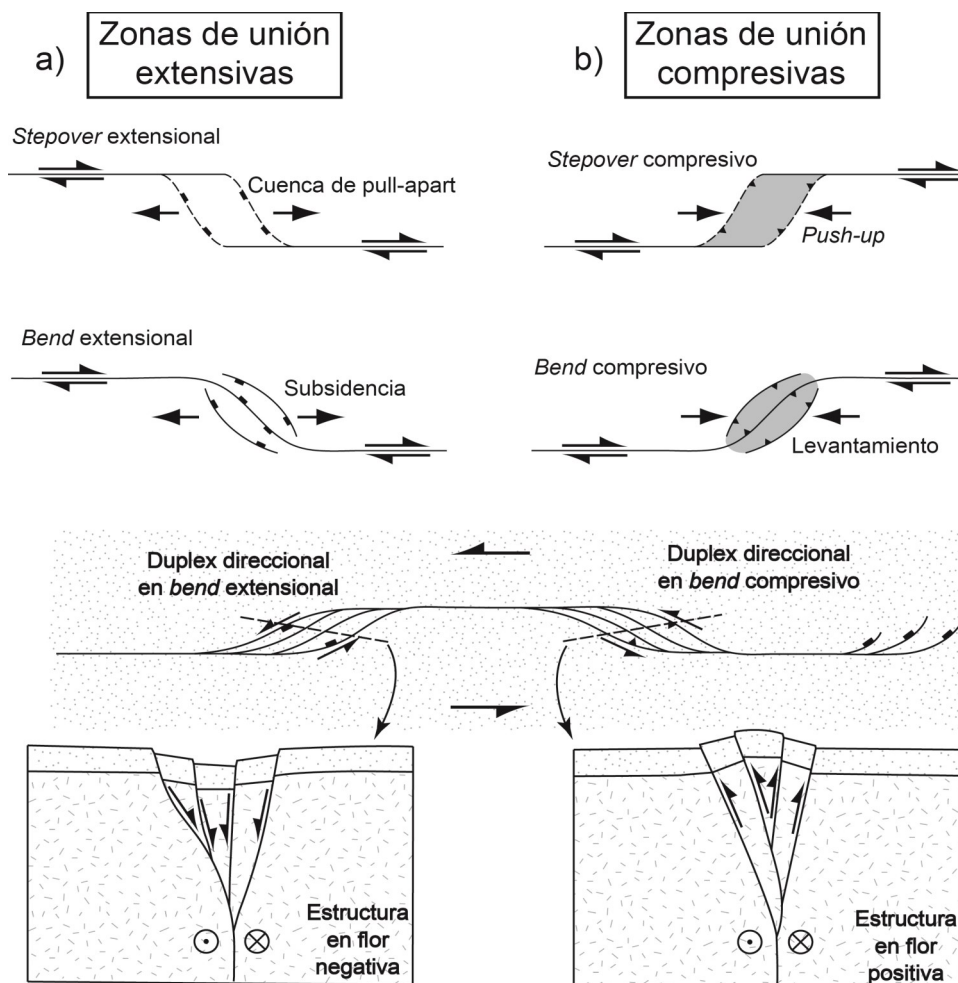


Fig. 2.13. Ilustraciones en planta y corte de los diferentes tipos de uniones entre segmentos direccionales (*bends*, *stepovers* y estructuras en flor), en zonas transtensivas (a) y transpresivas (b).

Fig. 2.13. Map views and cross-section of the several types of linkage zones between strike-slip segments (*bends*, *stepovers* and flower structures) in transtensive (a) and transpressive (b) zones.

En segmentos aislados, la geometría interna de la zona deformada se corresponde con la estructuración clásica anteriormente mencionada de núcleo y zona de daño. La deformación progresa con el incremento del desplazamiento a partir de la formación de nuevas fracturas de Riedel (de forma similar a lo observado en la Fig. 2.12a). Por ello, la geometría de núcleos anastomosados suele caracterizarse por múltiples planos de fallas con estas mismas orientaciones de Riedel (frecuentemente en orientaciones Y, R y P; e.g. falla de Carboneras, Fig. 2.14: Faulkner et al., 2003; también Keller et al, 1995; Cembrano et al., 2005). Esta arquitectura conlleva una distribución muy heterogénea de la deformación, con numerosas zonas de cizalla de orientaciones diversas y caracterizadas por la presencia de *fault gouges*. La continuidad de estas bandas puede llegar a ser elevada, en tanto en cuanto ésta aumenta con el desplazamiento de la estructura (Faulkner et al., 2003). Entre los planos anastomosados se preservan lenticulas de material del protolito con notables variaciones en el tipo e intensidad de deformación interna: deformación continua en materiales plásticos (e.g. pliegues de eje y plano axial vertical, oblicuos a los límites de la zona de deformación) o discontinua en materiales frágiles (foliación por presión-disolución en carbonatos o brechificación en rocas cuarzofeldespáticas).

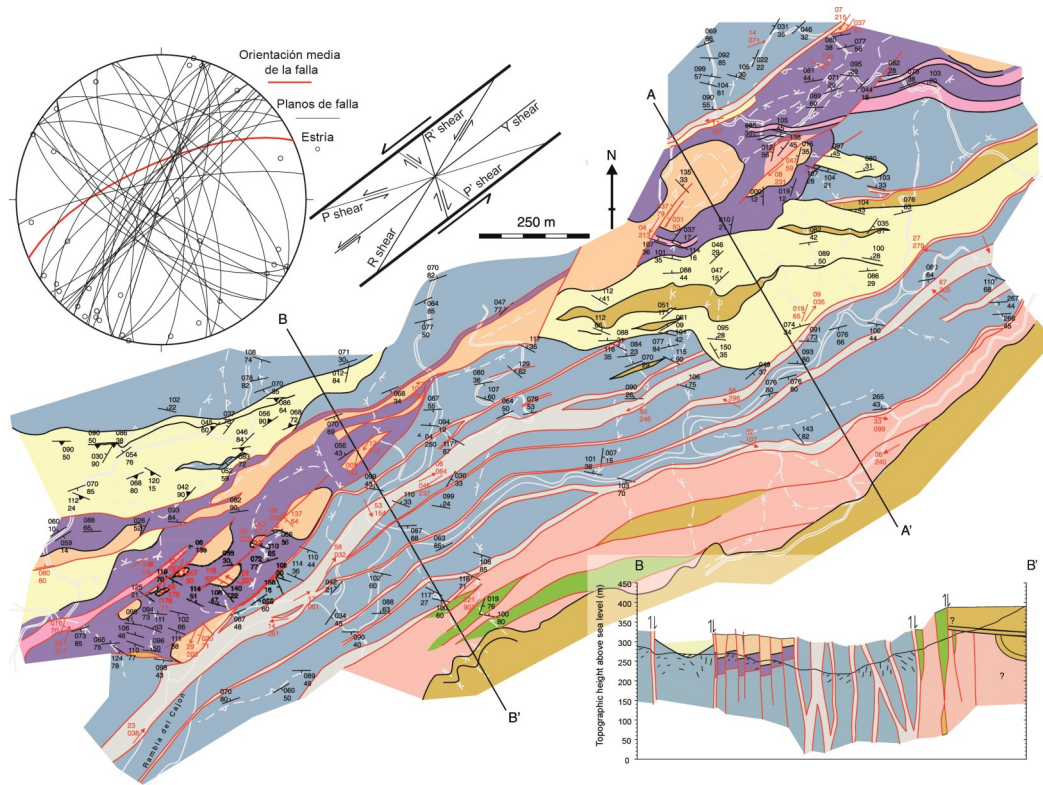


Fig.2.14. Cartografía en detalle de la zona deformada de la falla de Carboneras, con un corte geológico perpendicular a la estructura y la proyección (igual área, hemisferio inferior) de los planos de falla principales, en diferentes orientaciones de Riedel. Tomado de Faulkner et al. (2003)

Fig. 2.14. Detailed map of the Carboneras fault zone, with a geological cross-section orthogonal to the fault zone and a stereonet (equal area, lower hemisphere projection) with the main fault trends, in Riedel orientations. From Faulkner et al. (2003).

Si la concentración del desplazamiento en estrechas bandas (i.e. núcleos de falla) es indicativo de repartos diferenciales de la deformación, otros procesos de partición de la deformación actúan en estos tipos de zonas de falla. Especialmente cuando las fallas direccionales acomodan componentes de extensión o compresión (zonas transtensivas o transpresivas, respectivamente), es frecuente que los diferentes saltos (i.e. en dirección vs. normales o inversos) se localicen en diferentes planos de fallas internos o zonas

2. Marco estructural

dentro del área deformada, y no que todos ellos presenten cinemáticas transtensivas o transpresivas. Es decir, que ciertos planos asumen mayoritariamente la componente direccional del desplazamiento, y otros lo hacen con la componente normal o inversa, en un proceso denominado *strain* o *slip partitioning*. La partición del deslizamiento tiene lugar a escalas muy diversas: i) en la configuración de los bordes de placa (e.g. Teysier et al., 1995; McCaffrey, 1996), ii) en la configuración del conjunto de fallas kilométricas que forman el sistema de fallas a macro-escala (e.g. Norris y Cooper, 2001; Armijo et al., 2002; Cembrano et al., 2005), iii) en la configuración de la arquitectura interna de la zona deformada a meso-escala (e.g. Woodcock y Rickards, 2003) y iv) en la deformación de rocas de falla a micro-escala (e.g. Tikoff y Greene, 1997). Adicionalmente, el hecho de que estas fallas sean especialmente propensas a reactivarse bajo diferentes contextos tectónicos, hace que normalmente presenten estructuras con cinemáticas diferentes, aumentando la complejidad en la partición de la deformación y la arquitectura de la zona deformada (e.g. Davatzes et al., 2003).

2.4. Mecanismos de deformación y tipos de rocas de falla

La deformación de una roca puede ser definida como el cambio permanente de la forma y/o volumen de la misma como consecuencia de la aplicación de un esfuerzo. Siguiendo la clasificación descriptiva de Blenkinsop (2007), las estructuras de deformación pueden ser divididas en tres categorías en función de sus características (Tabla 2.1): i) las formadas por fracturas y partículas desplazadas y/o rotadas sin modificación de la red cristalina, ii) las que presentan estructuras de disolución, transporte y precipitación (sin fracturación) y con modificación de la red cristalina y iii) las que presentan evidencias de recristalización, con modificación de la red cristalina. Estas tres categorías están directamente relacionadas con las propuestas por Knipe (1989), en una clasificación genética de los tipos de mecanismos de deformación (Tabla 2.1): i) cataclasis (deformación por fracturación y traslación/rotación de partículas), ii) transferencia de masa difusiva (*diffusive mass transfer*, DMT; deformación por difusión de material cristalino en respuesta a gradientes geoquímicos) y iii) plasticidad intracristalina (deformación por movimiento de la estructura cristalina: defectos cristalográficos, dislocaciones, maclado, etc.), respectivamente. Es frecuente que una misma roca presente a su vez estructuras de deformación producidas bajo diferentes mecanismos a consecuencia de: i) el registro en la roca de eventos de deformación distintos y sobreimpuestos, generados bajo diferentes condiciones de deformación y ii) diferentes comportamientos reológicos de los minerales que componen una roca poliminerálica (e.g. las facies de esquistos verdes suelen presentar granos de cuarzo con deformación cristalina y fracturación por cataclasis en el feldespato, ambos formados por el mismo evento de deformación y bajo las mismas condiciones).

La variación en las condiciones de presión y temperatura en la corteza terrestre causa una correspondiente variación en los mecanismos de deformación con la profundidad. De forma casi sistemática, dos procesos ocurren al incrementarse la profundidad: por un parte un aumento progresivo de la temperatura por el efecto del gradiente geotérmico, y por otra, un incremento continuo de la presión por efecto de la gravedad. En términos de mecanismos de deformación, el incremento de la temperatura apenas tiene influencia en la cataclasis, que está fuertemente influenciada por la presión. Por contra, los mecanismos de deformación intracristalina están gobernados fundamentalmente por la temperatura. Es por ello por lo que los mecanismos de cataclasis están restringidos a la zona superior “fría” de la corteza, mientras que la plasticidad cristalina tiene lugar en sus zonas profundas y calientes (Sibson, 1977, entre

Clasificación descriptiva		Clasificación mecánica	
General	Específica	Específica	General
MICROFRACTURAS, FRACTURAS, PARTÍCULAS FRAGMENTADAS, ROTADAS Y DESPLAZADAS	Microfracturas Microfallas Bandas de deformación Fracturación distribuida Fracturación localizada Fault gouges Orientación preferente de forma Pseudotaquilitas	Microfracturación Rotación Deslizamiento de grano por fricción Flujo cataclásico Fusión parcial	CATACLASIS
MATERIAL ELIMINADO, TRANSPORTADO Y DEPOSITADO	Solución de superficies de grano Indentación y truncación de granos Estilolitos Foliación Superficies de concentración Sobrecrecimientos de grano Sombras de presión Orientación preferente de forma Relleno de venas Inclusiones fluidas	Disolución Precipitación	TRANSFERENCIA DE MASA DIFUSIVA POR SOLUCIÓN
DISTORSIÓN PERMANENTE DE LA RED CRISTALINA	Maclado Extinción ondulante Kink bands Deformación lamelar Frábricas cristalográficas Crecimiento de granos Estructuras en núcleo y manto	Dislocaciones <i>Difussion creep</i> Maclado Recuperación dinámica Recristalización	PLASTICIDAD INTRACRISTALINA

Tabla 2.1. Clasificación de micro-estructuras y mecanismos de deformación en minerales y rocas. Modificado de Blenkinsop (2007).

Table 2.1. Classification of deformation microstructures and mechanism in minerals and rock. Modified from Blenkinsop (2007).

otros; Fig. 2.15a). Como anteriormente se comentaba en el apartado de introducción, esta diferenciación de procesos en relación a la profundidad permite diferenciar tres grandes dominios en la corteza: zona de deformación frágil superior, una zona de deformación plástica inferior y una zona de transición frágil-plástica. Esta transición supone evidentemente la sustitución de la cataclasis (típicos de la zona frágil; Fig. 2.15b) por mecanismos de deformación plástica con la profundidad (Fig. 2.15c, d), situándose en temperaturas en torno a 300°C para el cuarzo y de 400-450°C para el feldespato (Sibson, 1977; 1990). No obstante, la presencia de fluidos o procesos de deformación diferencial en rocas poliminerálicas puede producir deformación plástica de los minerales a temperaturas inferiores (McClay, 1977), o viceversa, presiones altas pueden inducir a la cataclasis a altas temperaturas. La ubicación de esta zona de transición es además fundamental en términos sismológicos puesto que separa la zona en donde se producen rupturas sismogénicas “cataclásicas” de la zona de deformación plástica, en donde la deformación por *creep* plástico es asísmica. Por ello, esta zona también recibe el nombre de “base de la zona sismogénica”.

2. Marco estructural

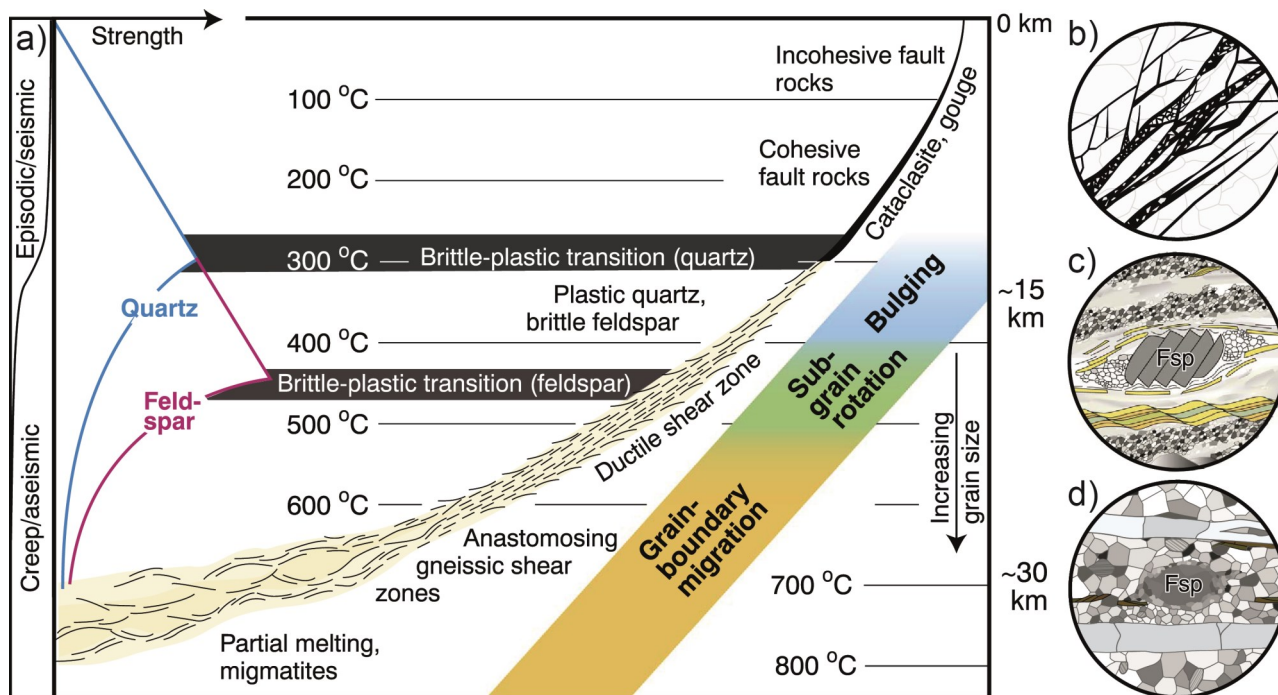


Fig. 2.15. a) Ilustración simplificada mostrando la variación en la vertical de la zona de cizalla y de la petrofábrica desarrollada. Los mecanismos de deformación están condicionados por la temperatura de deformación. b) Mecanismos de deformación frágil con desarrollo de cataclasitas. c) Deformación plástica del cuarzo con fracturación del feldespato bajo temperaturas intermedias entre sus temperaturas de transición (~300 - ~450°C). d) Deformación dúctil en ambos minerales en procesos de recristalización de alta temperatura. Figura tomada de Fossen y Cavalcante (2017).

Fig. 2.15. Simplified diagram illustrating vertical variations in shear zones and shear zone petrofabrics. Mechanism of deformation are conditioned by shear temperature. b) Brittle mechanism with development of cataclasites. c) Plastic deformation in quartz grains together fracturing of feldspar at temperatures between both brittle-plastic transitions (~300 - ~450°C). d) Plastic deformation in high-temperature recrystallization. Figure from Fossen and Cavalcante (2017).

Antes de continuar con la descripción de los procesos de deformación y del tipo de rocas, conviene hacer un inciso acerca de la terminología utilizada hasta ahora. Los términos frágil y dúctil se han utilizado de forma tremendamente confusa en la literatura y con connotaciones muy diversas, fundamentalmente por los diferentes enfoques desde los cuales se ha estudiado la deformación de la roca (e.g. Geología estructural de campo, estudios de mecánica de rocas, estudios de la microdeformación, etc.). Por una parte, existe cierto consenso en entender el término frágil asociado a un proceso de fracturación relativamente discontinuo (dependiendo de la escala de observación) de la roca, y definido tanto desde puntos de vista descriptivos como mecánicos. Por la otra, el término dúctil es el que ofrece una mayor variabilidad de significados e interpretaciones. En la literatura de deformación de rocas y Geología clásica, es frecuente entender la ductilidad como una deformación producida por un flujo del material uniforme, es decir, continuo en el espacio (e.g. pliegues). Según esta definición, la cataclasis, un proceso que conlleva mecanismos de deformación frágil, es capaz de generar deformación dúctil por flujo cataclásico (deformación macroscópicamente dúctil generada por fracturación y deslizamientos granos sobre granos en flujo quasi-viscoso). Sin embargo, el término dúctil también se refiere estrictamente en la literatura a la deformación producida por plasticidad intracristalina, definida con un criterio mecánico y que evidentemente excluye a las rocas formadas por flujo cataclásico de ser consideradas dúctiles. Rutter (1986), en una magnífica disertación de la problemática, señala la confusión terminológica y la influencia de la escala de observación al respecto, poniendo como ejemplo el anteriormente mencionado de una

roca cataclásica (frágil) de aspecto dúctil a macro- y meso-escala. Por ello, Rutter (1986) recomienda sustituir el término de transición dúctil por el término plástico, en donde ya no existan dudas sobre términos descriptivos o mecánicos. Por desgracia, su propuesta no ha sido del todo aceptada y la confusión terminológica sigue existiendo. Además, toda esta discusión terminológica es importante en tanto en cuanto se ha proyectado al nombre que reciben las estructuras de deformación, haciendo compleja la interpretación de la literatura y generando continuas confusiones entre la comunidad científica. Posiblemente el ejemplo más frecuente sea la denominación que se ha utilizado para definir las estructuras de tipo SC, definidas en Lister y Snoke (1984) como estructuras compuestas por planos de cizalla y planos de foliación, en una clara definición descriptiva y poco restrictiva en cuanto a los mecanismos de deformación que las generan. A pesar de esta definición, en numerosos artículos científicos el término estructura SC queda constreñido a aquellas rocas que presentan deformación intracristalina. De ahí surge que algunos autores no denominen estructuras SC a estructuras de deformación frágil compuestas también por planos de cizalla y foliación, asignándoles nuevos términos tales como estructuras *SC-likes*, foliación Y y P de Riedel o directamente *p foliation*. En nuestra opinión, todas ellas se refieren a geometrías y cinemáticas muy similares, y teniendo en cuenta lo poco restrictivo de la definición de Lister y Snoke (1984), creemos que es apropiado (o al menos no erróneo) denominar estructuras SC a la combinación de planos de cizalla y foliación, independientemente de criterios mecánicos.

De igual manera que la deformación se ha clasificado desde puntos de vista genéticos (e.g. clasificación de Schmid y Handy, 1991) o descriptivos, las rocas de fallas también se han clasificado bajo ambos criterios. No obstante, la clasificación descriptiva de las rocas de falla predomina claramente en la literatura, fundamentalmente porque es accesible a científicos no especialistas en la materia y porque no es necesario el estudio de los procesos de deformación para realizar la clasificación de la roca. Por otra parte, cuenta con el inconveniente de la subjetividad en la interpretación de las características de la roca. La clasificación descriptiva más utilizada es la inicialmente propuesta en Sibson (1977), modificada

		DESARROLLO DE FOLIACIÓN			
		-			+
NO COHESIVA	% fragmentos visibles	>30%	Brecha de falla		
	% matriz	<30%	<i>Fault gouge</i>		
COHESIVA	% matriz	<50%	Serie cataclásica	Protocataclasita	Serie milonítica
	% matriz	50-90%		Protocataclasita Foliada	
	% matriz	>90%		Cataclasita	
	% matriz	>90%		Cataclasita Foliada	
		Fusión parcial vitrificada	Serie cataclásica	Ultracataclasita	Serie milonítica
		Dominio de filosilicatos		Ultracataclasita Foliada	
		<i>Pseudotaquilita</i>			
		<i>Filonita</i>			

posteriormente en Chester y Logan (1987), mostrada en la Tabla 2.2. Esta clasificación está basada en la distinción entre rocas foliadas y no foliadas, en la cohesión de la roca (entendida como el grado en el que la roca se comporta como un cuerpo continuo, no disgregado, durante la deformación) y en la proporción entre matriz y clastos (o porfiroclastos). Dentro de la serie no cohesiva, diferencia entre brechas y *fault gouges* en función del tamaño de los fragmentos, mientras que en la serie cohesiva discierne entre rocas generadas por fracturación (serie cataclásica) y rocas generadas por deformación plástica (serie milonítica).

Tabla 2.2. Clasificación de rocas de fallas, modificada de Sibson (1977).

Table 2.2. Classification of fault rocks, modified after Sibson (1977).

2. Marco estructural

2.5. Cataclasis: estructuras de deformación y petrofábricas

La mayor parte de las zonas de falla estudiadas en esta tesis doctoral funcionaron o funcionan en régimen friccional, tal y cómo se define en Sibson (1977), siendo la cataclasis el principal mecanismo de deformación. A lo largo de este apartado se intentará ofrecer una visión global de los diversos procesos que conforman la cataclasis y la evolución de las estructuras de deformación conforme esta avanza. A su vez, y teniendo en cuenta que uno de los objetivos principales de esta tesis es la aplicación de la ASM al estudio de rocas de falla, también se intentará dar explicación a las petrofábricas generadas por este proceso o conjunto de procesos denominado cataclasis.

La cataclasis está conformada por dos mecanismos de deformación fundamentales: la microfracturación inicial de la roca y el deslizamiento friccional de las partículas. El término microfractura es definido cómo una discontinuidad tabular o planar, e incluye a sub-términos tales como microfallas (con matriz), microfracturas (sin matriz), bandas de deformación, venas o superficies de deslizamiento. Como se comentaba anteriormente, la fracturación de la roca se rige por criterios de deformación frágil e involucra la nucleación de la fractura, su propagación y el desplazamiento a través de ella, normalmente condicionada por heterogeneidades previas en la roca y minerales (Kranz, 1983; Aydin y Johnson, 1983). Conlleva a su vez el aumento de la angulosidad y aspereza de las partículas o granos, y la dilatancia (aumento de volumen) de la roca (Knipe, 1989), generando brechas de falla. Por otra parte, el deslizamiento friccional de partículas o granos entre ellos comienza en el momento en el que los esfuerzos de corte superan la cohesión y fricción entre partículas o granos. Por ello, es un proceso dependiente de la presión y catalizado por bajas presiones confinantes y elevadas presiones de fluidos (Evans, 1990). El deslizamiento entre granos produce la rotación y reducción progresiva del tamaño de la partícula (conminución) al limar progresivamente las asperezas de los mismos.

Conforme la cataclasis avanza, la reducción del tamaño y aspereza de los granos tiende a localizarse en bandas de deformación (Fig. 2.16a-c), estructuras planares de escala muy variable (de milimétrica a métrica) en donde, a su vez, se concentra progresivamente la deformación y el desplazamiento (ver Aydin, 1978, Aydin y Johnson, 1978; Antonellini et al., 1994). La principal característica de estas bandas es la generación continua de matriz a partir de la fragmentación de los granos, acompañada de una reducción de la porosidad de la roca. En su crecimiento, estas bandas tienden a coalescer unas con otras en patrones anastomosados y, cuando su grado de conectividad es elevado, generan superficies o bandas de deslizamiento activo caracterizadas por presentar *fault gouges* (Fig. 2.16d-e; Aydin y Johnson, 1983; Blenkinsop, 2000). De la misma forma que se explicaba anteriormente para la evolución de núcleos y zonas de daño en zonas de falla, este proceso de localización de la deformación está en clara relación con la reducción de la fricción de la roca en torno a ciertas bandas. De hecho, son las precursoras de los planos de falla de mayor tamaño, en otro claro ejemplo de la fractalidad que caracteriza a las zonas de falla.

Sin embargo, tanto en estudios experimentales como en ejemplos naturales, se ha observado que la deformación no siempre está localizada, sino homogéneamente distribuida en la zona deformada, en un proceso conocido como cataclasis distribuida (Zhu y Wong, 1997; Wong et al., 1997). Este hecho está relacionado con otro proceso importante de la cataclasis, conocido como flujo cataclásico: deformaciones cataclásicas que implican la conminución drástica de la roca y flujos quasi-plásticos continuos del

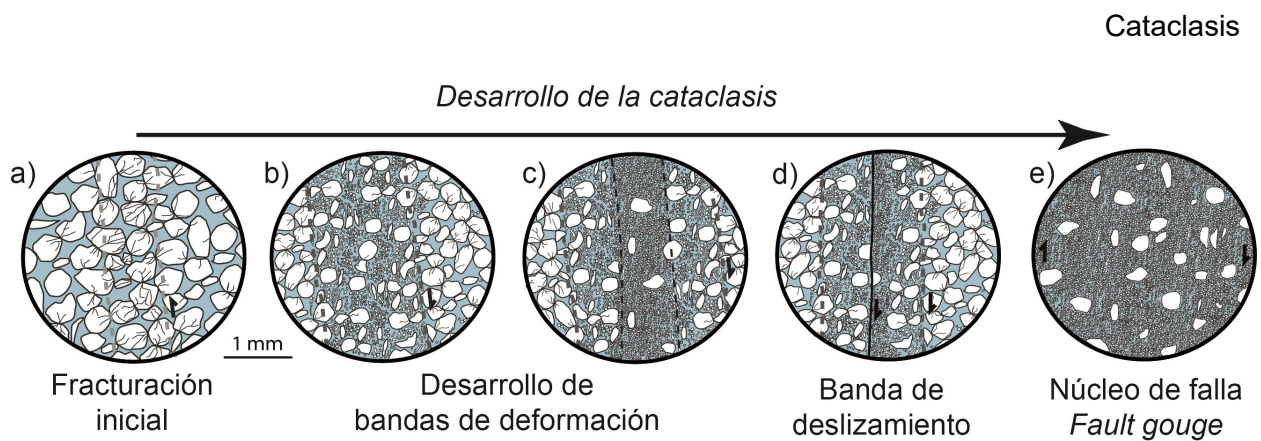


Fig. 2.16. Desarrollo de la cataclasis en una roca siliciclástica, con la reducción del tamaño de grano y la formación de bandas de deformación. Modificado de Ballas et al. (2015).

Fig. 2.16. Cataclasis development in siliciclastic rock, with grain-size reduction and deformational bands. Modified from Ballas et al. (2015).

material (de la matriz, más bien) a cualquier escala de observación. Para su desarrollo requiere de presiones confinantes más elevadas que para la propia fracturación de la roca, y por ello es un proceso que actúa únicamente cuando la profundidad de deformación es considerable. Conlleva la generación de rocas intensamente foliadas (fuerte anisotropía de los elementos de la petrofábrica) y la reducción de la porosidad, características propias de las *fault gouges* foliadas, generadas bajo este proceso.

En cuanto a las estructuras de deformación desarrolladas en zonas de falla frágiles, el tipo y desarrollo de las mismas está claramente relacionado con aspectos reológicos y con la cantidad de deformación registrada, o mejor dicho, al grado de conminución. Buena parte de estas estructuras pueden explicarse en un contexto de fracturación de la roca por cizalla simple, con los límites de esta última paralelos al plano de cizalla. A pesar de que las fracturas tienden a nuclearse y propagarse en las heterogeneidades de la roca, las fracturas iniciales suelen replicar orientaciones de Riedel (Y, P, R, R' y T, fundamentalmente), que al localizar la deformación, acaban por controlar la petrofábrica de la roca en su evolución con la deformación. En términos de petrofábrica, rocas intensamente brechificadas pero que no han experimentados flujos cataclasíticos son consideradas prácticamente como isotropas, con una rotación caótica de los clastos y matriz poco o nada ordenada.

Sin embargo, cuando la matriz presenta cierto grado de flujo cataclasítico, los granos que la conforman rotan y adquieren cierto grado de ordenación generándose petrofábricas bien definidas, especialmente si es rica en filosilicatos (e.g. filonitas). Tal vez la estructura de deformación más común sean las estructuras tipo SC (en la amplia definición de Lister y Snoke, 1984; Fig. 2.17). Estas estructuras suponen a su vez un claro proceso de partición de la deformación a microescala, al asumir preferentemente los planos C y S el deslizamiento y aplastamiento, respectivamente. Los planos de cizalla se caracterizan por ser paralelos a los límites de la cizalla y por elevados grados de conminución. A su vez, los plano S son oblicuos a los anteriores y dicha oblicuidad es utilizada como criterio cinemático de la estructura. En concreto, la dirección de transporte de la estructura está contenida en el plano de cizalla y a 90° de la línea de intersección entre ambos planos (Fig. 2.17). En su evolución con la deformación, el ángulo entre planos se reduce progresivamente por la progresiva rotación de la foliación y el aumento de espesor de los planos C. Cuando no son diferenciables, a la roca se le denomina *C-tectonite*. Otra variación de las estructuras SC es la presencia de bandas de cizalla secundarias, denominadas C', sintéticas y de bajo ángulo con los límites a la cizalla, y que seccionan y desplazan a los planos C y S.

2. Marco estructural

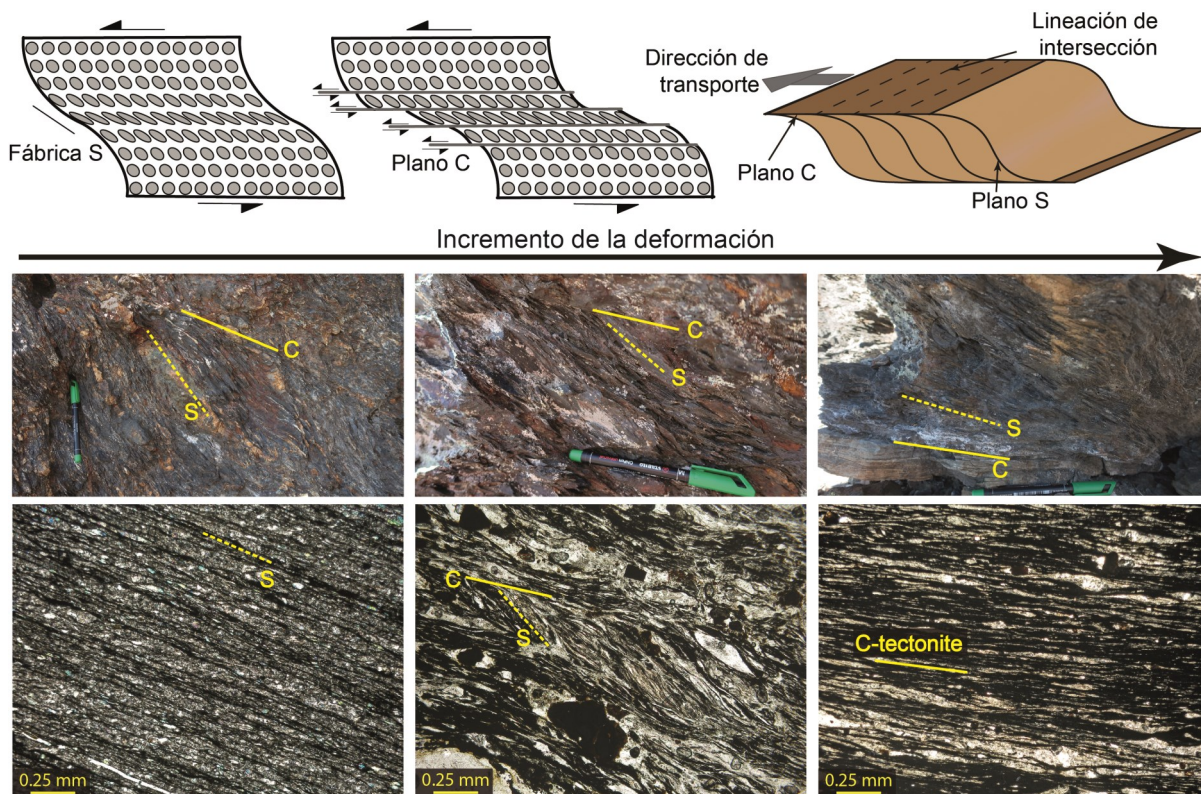


Fig. 2.17. Desarrollo de estructuras SC a partir de un proceso de cizalla simple. En la parte inferior, diferentes estructuras SC observadas en campo y en láminas delgadas en función de la tasa de deformación. Nótese la reducción del ángulo entre planos C y S conforme aumenta el desarrollo de las estructuras.

Fig. 2.17. SC structure development with simple shear deformation. At the bottom, different SC structures at field and thin section scales in function of bulk deformation. See the reduction in the angle between C and S planes with the development of the structures.

2.6. Contextualización de los casos de estudio

Las cinco estructuras estudiadas abarcan un amplio rango de condiciones de deformación (desde condiciones cercanas a la transición frágil-plástica hasta zonas de falla prácticamente no exhumadas) y todos los tipos de cinemáticas posibles (cabalgamientos, fallas direccionales y transpresivas y fallas normales). Además, varias de ellas presentan actividad durante diferentes periodos del tiempo geológico, habiendo sido reactivadas bajo diferentes contextos tectónicos. El objetivo de este apartado es argumentar la selección de las cinco zonas de falla estudiadas en esta tesis doctoral, enmarcándolas en su contexto geológico y estructural, en base a lo descrito en los apartados previos.

2.6.1. Cabalgamiento de Gavarnie

El Cabalgamiento de Gavarnie es una de las principales estructuras tectónicas de la zona central de los Pirineos, controlando una importante porción de la evolución cenozoica de la cadena (Fig. 2.18a, b). La cadena pirenaica resulta de la compresión entre las placas de Iberia y Europa desde el Cretácico superior hasta el Mioceno (Muñoz, 1992; entre otros). El levantamiento tectónico de la zona central de los Pirineos, conocida como la Zona Axial paleozoica, tiene lugar con la estructuración de un apilamiento de cabalgamientos, que en la zona de estudio comprende los cabalgamientos de Gavarnie, Millares, Bielsa y Guarga, de techo a base de la estructura (Fig. 2.18b; Casas et al., 2003; Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003; Iz-

quierdo-Llavall et al., 2015). En la zona de estudio, el cabalgamiento de Gavarnie superpone los metasedimentos de bajo grado metamórfico del Devónico y Silúrico a rocas de grado metamórfico medio del Cámbrico y Ordovícico, intruidos por granitos Variscos (Fig. 2.18c. Séguret, 1972; Parish, 1984; Román-Berdiel et al., 2004). En el bloque inferior, los materiales del Paleozoico están cubiertos por capas rojas del Triásico y por calizas del Cretácico, ambas unidades distribuidas de forma muy discontinua. La curiosa relación de las edades de las rocas paleozoicas del bloque superior e inferior (materiales más recientes cabalgando sobre materiales más antiguos) hace sospechar la presencia de una estructura extensional post-varisca parcialmente reactivada durante la orogenia Alpina como cabalgamiento. La zona de falla se ha desarrollado fundamentalmente en los materiales del bloque superior, con litologías y reologías muy variables: filitas del Silúrico y filitas y carbonatos del Devónico (Fig. 2.18c).

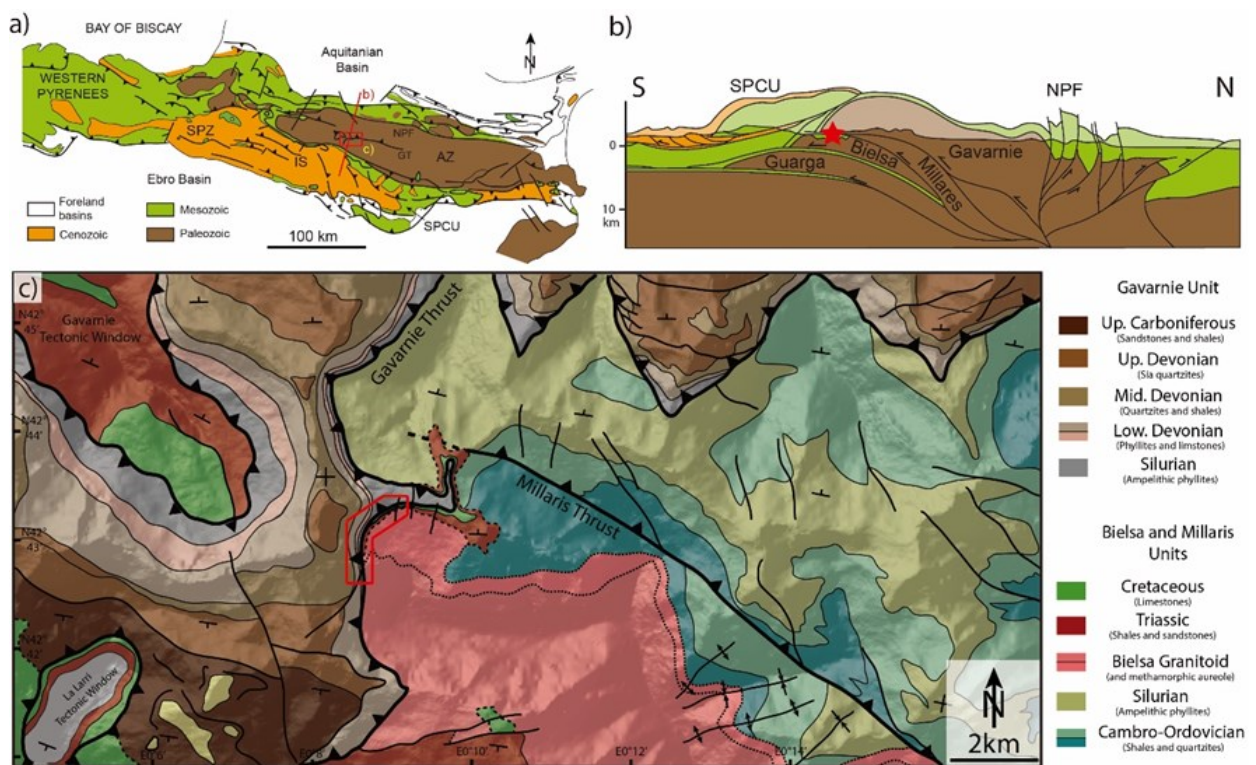


Fig. 2.18. a) Mapa geológico de los Pirineos (modificado de Teixell, 1996, e Izquierdo-Llavall et al., 2015), con la localización del área de estudio. AZ, Zona Axial; SPCU, Unidad Central Surpirenaica; SPZ, Zona Surpirenaica; IS, Sierras Interiores; NPF, falla norpirenaica; GT, Cabalgamiento de Gavarnie. b) Corte geológico en la zona de estudio, indicada con una estrella roja (modificado de Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003, e Izquierdo-Llavall et al., 2015). c) Mapa geológico de la zona de estudio y afloramiento estudiado (enmarcado en rojo) del Cabalgamiento de Gavarnie. Figura tomada de Marcén et al. (2018b).

Fig. 2.18. a) Geological sketch map of the Pyrenees (modified from Teixell, 1996, and Izquierdo-Llavall et al., 2015) with the location of the study area. AZ, Axial Zone; SPCU, South Pyrenean Central Unit; SPZ, South Pyrenean Zone; IS, Internal Sierras; NPF, North Pyrenean Fault; GT, Gavarnie Thrust. b) Schematic geological cross-section across the study area, indicated by a red star (modified from Martínez-Peña and Casas-Sainz, 2003, and Izquierdo-Llavall et al., 2015). c) Geological map of the study area and related outcrops (red box) of the Gavarnie Thrust. Figure from Marcén et al. (2018b).

Análisis termocronológicos realizados en el Cabalgamiento de Gavarnie revelan dos etapas de actividad de la estructura: una fase principal de paso de fluidos a alta temperatura ($\approx 300^{\circ}\text{C}$) durante el Cretácico superior (70 Ma.), y una posterior de menor temperatura en torno a unos 32 Ma. (Metcalf et al., 2009; Rahl et al., 2011). Estas temperaturas de paso de fluidos son compatibles con las temperaturas de deformación

2. Marco estructural

estimadas en el estudio de las estructuras de deformación (de Bresser, 1989) y de inclusiones fluidas (McCaig et al., 1995; 2000), las cuales indican temperaturas de en torno a 250-300°C, muy próximas a las temperaturas de la transición frágil-plástica para el cuarzo.

Por todo ello, la importancia del estudio de esta zona de falla reside en los siguientes puntos:

1. Es un cabalgamiento fundamental en la estructuración del Pirineo, que posiblemente reactiva una antigua estructura extensional.
2. Presenta condiciones de deformación plástica y frágil y afecta a materiales con distintos comportamientos reológicos, lo que permite investigar como diferentes mecanismos de deformación condicionan la fábrica magnética.
3. El afloramiento en el circo de Barrosa permite un estudio detallado a lo largo y ancho de la zona deformada, permitiendo relacionar intensidad de la deformación con la fábrica magnética.

2.6.2. Falla del Vallès-Penedès

El levantamiento durante el Paleógeno de la Cordillera Costero Catalana está controlado por cabalgamientos vergentes al Norte y por fallas direccionales (Guimerà y Santanach, 1978; Guimerà, 1984, 1994; Anadón et al., 1985), en un régimen general de carácter transpresivo durante el cual la dirección de compresión varía entre NW-SE, N-S y NE-SW (Guimerà, 1994). Una de las principales estructuras que configuran esta cadena es la denominada falla del Vallès-Penedès, de dirección variable E-W a NE-SW y una compleja evolución tectónica (Fig. 2.19a). Aunque se le denomina como falla Neógena por su último periodo de actividad, su origen se remonta hasta periodos tardi-variscos, siendo una zona de debilidad cortical con actividad durante diversos periodos del tiempo geológico. Teniendo en cuenta los diferentes espesores de materiales mesozoicos en cada uno de sus bloques, especialmente durante el Triásico (Sopeña, 1988), parece evidente que la estructura tuvo actividad durante el ciclo mesozoico extensional, (Bartrina et al., 1992; Querol et al., 1992; Juez-Larré y Andriessen, 2002; Cantarero et al., 2014). Posteriormente, y durante la compresión Paleógena, la falla se reactiva en régimen transpresivo, siendo fundamentalmente sinistral e inversa, para finalmente ser reactivada de nuevo como falla normal durante la apertura del Surco de Valencia durante el Neógeno, controlando la forma y margen norte de la cuenca del Vallès-Penedès (Llopis Lladó, 1947; Fontboté, 1954; Anadón et al., 1979; Roca et al., 1999).

A lo largo de sus más de 100km de longitud, la falla pone en contacto los materiales de la cuenca del Vallès-Penedès (en su bloque superior o hundido) con materiales Paleozoicos y Mesozoicos en su bloque inferior o levantado (Fig. 2.19a). En su tramo central, objeto del estudio, la zona deformada desarrollada en filitas Cambro-Ordovícicas se caracteriza por presentar una dirección principal E-W y un espesor promedio de 100 m, siendo el máximo de 500 m (Fig. 2.19b). La principal característica de esta zona de falla es su carácter fuertemente anastomosado, con una deformación altamente distribuida en todos sus afloramientos, siendo compleja la identificación de un núcleo de la zona de falla como tal (similar a la estructura mostrada en Fig. 2.2b). Adicionalmente, las sucesivas reactivaciones de la estructura conllevan la obliteración prolongada y parcial de las estructuras de deformación (predominantemente estructuras SC). Por ello, es frecuente que la roca de falla presente estructuras indicativas de cinemáticas direccionales (mayoritariamente sinistras, pero también dextras), inversas y normales (asociadas al último evento de deformación del Neógeno), todas ellas solapadas, configurando una compleja petrofábrica de la roca.

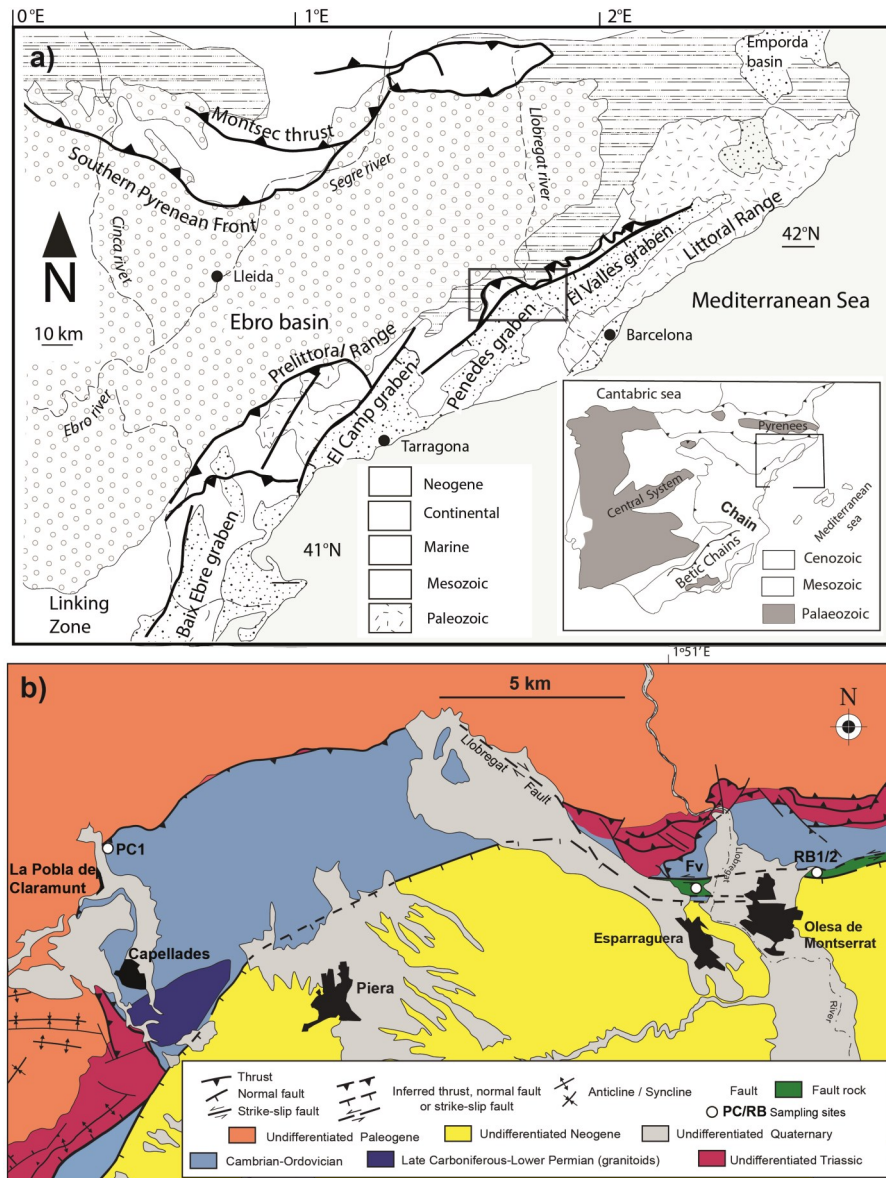


Fig. 2.19. a) Mapa geològica de la Cadena Costero Catalana, mostrant la ubicació de la falla del Vallès-Penedès en el context del noreste de la Península Ibèrica. b) Mapa geològica del segment central estudiat de la falla del Vallès-Penedès, mostrant la ubicació dels afloraments estudiats. FV: Els Blaus; RB: Ribes Blaves; PC: Pobla de Claramunt. Mapas geològics modificats del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Figura tomada de Marcén et al. (2018a).

Fig. 2.19. a) Geological sketch of the Catalan Coastal Range, showing the Vallès-Penedès Fault within the geological frame of the northeastern Iberian Peninsula. b) Geological sketch map of the central segment of the Vallès-Penedès Fault showing the location of the studied outcrops and sites: FV, Els Blaus; RB, Ribes Blaves; PC, Pobla de Claramunt. After geological maps from the Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Figure from Marcén et al. (2018a).

La elecció de esta zona de falla como objeto de estudio se basa en:

1. Es una de las principales estructuras que configuran la Cordillera Costero Catalana.
2. Presenta una compleja evolució tectónica, que implica una petrofàbrica de la roca de falla configurada en varios eventos de deformació de caràcter fràgil, lo que permite indagar qué factores controlan la ASM en zonas de falla múltiples reactivadas.
3. Ofrece espectaculares afloramientos de rocas de falla de hasta 500 m de espesor con una estructuración anastomosada.

2. Marco estructural

2.6.3. Falla de Rio Grío

La Cadena Ibérica es una de las principales cadenas intraplaca de Iberia, producto de la propagación de la deformación asociada a la convergencia entre Iberia y Europa hacia el interior de la placa. Presenta una dirección estructural predominante NW-SE, estando caracterizada por la existencia de rocas paleozoicas aflorantes a lo largo de dos grandes estructuras anticlinoriales (Ramas Castellana y Aragonesa), limitadas por fallas de alto ángulo y cabalgamientos de desplazamiento kilométrico (Fig. 2.20a; Cortés-Gracia y Casas-Sainz, 1996; de Vicente et al., 2009). Dos estilos tectónicos se conjugan en la estructuración de la cadena. Los cabalgamientos predominantes y más vistosos son reflejo de un estilo tectónico de piel fina, con despegues en materiales evaporíticos del Triásico superior. Generalmente, estos cabalgamientos presentan direcciones paralelas a la cadena o en dirección E-W en los límites noroeste y sureste de la cadena (e.g. Guimerà, 1984; Simón y Liesa, 2011; Casas et al., 2017; Vernet et al., 2018). Por otra parte, un estilo tectónico de piel gruesa caracterizado por cabalgamientos (con desplazamientos de varias decenas de km; e.g. Casas-Sainz, 1993) y grandes fallas de desgarre involucrando rocas del basamento caracterizan ciertos segmentos de la Cadena Ibérica (De Vicente, 2018; Liesa et al., 2018). Dentro de este último grupo, la falla de Rio Grío es la estructura de mayor escala que aflora al norte de la Cadena Ibérica, definiendo la geometría de la Rama Aragonesa (situada a su vez en la zona norte de la Cadena).

La falla de Rio Grío aflora a lo largo de más de 100 km, con una dirección principal NNW-SSW y buzamientos casi verticales (Fig. 2.20a). Su traza coincide parcialmente con una de las mayores estructuras variscas de la cadena, el cabalgamiento de Datos (Calvín-Ballester y Casas, 2014), recientemente renombrado como cabalgamiento de Nigüella-Monforte (Casas et al., 2016). A pesar de su importancia en la estructuración de la cadena, la falla de Rio Grío no había sido estudiada desde un punto de vista tectónico o estructural hasta el presente trabajo, más allá de breves referencias en Vilchez (1986), Campos et al. (1996) y Aurell et al. (2007). No obstante, su evolución post-varisca está documentada por la presencia de mineralizaciones asociadas a su actividad en rocas paleozoicas (Pocoví et al., 1990) y por la presencia de vulcanitas pérmicas (Lago et al., 2004). La ausencia de grandes cuencas asociadas a su actividad en la mayor parte de su traza complica su interpretación tectónica durante el ciclo Alpino extensional (Fig. 2.20b). No obstante, la presencia de rocas del Triásico en el interior de la zona deformada y en zonas alejadas de los depocentros principales, sugieren la existencia de pequeñas cuencas de pull-apart desarrolladas a lo largo de la traza durante este ciclo extensional. Sí es más evidente su inversión positiva durante el Cenozoico, en base al desarrollo de cabalgamientos y pliegues secundarios fuera de la zona deformada y de cataclasitas y gouges en la zona de falla con criterios cinemáticos (foliación, lineaciones, pliegues, etc.) indicativos de una cinemática transpresiva (Fig. 2.20b). Finalmente, se ha documentado una reactivación de la estructura durante el Cuaternario como falla normal, controlando parcialmente la morfología de la zona y del valle homónimo a la falla (Casas et al., 2018 y referencias contenidas).

El estudio de esta estructura se centra en el afloramiento de los Abuelos, en donde la zona deformada está expuesta de forma espectacular. La elección de esta estructura como objeto de estudio se basa en:

1. Es una de las principales estructuras de la Cadena Ibérica, con una evolución tectónica compleja.
2. El afloramiento de los Abuelos se caracteriza por una espectacular exposición de la zona deformada, lo que permite analizar con detalle la compleja arquitectura de la zona deformada.

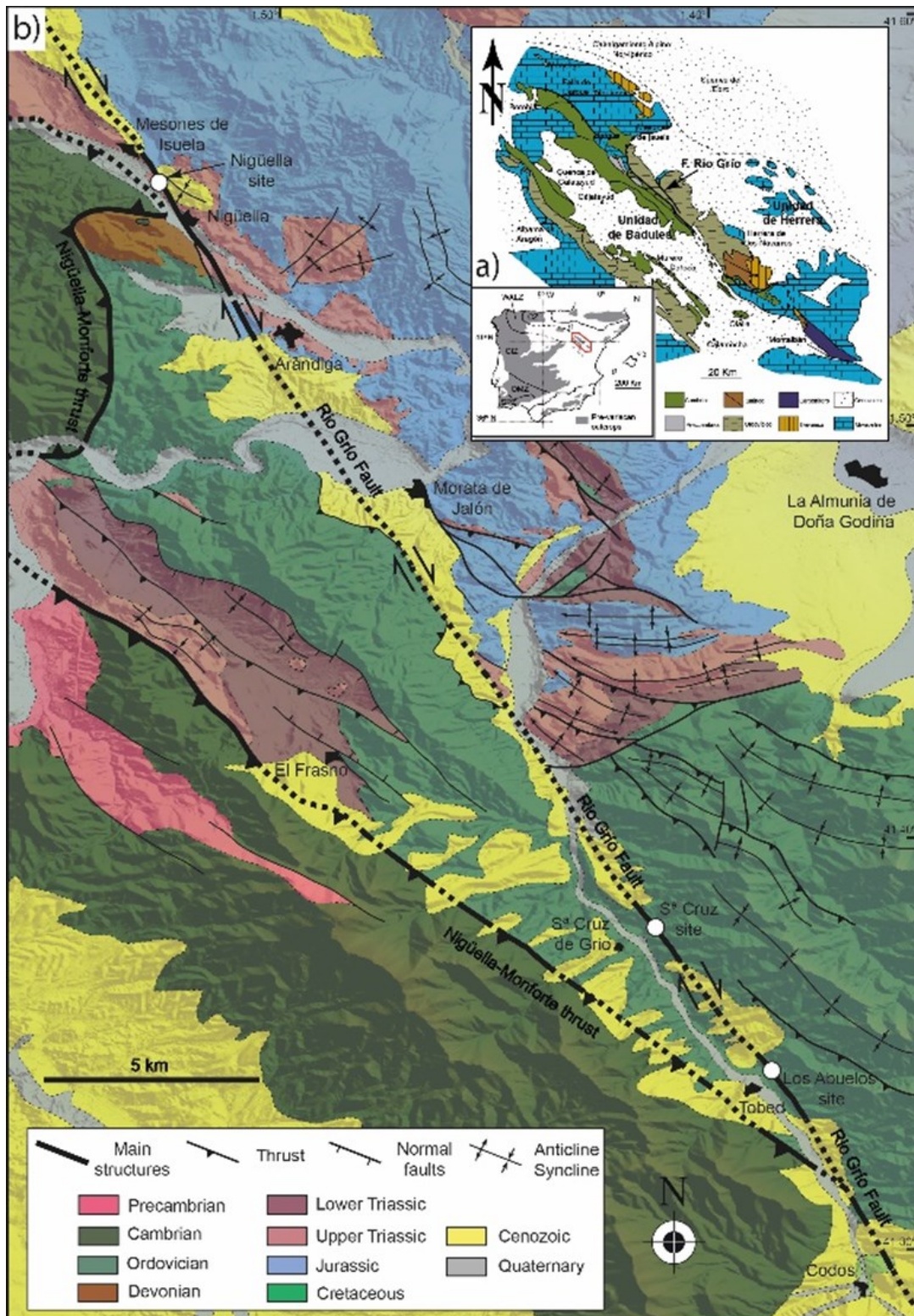


Fig. 2.20. a) Mapa geológico esquemático de la Cadena Ibérica. b) Mapa geológico del sector norte de la falla de Rio Grio.

Fig. 2.20. a) Simplified geological sketch of the Iberian Chain. b) Geological map of the northern sector of the Rio Grio fault.

3. Permite determinar la relación de las fábricas magnéticas con la arquitectura de la zona deformada y con la intensidad de la deformación.

2. Marco estructural

2.6.4. Falla de Alhama de Murcia

El arco de Gibraltar configura la terminación occidental de la cadena Alpina que rodea al área mediterránea. Este arco está conformado por la Cordillera Bética al Norte (Fig. 2.21a) y las cadenas del Rif y Tell hacia el Sur, mientras que su área interna está ocupada por el bloque de Alborán. Este sistema orogénico se forma en un contexto de convergencia entre las placas Europea y Africana desde el Cretácico superior y hasta el Tortonense (Mioceno superior), bajo una convergencia N-NNE (e.g. Balanyá y García-Dueñas, 1987; Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2004; Booth-Rea et al., 2007). El acortamiento configuró en las Zonas Internas de la Cordillera Bética una secuencia de cabalgamientos apilados, definiéndose tres unidades tectónicas (Nevado-Filábride, Apujárride y Maláguide) compuestas por materiales paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos, presentando diferentes grados metamórficos. Tras este periodo inicial de acortamiento, el periodo neotectónico (últimos 9 Ma) se caracteriza por un acortamiento de dirección NNO a NNE (Armijo, 1977; Martínez-Díaz, 2002a) y por la reactivación y neoformación de fallas de alto ángulo de direcciones NE-SW y NNE-SSW en la Cordillera Bética, mostrando movimientos direccionales dextros e inversos. Estas estructuras están distribuidas en el denominado Sistema de Cizalla Bético (Fig. 2.21a; Silva et al., 1993; Masana et al., 2004), que asume la mayor parte del acortamiento durante este periodo, estimado en ~5mm/año (Demets et al., 1994; McClusky et al., 2003). La falla de Alhama de Murcia forma parte de esta red de fallas, junto con otras fallas de escala regional como las de Carboneras, Palomares, Carrascoy o Crevillente. La falla de Alhama de Murcia, pese a su relativa corta edad (Neogéno), es una falla de neoformación que ha actuado bajo diferentes estados de esfuerzos y con cinemáticas diferentes (e.g. Silva et al., 1993; Martínez-Díaz, 2002; Meijninger y Vissers, 2006; Ferrater et al., 2015): i) como falla normal, controlando la subsidencia en el margen Sur de la cuenca de Alhama-Fortuna durante el Mioceno y ii) como falla transpresiva desde su inversión tectónica positiva desde el Plioceno-Pleistoceno. La actividad reciente de la falla ha sido recientemente documentada, siendo una de las principales estructuras sismogénicas del Sur de la Iberia y responsable del terremoto de Lorca del 2011 (Massana et al., 2004; Martínez-Díaz et al., 2012b; Ferrater et al., 2016; 2017).

La falla de Alhama de Murcia presenta una longitud total de 87 km con una dirección principal NE-SW, siendo una estructura intensamente segmentada a lo largo de su traza cartográfica (Fig. 2.21b). Martínez-Díaz et al. (2012a) dividen la estructura en cuatro segmentos en función de la orientación, arquitectura y cinemática de cada uno de ellos, de Oeste a Este: Goñar – Lorca, Lorca – Totana, Totana – Alhama y Alhama – Orihuela. El afloramiento de la Torrecilla, estudiado en este trabajo, se ubica en el sector central de Goñar – Lorca, segmento caracterizado por una rama de falla principal rectilínea en dirección NE-SW, sin presentar apenas ramificaciones (Fig. 2.21c). El afloramiento estudiado, correspondiente a esta única traza de la falla, presenta una zona de núcleo de falla estrecha, de unos 20 m de espesor de *fault gouges* paleozoicas, y una zona de daño de unos 100 m afectando a materiales mesozoicos y cenozoicos (Rodríguez-Escudero, 2018). La deformación frágil está distribuida de forma relativamente homogénea en la zona de falla, y caracterizada por un espectacular desarrollo de estructuras de deformación.

La elección de esta falla como objeto de estudio se fundamenta en los siguientes puntos:

1. Es una de las principales estructuras sismogénicas de Iberia, responsable de terremotos históricos y contemporáneos destructivos.
2. Es una de las estructuras más estudiadas de Iberia, por lo que existe un gran conocimiento previo

de su actividad, permitiendo enfocar el estudio de fábricas magnéticas en otros aspectos, como la influencia de la mineralogía magnética.

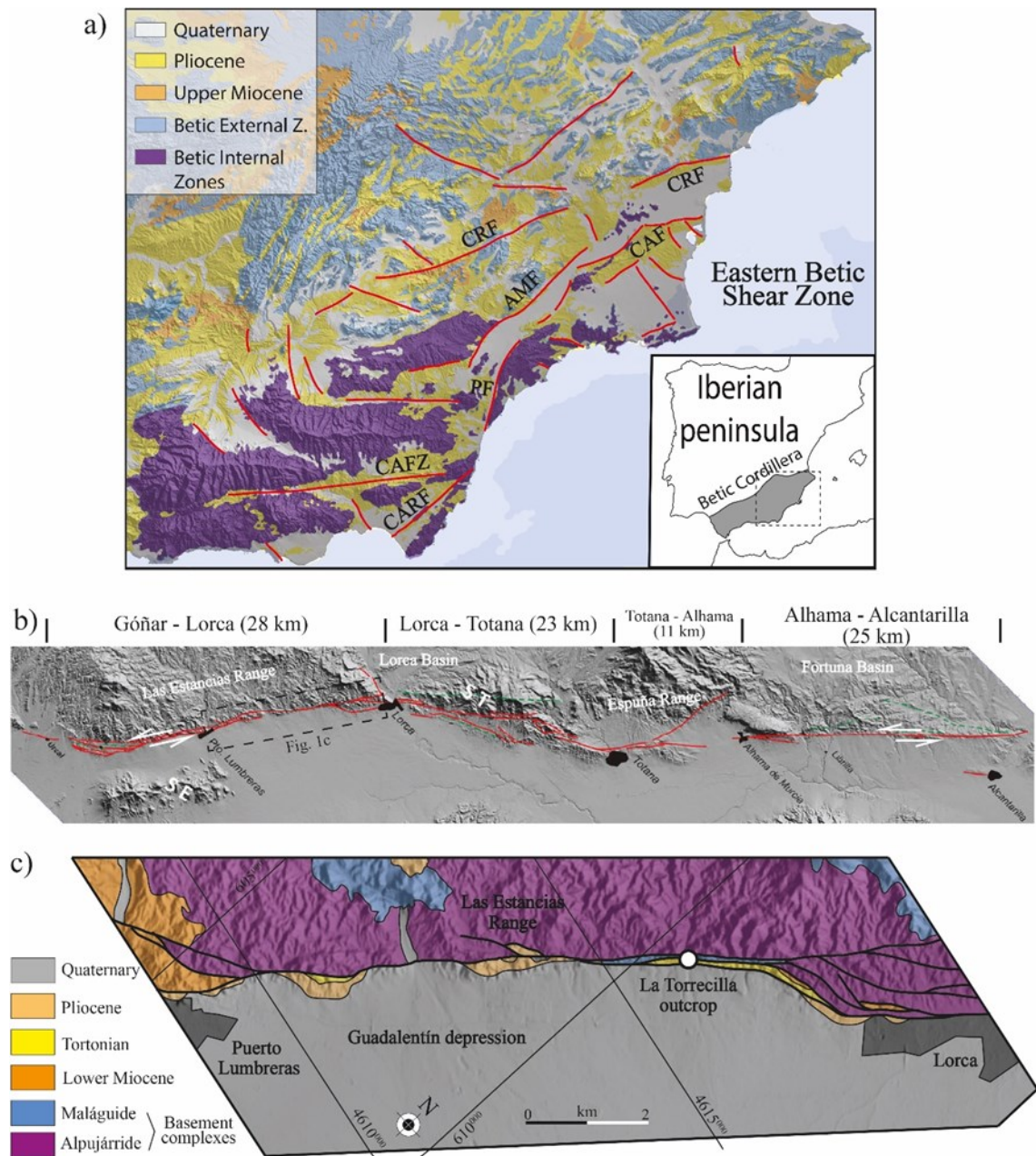


Fig. 2.21. a) Mapa geológico del Sistema de Cizalla Bético. AMF: Falla de Alhama de Murcia; CRF: Falla de Crevillente; CAF: Falla de Carrascoy; PF: Falla de Palomares; CAFZ: Zona de falla del Corredor de las Alpujarras; CARF: Falla de Carboneras. b) Mapa detallado de la traza cartográfica de la falla de Alhama de Murcia, mostrando los límites de los diferentes segmentos de la falla. Modificado de Martínez-Díaz et al. (2012a). c) Mapa geológico del sector estudiado entre las poblaciones de Puerto Lumbreras y Lorca, mostrando la ubicación del afloramiento de La Torrecilla. Modificado de Rodríguez-Escudero (2017).

Fig. 2.21. a) Geological map of the Eastern Betic Shear Zone. AMF: Alhama de Murcia Fault; CRF: Crevillente Fault; CAF: Carrascoy Fault; PF: Palomares Fault; CAFZ: Corredor de las Alpujarras Fault Zone; CARF: Carboneras Fault. b) Detailed mapping of the Alhama de Murcia fault trace, showing the limits of the different fault segments. Modified from Martínez-Díaz et al. (2012a). c) Geological map of the studied sector between Puerto Lumbreras and Lorca towns, showing the location of La Torrecilla outcrop. Modified from Rodríguez-Escudero (2017).

2. Marco estructural

2.6.5. Falla de Baza

Al igual que la falla de Alhama de Murcia, la falla de Baza es una estructura neotectónica ubicada en la Cordillera Bética. La convergencia entre las placas de África y Europa cohabita desde el Mioceno con una extensión en dirección ENE-WSW, paralela a la dirección estructural principal del orógeno. Esta extensión es la responsable de la creación de un sistema de cuencas intramontañosas de dirección aproximada N-S, tales como la de Granada o Guadix-Baza (e.g. Sanz de Galdeano et al., 2012; Fig. 2.22a). En este contexto extensivo se enmarca el origen y evolución de la falla o sistema de fallas de Baza (Fig. 2.22b), que controla la subsidencia de la sub-cuenca de Baza (Vera, 1970; Vera et al., 1994; Viseras, 1991; Gibert et al., 2007; Alfaro et al., 2008). El relleno de la sub-cuenca de Baza comienza en el Mioceno y abarca hasta el Pleistoceno, alcanzando 2000 m de relleno con sedimentos marinos y continentales (Alfaro et al., 2008; Haberland et al., 2017).

Con una longitud aproximada de unos 40km, la falla de Baza se caracteriza por mostrar una dirección variable, desde N-S en sus tramo norte y central (área estudiada en esta tesis) hasta NW-SE en su sector Sur. A lo largo de su dirección, el sistema de fallas presenta diferentes grados de segmentación (Fig. 2.22b, c): mientras que en su sector más septentrional, el salto total de la estructura se encuentra localizado en dos únicos planos de falla o *fault splays*, hacia el Sur el sistema tiende a ramificarse progresivamente hasta presentar un total de 13 *fault splays*. Esta condición de la falla de Baza controla fuertemente el espesor (de 200 m en el sector Norte a más de 7.000 m en su sector Sur) y la geometría y arquitectura de la zona deformada, con un aumento de estructuras de relevo entre segmentos hacia el Sur. El salto total de la estructura (entre 2.000 y 3.000 m; Alfaro et al., 2008) se localiza o distribuye por tanto en numerosos planos de falla, los cuales presentan grados muy variables de localización de la deformación frágil.

La actividad reciente de la falla se ha puesto de manifiesto en numerosos estudios, remarcando su importancia por medio de técnicas paleosismológicas, geomorfológicas o estructurales. Estos estudios indican desplazamientos verticales de entre 0.17 y 0.49 mm/año (Alfaro et al., 2008; García-Tortosa et al., 2011; Sanz de Galdeano et al., 2012), y entre 8 y 9 eventos sísmicos en los últimos 45.000 años (Castro et al., 2018). La falla de Baza es la responsable del terremoto de Baza en 1531 (Ms 6.0; VIII-IX), el terremoto histórico más importante registrado en el Sur de Iberia (Alfaro et al., 2008; Sanz de Galdeano et al., 2012).

La importancia del estudio de esta estructura reside en los siguientes puntos:

1. Es una de las principales fallas sismogénicas del Sur de Iberia, responsable de eventos sísmicos históricos.
2. Es el primer caso de estudio integral de una falla normal, con deformación frágil, por medio de la ASM.
3. Actividad tectónica relativamente simple (i.e. no reactivada, roca encajante no consolidada ni deformada previamente, etc.), simplificando el estudio de fábricas magnéticas.
4. Por esto último, permite relacionar intensidad de la deformación con desarrollo la fábrica magnética.

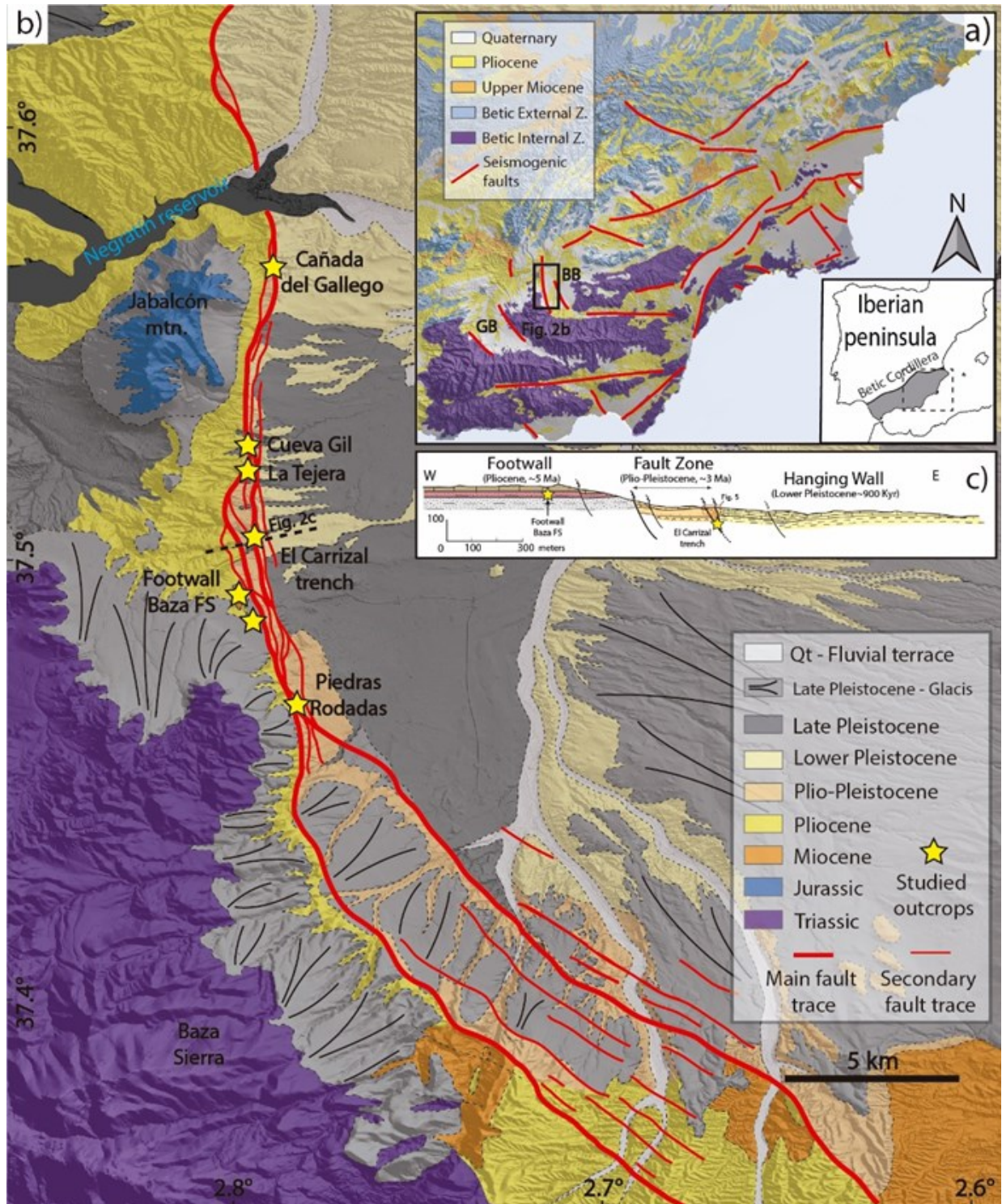


Fig. 2. 22. a) Mapa geológico simplificado del sector estudiado de la Cordillera Bética. BB: sub-cuenca de Baza; GB: Sub-cuenca de Guadix. b) Mapa geológico de la falla de Baza, mostrando la ubicación de los diferentes afloramientos estudiados. c) Corte geológico en dirección perpendicular a la traza de la falla a la altura de la trinchera del Carrizal. Figura modificada de Castro et al. (2018).

Fig. 2. 22. a) Geological sketch of the studied sector of the Betic Cordillera. BB: Baza sub-basin; GB: Guadix sub-basin. b) Geological map of the Baza Fault, showing the location of the studied outcrops. c) Geological cross section normal to the trend of the structure at the Carrizal trench. Modified from Castro et al. (2018).

2. Marco estructural

Referencias

- Alfaro, P., Delgado, J., Galdeano, C.S., Galindo-Zaldívar, J., García-Tortosa, F.J., López-Garrido, A.C., López-Casado, C., Marín-Lechado, C., Gil, A., Borque, M.J., 2008. The Baza Fault: A major active extensional fault in the central Betic Cordillera (south Spain). *Int. J. Earth Sci.* 97, 1353–1365. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0213-z>
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.* 14, 242–270
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J., Santanach, P., 1985. Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* 37, 303–318.
- Antonellini, M., Aydin, A., 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: Geometry and spatial distribution. *AAPG bulletin*, 79(5), 642-670
- Antonellini, M.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.* 16, 941–959.
- Armijo, R., 1977. La zone de failles Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Étude tectonique et néotectonique, thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII, Paris.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., Barka, A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nov.* 14, 80–86. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00397.x>
- Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A.M., Salas, R., 2007. Peritidal carbonate–evaporite sedimentation coeval to normal fault segmentation during the Triassic–Jurassic transition, Iberian Chain. *Sediment. Process. Environ. Basins A Tribute to Peter Friend* 38, 219–239.
- Awdal, A., Healy, D., Alsop, G.I., 2014. Geometrical analysis of deformation band lozenges and their scaling relationships to fault lenses. *J. Struct. Geol.* 66, 11–23. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.006>
- Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *pure Appl. Geophys.* 116, 913–930. <https://doi.org/10.1007/BF00876546>
- Aydin, A., Nur, A., 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics* 1, 91–105. <https://doi.org/10.1029/TC001i001p00091>
- Aydin, A., Johnson, A.M., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *J. Struct. Geol.* 5, 19–31. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90004-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90004-4)
- Aydin, A., Berryman, J.G., 2010. Analysis of the growth of strike-slip faults using effective medium theory. *J. Struct. Geol.* 32, 1629–1642. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.11.007>
- Balanyá, J.C., Dueñas, V.G., 1986. Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta* 19–21.
- Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *J. Struct. Geol.* 76, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013>
- Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 219–247. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90225-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90225-U)
- Blenkinsop, T. G., 2007. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Springer Science & Business Media.
- Blenkinsop, T.G., 2008. Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. *J. Struct. Geol.* 30, 622–632. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.01.008>
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 8. <https://doi.org/10.1029/2007GC001639>

- Brosch, F.-J., Kurz, W., 2008. Fault damage zones dominated by high-angle fractures within layer-parallel brittle shear zones: examples from the eastern Alps. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 299, 75 LP – 95. <https://doi.org/10.1144/SP299.5>
- Butler, R.W.H., 1987. Thrust sequences. *J. Geol. Soc. London.* 144, 619–634. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0619>
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2)
- Calvín-Ballester, P., Casas, A., 2014. Folded Variscan thrusts in the Herrera unit of the Iberian Range (NE Spain). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 394, 39–52.
- Campos, S., Aurell, M., & Casas, A., 1996. Origen de las brechas de la base del Jurásico en Morata de Jalón. *Geogaceta*, 20, 4.
- Cantarero, I., Lanari, P., Vidal, O., Alías, G., Travé, A., Baqués, V., 2014. Long-term fluid circulation in extensional faults in the central Catalan Coastal Ranges: P–T constraints from neofomed chlorite and K-white mica. *Int. J. Earth Sci.* 103, 165–188. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0963-8>
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., Mansfield, C.S., 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *J. Struct. Geol.* 17, 1319–1326. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00033-A](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00033-A)
- Casas, A.M., Oliva, B., Román-Berdiel, T., Pueyo, E., 2003. Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodin. Acta* 16, 99–117. <https://doi.org/10.1016/j.geoact.2003.09.001>
- Casas, A., Marcén, M., Calvín, P., Gil, A., Román, T., Pocoví, A., 2016. Deformación varisca, tardi-varisca y alpina en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras. *Geo-Temas*, 16 (2): 495-498.
- Casas, A., Aurell, M., Revuelto, C., Calvín, P., Simón, J.L., Pueyo, Ó., Pocoví, A., Marcén, M., 2017. Geological hazards (seismicity and catastrophic flooding) associated with the Mularroya dam (Grío river, Zaragoza province, Spain). *Rev. la Soc. Geol. Espana* 30.
- Casas Sainz, A.M., 1993. Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodin. Acta* 6, 202–216.
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros–Demanda thrust (North Spain), *International Journal of Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1349-5>
- Castro, J., Martín-Rojas, I., Medina-Cascales, I., García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Insua-Arévalo, J.M., 2018. Active faulting in the central Betic Cordillera (Spain): Palaeoseismological constraint of the surface-rupturing history of the Baza Fault (Central Betic Cordillera, Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 736, 15–30. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.010>
- Cembrano, J., González, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V., 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. *Tectonophysics* 400, 105–125. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.012>
- Chester, F.M., Logan, J.M., 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *J. Struct. Geol.* 9, 621-626. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90147-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90147-7)
- Chester, J.S., Chester, F.M., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *J. Struct. Geol.* 12, 903–910. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90063-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90063-5)
- Chester, F.M., Evans, J.P., Biegel, R.L., 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 98, 771–786. <https://doi.org/10.1029/92JB01866>
- Childs, C., Watterson, J., Walsh, J.J., 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *J. Geol. Soc. London.* 152, 535 LP – 549. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.3.0535>
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., Watterson, J., 1996. Growth of vertically segmented normal faults. *J. Struct. Geol.* 18, 1389–1397. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00060-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00060-0)

2. Marco estructural

- Childs, C., Manzocchi, T., Nicol, A., Walsh, J.J., Soden, A.M., 2016. The relationship between normal drag , relay ramp aspect ratio and fault zone structure.
- Childs, C., Holdsworth, R.E., Jackson, C.A., Manzocchi, T.O.M., Walsh, J.J., Yielding, G., 2017. Introduction to the geometry and growth of normal faults.
- Cortés-Gracia, A. L., & Casas Sainz, A. M., 1996. Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9(1-2), 51 -66.
- Cowie, P.A., 1998. A healing–reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *J. Struct. Geol.* 20, 1075–1087. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00034-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00034-0)
- Cowie, P.A., Gupta, S., Dawers, N.H., 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Res.* 12, 241–261. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00126.x>
- Crider, J.G., Pollard, D.D., 1998. Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 24373–24391. <https://doi.org/10.1029/98JB01353>
- Davatzes, N.C., Aydin, A., Eichhubl, P., 2003. Overprinting faulting mechanisms during the development of multiple fault sets in sandstone, Chimney Rock fault array, Utah, USA. *Tectonophysics* 363, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00647-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00647-9)
- Dawers, N.H., Anders, M.H., Scholz, C.H., 1993. Growth of normal faults: Displacement-length scaling. *Geology* 21, 1107–1110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<1107:GONFDL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1107:GONFDL>2.3.CO;2)
- de Bresser, J.H.P., 1989. Calcite c-axis textures along the Gavarnie thrust zone, central Pyrenees. *Geol. Mijnbouw* 68, 367–376.
- de Joussineau, G., Aydin, A., 2007. The evolution of the damage zone with fault growth in sandstone and its multiscale characteristics. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004711>
- de Vicente, G., 2018. Geological record of the alpine deformations in Iberia: Strain partitioning or tectonic phases. *Rev. LA Soc. Geol. ESPANA* 31, 13–22.
- de Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Wees, J.D. Van, Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470, 224–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.003>
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 45, 265–283.
- Evans, J.P., 1990. Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of granitic rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 54, 29 – 39. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.03>
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23. <https://doi.org/10.1029/2002TC001488>
- Faulkner, D.R., Lewis, A.C., Rutter, E.H., 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain 367, 235–251. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00134-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00134-3)
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure , mechanics and fluid flow properties of fault zones. *J. Struct. Geol.* 32, 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Ferrater, M., Booth-Rea, G., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Giaconia, F., Masana, E., 2015. From extension to transpression: Quaternary reorganization of an extensional-related drainage network by the Alhama de Murcia strike-slip fault (eastern Betics). *Tectonophysics* 663, 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.011>

- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Echeverría, A., Rockwell, T.K., Sharp, W.D., Medialdea, A., Rhodes, E.J., 2016. Refining seismic parameters in low seismicity areas by 3D trenching: The Alhama de Murcia fault, SE Iberia. *Tectonophysics* 680, 122–128. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.020>
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D., Arrowsmith, R., 2017. Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quat. Int.* 451, 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.018>
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., 2001. Displacement gradient and deformation in normal fault systems. *J. Struct. Geol.* 23, 619–638. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00139-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00139-5)
- Finzi, Y., Langer, S., 2012. Damage in step-overs may enable large cascading earthquakes 39, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2012GL052436>
- Fontboté, J.M., 1954. Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la cordillera prelitoral catalana y con la depresión del Ebro. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol.* 52, 281–310.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Earth-Science Reviews Shear zones – A review. *Earth-Science Rev.* 171, 434–455. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002>
- Fossen, H., Hesthammer, J., 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *J. Struct. Geol.* 19, 1479–1493. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00075-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00075-8)
- Fossen, H., Rotevatn, A., 2016. Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review. *Earth-Science Rev.* 154, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>
- Fossen, H., Schultz, R.A., Rundhovde, E., Rotevatn, A., Buckley, S.J., 2010. Fault linkage and graben stepovers in the Canyonlands (Utah) and the North Sea Viking Graben, with implications for hydrocarbon migration and accumulation. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 94, 597–613.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., 2011. Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: The Guadix-Baza basin (South Spain). *Geomorphology* 125, 517–529. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.021>
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.* 12, 195–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>
- Giba, M., Walsh, J.J., Nicol, A., 2012. Segmentation and growth of an obliquely reactivated normal fault. *J. Struct. Geol.* 39, 253–267. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.01.004>
- Gibert, L., Ortí, F., Rosell, L., 2007. Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sediment. Geol.* 200, 89–116. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.003>
- Guimerà, J., 1984. Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.* 121, 413–420.
- Guimerà, J., 1994. Cenozoic evolution of eastern Iberia; structural data and dynamic model. *Acta Geol. Hisp.* 29 (1), 57–66.
- Guimerà, J.J., Santanach, P.F., 1978. Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geol. Hisp.* 13 (2), 33–42.
- Gupta, A., Scholz, C.H., 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. *J. Struct. Geol.* 22, 865–879. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00011-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00011-0)
- Haberland, C., Gibert, L., Jurado, M.J., Stiller, M., Baumann-Wilke, M., Scott, G., Mertz, D.F., 2017. Architecture and tectono-stratigraphic evolution of the intramontane Baza Basin (Béticos, SE-Spain): Constraints from seismic imaging. *Tectonophysics* 709, 69–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.022>
- Healy, D., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., 2006. Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction. *Nature* 439, 64–67. <https://doi.org/10.1038/nature04346>
- Hull, J., 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *J. Struct. Geol.* 10, 431–435. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90020-X)

2. Marco estructural

- Imber, J., Holdsworth, R.E., Butler, C.A., Lloyd, G.E., 1997. Fault-zone weakening processes along the reactivated Outer Hebrides Fault Zone, Scotland. *J. Geol. Soc. London.* 154, 105 LP – 109. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0105>
- Izquierdo-Llavall, E., Sainz, A.C., Oliva-Urcia, B., Burmester, R., Pueyo, E.L., Housen, B., 2015. Multi-episodic remagnetization related to deformation in the Pyrenean Internal Sierras. *Geophys. J. Int.* 201, 891–914. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv042>
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.* 9, 207–219. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90026-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90026-5)
- Jefferies, S.P., Holdsworth, R.E., Wibberley, C.A.J., Shimamoto, T., Spiers, C.J., Niemeijer, A.R., Lloyd, G.E., 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *J. Struct. Geol.* 28, 220–235. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.10.008>
- Juez-Larré, J., Andriessen, P.A.M., 2002. Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349, 113–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00049-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00049-5)
- Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J., McClay, K.R., 1995. The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *J. Geol. Soc. London.* 152, 339 LP – 351. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.2.0339>
- Kettermann, M., Thronberens, S., Juarez, O., Urai, J.L., Ziegler, M., Asmus, S., Krüger, U., 2016. Mechanisms of clay smear formation in unconsolidated sediments - insights from 3-D observations of excavated normal faults. *Solid Earth* 7, 789–815. <https://doi.org/10.5194/se-7-789-2016>
- Kim, Y.-S., Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Rev.* 68, 317–334. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.003>
- Kim, Y.-S., Sanderson, D.J., 2006. Structural similarity and variety at the tips in a wide range of strike-slip faults: a review. *Terra Nov.* 18, 330–344. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00697.x>
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *J. Struct. Geol.* 25, 793–812. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00200-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00200-6)
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *J. Struct. Geol.* 26, 503–517. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002>
- Knipe, R.J., 1989. Deformation mechanisms — recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.* 11, 127–146. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90039-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90039-4)
- Kranz, R.L., 1983. Microcracks in rocks: A review. *Tectonophysics* 100, 449–480. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90198-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90198-1)
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C., Gil-Imaz, A., 2004. Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 223, 465–490.
- Larsen, P., 1988. Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system , 10.
- Liesa, C., Simón, J.L., Casas, A., 2018. Tectónica de inversión en una cadena intraplaca: la Cordillera Ibérica. *Rev. la Soc. Geológica España* 31.
- Lin, A., Yamashita, K., 2013. Spatial variations in damage zone width along strike-slip faults : An example from active faults in southwest Japan. *J. Struct. Geol.* 57, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.* 6, 617–638. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90001-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90001-4)
- Llopis Lladó, N., 1947. Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides; estudio geológico. 372 pp.
- Lockner, D.A., Byerlee, J.D., Kuksenko, V., Ponomarev, A., Sidorin, A., 1991. Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite. *Nature* 350, 39–42. <https://doi.org/10.1038/350039a0>
- Manouchehrian, A., Cai, M., 2016. Influence of material heterogeneity on failure intensity in unstable rock failure. *Comput. Geotech.* 71, 237–246. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2015.10.004>

- Martínez-Díaz, J.J., 2002. Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: The Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics* 356, 291–305. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00400-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00400-6)
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M., 2012a. Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *J. Iber. Geol.* 38, 253–270. https://doi.org/10.5209/rev_jige.2012.v38.n1.39218
- Martínez-Díaz, J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F. de L., Stich, D., Herrera, G., Morales, J., 2012b. Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics* 546–547, 28–37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.04.010>
- Martínez-Díaz, J.J., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J.M., Canora, C., García-Mayordomo, J., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., 2018. Geological evidences of surface rupture related to a seventeenth century destructive earthquake in Betic Cordillera (SE Spain): constraining the seismic hazard of the Alhama de Murcia fault. *J. Iber. Geol.* 45, 73–86. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0082-2>
- Martínez-Peña, M.B., Casas-Sainz, A.M., 2003. Cretaceous-tertiary tectonic inversion of the Cotiella basin (southern Pyrenees, Spain). *Int. J. Earth Sci.* 92, 99–113.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109. <https://doi.org/10.1029/2002JB002359>
- McCaffrey, R., 1996. Slip partitioning at convergent plate boundaries of SE Asia. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 106, 3 LP – 18. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.106.01.02>
- McCaig, A.M., Wayne, D.M., Marshall, J.D., Banks, D., Henderson, I., 1995. Isotopic and fluid inclusion studies of fluid movement along the Gavarnie Thrust, central Pyrenees; reaction fronts in carbonate mylonites. *Am. J. Sci.* 295, 309–343.
- McCaig, A.M., Tritlla, J., Banks, D.A., 2000. Fluid flow patterns during Pyrenean thrusting. *J. Geochemical Explor.* 69–70, 539–543. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(00\)00060-1](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00060-1)
- McClay, K.R., 1977. Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. *J. Geol. Soc. London.* 134, 57 LP – 70. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.1.0057>
- McClay, K., Bonora, M., 2001. Analog Models of Restraining Stepovers in Strike-Slip Fault Systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 85, 233–260. <https://doi.org/10.1306/8626C7AD-173B-11D7-8645000102C1865D>
- McClay, K., Dooley, T., 1995. Analogue models of pull-apart basins. *Geology* 23, 711–714. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0711:AMOPAB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0711:AMOPAB>2.3.CO;2)
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.* 155, 126–138. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x>
- McGrath, A.G., Davison, I., 1995. Damage zone geometry around fault tips. *J. Struct. Geol.* 17, 1011–1024. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00116-H](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00116-H)
- Meijninger, B.M.L., Vissers, R.L.M., 2006. Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente faults. *Basin Res.* 18, 547–571. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00308.x>
- Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.-A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 287, 488–503. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.036>
- Micarelli, L., Benedicto, A., Wibberley, C.A.J., 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. *J. Struct. Geol.* 28, 1214–1227. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.03.036>
- Moore, D.E., Rymer, M.J., 2007. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault. *Nature* 448, 795.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 235–246. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_21.

2. Marco estructural

- Nicol, A., Walsh, J., Berryman, K., Nodder, S., 2005. Growth of a normal fault by the accumulation of slip over millions of years. *J. Struct. Geol.* 27, 327–342. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.09.002>
- Nicol, A., Childs, C., Walsh, J.J., Manzocchi, T., Schöpfer, M.P.J., 2017. Interactions and growth of faults in an outcrop-scale system. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 439, 23 LP – 39. <https://doi.org/10.1144/SP439.9>
- Norris, R.J., Cooper, A.F., 2001. Late Quaternary slip rates and slip partitioning on the Alpine Fault, New Zealand. *J. Struct. Geol.* 23, 507–520. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00122-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00122-X)
- Parish, M., 1984. A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology. *J. Struct. Geol.* 6, 247–255. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90049-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90049-X)
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *J. Struct. Geol.* 13, 721–733. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90033-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90033-F)
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1994. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 78, 147–165.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1995. Strike-slip relay ramps. *J. Struct. Geol.* 17, 1351–1360. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)97303-W](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)97303-W)
- Peacock, D.C.P., Nixon, C.W., Rotevatn, A., Sanderson, D.J., Zuluaga, L.F., 2017. Interacting faults. *J. Struct. Geol.* 97, 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.02.008>
- Pocoví J. A., Osácar Soriano, M. C., & Lago M., 1990. Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta*, (8), 25-28.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G., Ardevol, L., 1992. Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain, in: McCabe, P.J., Parrish, J.T. (Eds.), *Controls on the Distribution and Quality of Cretaceous Coals*. Geological Society of America, p. 0. <https://doi.org/10.1130/SPE267-p193>
- Rahl, J.M., Haines, S.H., van der Pluijm, B.A., 2011. Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: Evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.036>
- Reches, Z., Lockner, D.A., 1994. Nucleation and growth of faults in brittle rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 18159–18173. <https://doi.org/10.1029/94JB00115>
- Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie Abteilung B*, 354-368.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315, 209–229.
- Rodríguez Escudero, E., 2017. Implicaciones de la Estructura Interna de una Zona de Falla Activa en la Génesis de Terremotos. Tesis doctoral, U. Autónoma de Madrid.
- Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Rillo, C., 2004. The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *J. Struct. Geol.* 26, 659–677. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.09.001>
- Rotevatn, A., Bastesen, E., 2014. Fault linkage and damage zone architecture in tight carbonate rocks in the Suez Rift (Egypt): implications for permeability structure along segmented normal faults. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 374, 79 LP – 95. <https://doi.org/10.1144/SP374.12>
- Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J.A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modelling of the Delicate Arch Ramp, Utah. *Pet. Geosci.* 15, 45–58.
- Rotevatn, A., Jackson, C.A.L., Tvedt, A.B.M., Bell, R.E., Blækkan, I., 2019. How do normal faults grow? *J. Struct. Geol.* 125, 174–184. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.08.005>
- Rutter, E.H., 1986. On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics* 122, 381–387. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90153-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90153-8)
- Sanchez-Roa, C., R. Faulkner, D., Boulton, C., Jimenez-Millan, J., Nieto, F., 2017. How phyllosilicate mineral structure affects fault strength in Mg-rich fault systems. *Geophys. Res. Lett.* 44, 1–11. <https://doi.org/10.1002/2017GL073055>

- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J.A., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., López Casado, C., López Garrido, A.C., Rodríguez-Fernández, J., Ruano, P., 2012. Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *J. Iber. Geol.* 38, 209–223. https://doi.org/10.5209/rev_jige.2012.v38.n1.39215
- Schmatz, J., Vrolijk, P.J., Urai, J.L., 2010. Clay smear in normal fault zones – The effect of multilayers and clay cementation in water-saturated model experiments. *J. Struct. Geol.* 32, 1834–1849. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.12.006>
- Schmid, S.M., Handy, M. R. 1991. Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In *Controversies in Modern Geology* (eds D. W. Müller, J. A. McKenzie & H. Weissert). pp. 339–61. London: Academic Press.
- Schultz, R.A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C.H., Reeves, D.M., 2008. Dependence of displacement–length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *J. Struct. Geol.* 30, 1405–1411. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.001>
- Segall, P., Pollard, D.D., 1983. Nucleation and growth of strike slip faults in granite. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 555–568. <https://doi.org/10.1029/JB088iB01p00555>
- Séguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes de séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Thèse Doct. Publ. USTELA, Série Géologique, Montpellier, pp. 155.
- Shipton, Z.K., Cowie, P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *J. Struct. Geol.* 23, 1825–1844. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00035-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00035-9)
- Shipton, Z.K., Soden, A.M., Kirkpatrick, J.D., Bright, A.M., Lunn, R.J., 2013. How Thick is a Fault? Fault Displacement-Thickness Scaling Revisited, in: *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting*. American Geophysical Union (AGU), pp. 193–198. <https://doi.org/10.1029/170GM19>
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London.* 133, 191–213. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>
- Sibson, R.H., 1990. Conditions for fault-valve behaviour. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 54, 15–28. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.02>
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., 1992. Structural and geometrical features of the Lorca-Alhama strike-slip fault. *Geogaceta* 12, 7–11.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics* 224, 289–303. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90034-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90034-H)
- Simón, J.L., Liesa, C.L., 2011. Incremental slip history of a thrust: Diverse transport directions and internal folding of the Utrillas thrust sheet (NE Iberian Chain, Spain). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 349, 77–97. <https://doi.org/10.1144/SP349.5>
- Smith, D.A., 1966. Theoretical considerations of sealing and non-sealing faults. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 50, 363–374.
- Soliva, R., Benedicto, A., 2004. A linkage criterion for segmented normal faults. *J. Struct. Geol.* 26, 2251–2267. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.06.008>
- Soliva, R., Benedicto, A., 2005. Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults. *J. Struct. Geol.* 27, 317–325. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.08.010>
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S., 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. *Developments in Geotectonics*, vol. 22. Elsevier, pp. 757–786.
- Stewart, M., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 2000. Deformation processes and weakening mechanisms within the frictional–viscous transition zone of major crustal-scale faults: insights from the Great Glen Fault Zone, Scotland. *J. Struct. Geol.* 22, 543–560. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00164-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00164-9)
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.* 283, 684–721.
- Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1984. Fault-propagation folding, in: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. p. 670.

2. Marco estructural

- Swanson, M.T., 2005. Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones. *J. Struct. Geol.* 27, 871–887. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.11.009>
- Tang, C.A., Liu, H., Lee, P.K.K., Tsui, Y., Tham, L.G., 2000. Numerical studies of the influence of microstructure on rock failure in uniaxial compression — Part I: effect of heterogeneity. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 37, 555–569. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(99\)00121-5](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(99)00121-5)
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. *GSA Bull.* 81, 1625–1640. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1625:SBSZOD\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2)
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395–406. <https://doi.org/10.1029/98TC00561>
- ten Brink, U.S., Ben-Avraham, Z., 1989. The anatomy of a pull-apart basin: Seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics* 8, 333–350. <https://doi.org/10.1029/TC008i002p00333>
- Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* 23, 447–450. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0447:OPMACT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0447:OPMACT>2.3.CO;2)
- Tikoff, B., Greene, D., 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: An example from the Sierra Nevada Batholith, California. *J. Struct. Geol.* 19, 29–39. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00056-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00056-9)
- van der Pluijm, B., Marshak, S., 1997. *Earth Structure*. McGraw-Hill, New York, 495 pp.
- van der Zee, W., Wibberley, C.A.J., Urai, J.L., 2008. The influence of layering and pre-existing joints on the development of internal structure in normal fault zones: the Lodève basin, France. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 299, 57 LP – 74. <https://doi.org/10.1144/SP299.4>
- Vera, J.A., 1970. Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.* 91, 429–462.
- Vera, J.A., Rodríguez, J., Guerra-Merchán, A., Viseras, C., 1994. La Cuenca de Guadix- Baza. *Documents et Travaux de l'IGAL* 14, 1–17.
- Vernet, E., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Marcén, M., Osácar, M.C., 2019. Variable magnetic fabrics under heterogeneous deformation across a shallow fault zone in the Iberian Chain (Monroyo thrust, N Spain). *J. Iber. Geol.* 45, 111–127. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0090-2>
- Vílchez, J. F. 1986. Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica). *Resúmenes tesinas: curso 1983–1984*. Zaragoza University, Spain.
- Viseras, C., 1991. *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Ph.D. Thesis. Universidad de Granada, Spain, pp. 1–344.
- Vrolijk, P.J., Urai, J.L., Kettermann, M., 2016. Clay smear: Review of mechanisms and applications. *J. Struct. Geol.* 86, 95–152. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.09.006>
- Walsh, J.J., Nicol, A., Childs, C., 2002. An alternative model for the growth of faults. *J. Struct. Geol.* 24, 1669–1675. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00165-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00165-1)
- Walsh, J.J., Bailey, W.R., Childs, C., Nicol, A., Bonson, C.G., 2003. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. *J. Struct. Geol.* 25, 1251–1262. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00161-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00161-X)
- Weber, K.J., Mandl, G., Pilaar, W.F., Lehner, F., Precious, R.G., 1978. The role of faults in hydrocarbon migration and trapping in Nigerian growth fault structures. In: *Offshore Technology Conference*, Dallas, TX, United States, pp. 2643-2653.
- Wesnousky, S.G., 1988. Seismological and structural evolution of strike-slip faults. *Nature* 335, 340–343. <https://doi.org/10.1038/335340a0>
- White, S.H., Knipe, R.J., 1978. Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks. *J. Geol. Soc. London.* 135, 513 LP – 516. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.5.0513>
- Wibberley, C.A.J., 2005. Initiation of basement thrust detachments by fault-zone reaction weakening. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 245, 347 LP – 372. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.17>
- Wibberley, C.A.J., 2007. Talc at fault. *Nature* 448, 756.

- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2000a. Micromechanics of shear rupture and the control of normal stress. *J. Struct. Geol.* 22, 411–427. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00158-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00158-3)
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2000b. Mechanics of cataclastic 'deformation band' faulting in high-porosity sandstone, Provence. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 419–425. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01423-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01423-3)
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, Provence, France. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 289, 19–46. <https://doi.org/10.1144/SP289.3>
- Wibberley, C.A.J., Yielding, G., Di Toro, G., 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: A review. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 299, 5–33. <https://doi.org/10.1144/SP299.2>
- Wilkins, S.J., Gross, M.R., 2002. Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah: influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling. *J. Struct. Geol.* 24, 1413–1429. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00154-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00154-7)
- Willemsse, E.J.M., 1997. Segmented normal faults: Correspondence between three-dimensional mechanical models and field data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 675–692. <https://doi.org/10.1029/96JB01651>
- Willemsse, E.J.M., Peacock, D.C.P., Aydin, A., 1997. Nucleation and growth of strike-slip faults in limestones from Somerset, U.K. *J. Struct. Geol.* 19, 1461–1477. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00056-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00056-4)
- Wong, T., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: Mechanical deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 3009–3025.
- Woodcock, N.H., Rickards, B., 2003. Transpressive duplex and flower structure: Dent Fault System, NW England. *J. Struct. Geol.* 25, 1981–1992. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00057-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00057-9)
- Zhu, W., Wong, T., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow: Permeability evolution. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 3027–3041.

3. Metodología

3.1 Análisis estructural	75
3.2 Técnicas de muestreo	78
3.3 Fábricas magnéticas	80
3.4 Magnetismo de rocas	86

La presente tesis doctoral se basa en un estudio multidisciplinar en el cual se han aplicado técnicas de análisis estructural y técnicas magnéticas para la determinación de petrofábricas (ASM a temperatura ambiente, a baja temperatura, AARM, AIRM). Adicionalmente se incorporan otras técnicas que nos permiten complementar e interpretar los resultados de las fábricas magnéticas, fundamentalmente en relación a la caracterización de la mineralogía magnética (magnetismo de rocas) En este apartado se describen las principales técnicas aplicadas, sin profundizar excesivamente en sus fundamentos, que pueden consultarse en trabajos clásicos (e.g. Tarling y Hrouda, 1993; Dunlop y Özdemir, 1997). No obstante, y teniendo en cuenta la complejidad y la relativa singularidad del trabajo en zonas de falla, en el siguiente capítulo se presenta por separado una revisión de los resultados de ASM obtenidos por otros autores en este contexto, y cuales consideramos que son los frentes todavía abiertos y no resueltos. A su vez, esto nos permite enmarcar esta tesis doctoral en un contexto metodológico. Por ello, este apartado está centrado en la descripción de los métodos utilizados, más que en su aplicación al estudio de rocas de falla.

3.1. Estudio estructural

La caracterización completa y pormenorizada de una zona de falla incluye el estudio de la arquitectura de la zona deformada, de la localización de la deformación o de la cinemática de las estructuras de deformación, entre otros elementos de estudio. El análisis estructural de zonas de falla se ha abordado históricamente desde diversos enfoques y escalas de trabajo: i) análisis tectónicos, que permiten caracterizar la geometría, orientación e inferir el sentido de movimiento (cabalgamiento, falla normal o direccional, o movimientos mixtos) de la falla estudiada y sus relaciones con procesos tectónicos, ii) análisis cinemáticos, que definen con exactitud la dirección o direcciones de transporte de las fallas a partir del estudio de indicadores o estructuras de deformación, iii) análisis de la deformación, que permiten cuantificar la deformación total de la roca, iv) análisis dinámicos, con los que se determinan las relaciones existentes entre esfuerzos y movimiento de la falla y v) análisis mecánicos o microtectónicos, que estudian la deformación a escala de grano, como por ejemplo la fracturación o la plasticidad cristalina. En la presente tesis doctoral, el estudio estructural de las cinco zonas de estudio se basa fundamentalmente en análisis cinemáticos y de la deformación, si bien es cierto que, en casos puntuales y cuando se ha considerado oportuno, también se han realizado análisis tectónicos y dinámicos de las estructuras.

En cuanto a la metodología aplicada, pueden diferenciarse dos grandes conjuntos de técnicas: i) las basadas en la observación y toma de datos estructurales en campo y ii) el estudio de las rocas de falla en lámina delgada en secciones orientadas. Ambos conjuntos de técnicas son resumidos en la Fig. 3.1, ordenados según la secuencia de trabajo seguida en esta tesis doctoral. La etapa inicial del trabajo de campo consiste en la identificación de la arquitectura de la zona deformada, que permite delimitar las diferentes zonas en las que se estructura la zona deformada (e.g. núcleo vs. zona de daño). La identificación de las mismas está basada en la elaboración de cartografías de detalle, en la observación a lo largo de perfiles perpendiculares a los límites de la zona deformada o en el estudio y comparación de diferentes afloramientos a lo largo de la estructura, muy útil a la hora de identificar diferentes arquitecturas (e.g. rampas de relevo entre segmentos en la Falla de Baza o estructuras en flor en la falla de Río Grío). Una vez identificada la arquitectura general, se ubican aquellas zonas en las que el deslizamiento y la deformación están localizados en bandas de deformación. Es especialmente importante en este punto la identificación de los diferentes tipos de rocas de falla que suelen coexistir en las zonas de falla, puesto que

3. Metodología



Fig. 3.1. Secuencia de trabajo planteada en esta tesis para el estudio estructural de las cinco zonas de falla estudiadas.

Fig. 3.1. Workflow proposed in this thesis for the structural study of the five fault zones.

son el principal criterio para identificar zonas de deformación intensamente localizada (i.e. *fault gouges* como criterio de identificación de núcleo de falla o fallas).

La toma de datos estructurales tiene en cuenta la arquitectura y reparto de la deformación anteriormente identificada, en tanto en cuanto puede existir relación entre las mismas y particiones del desplazamiento (e.g. es muy frecuente en estructuras en flor positiva que coexistan cinemáticas direccionales en la zona central e inversas en los bordes externos de la estructura). Resulta también evidente que la toma de datos estructurales está en clara relación al tipo de indicadores cinemáticos existentes. Por lo general, las estructuras de deformación medidas en campo se resumen en: planos de falla principales y secundarios,

foliación, estructuras de tipo SC, estrías de deslizamiento, lineaciones mineralógicas y ejes y planos axiales de pliegues. Los datos estructurales son representados y analizados estadísticamente con el *software* Stereonet (Allmendinger et al., 2013).

El estudio microestructural de las rocas de falla persigue fundamentalmente dos objetivos: la caracterización cinemática de la roca y la observación de la mineralogía de la misma, especialmente de la mineralogía portadora de la fábrica magnética y de su disposición en la roca en función de la petrofábrica (i.e. filosilicatos definiendo planos de foliación o mayor concentración de minerales ferromagnéticos *s.l.* en planos de cizalla). Para la caracterización cinemática y la observación de la petrofábrica se requieren láminas delgadas orientadas en función de la orientación de los elementos de la petrofábrica, o dicho de otra manera, del elipsoide de deformación de la roca (Fig. 3.2a). Por lo general, dichas láminas delgadas se han obtenido de los especímenes estándar utilizados para el estudio de las fábricas magnéticas, aunque en algunos casos concretos también se han obtenido de bloques orientados. Como norma, se realizan dos láminas delgadas perpendiculares entre sí para una misma estación (Fig. 3.2a). La primera de ellas es perpendicular a los planos de foliación conteniendo la dirección de transporte, es decir, paralela a la sección XZ del elipsoide de deformación. La segunda, también perpendicular a la foliación, es ortogonal a la dirección de transporte de la estructura (sección YZ del elipsoide de deformación). Con esta metodología podemos comparar el grado de desarrollo de las estructuras entre ambas láminas y, sobre todo, el grado de aplastamiento o de cizalla en las secciones XZ e YZ, lo que nos permite caracterizar cinemáticamente la falla. No obstante, no siempre los planos de foliación y los indicadores cinemáticos son reconocibles de *visu*, por lo que en estos casos utilizamos la orientación de la ASM para guiarnos en las secciones a cortar: ambas secciones son perpendiculares a la foliación magnética, conteniendo una la lineación magnética (o k_{max}) y la otra perpendicular a la misma.

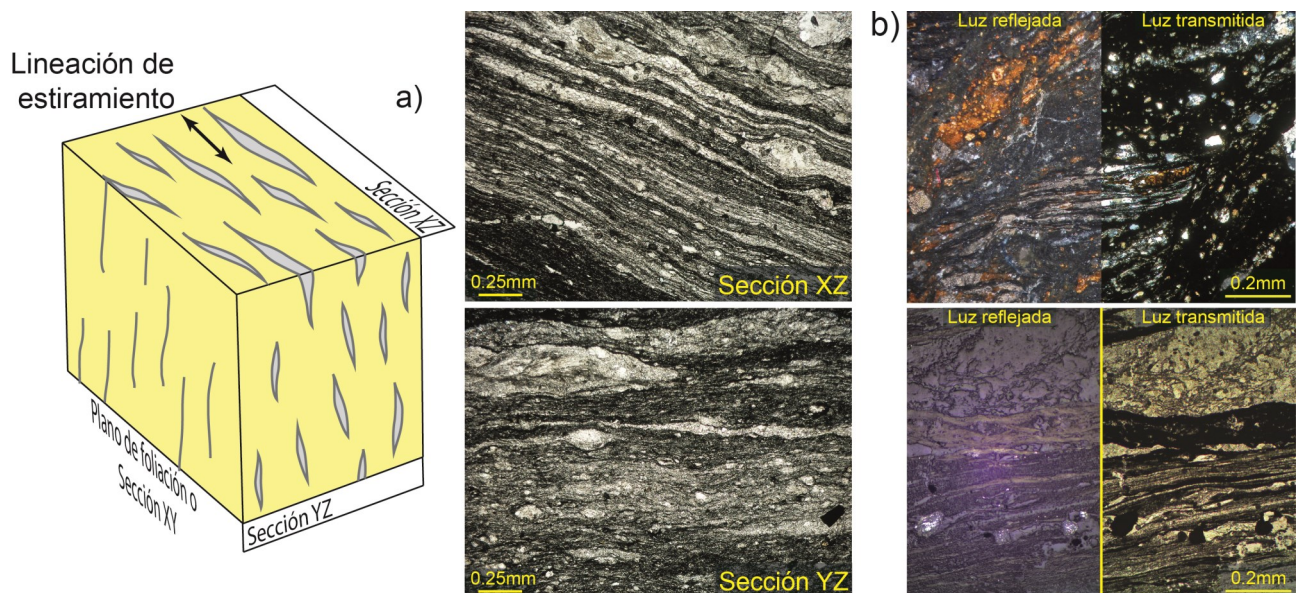


Fig. 3.2. a) A la izquierda, esquema de la orientación de las láminas delgadas en función de la petrofábrica. A la derecha, dos microfotografías de una misma roca en diferentes secciones de corte. Nótese el mayor grado de estiramiento mineralógico en la sección XZ. b) Dos ejemplos de la combinación de observaciones a luz reflejada y transmitida empleada en este trabajo.

Fig. 3.2. a) To the left, sketch of the thin section orientations related with petrofabric. To the right, two microphotograph of the same rock in different sections. Note the larger mineralogical stretching in XZ section. b) Two examples of the reflected and transmitted light combined observations applied in the work.

3. Metodología

Por otra parte, el estudio microestructural de la roca se ha realizado a partir de la observación de secciones pulidas y láminas delgadas a diferentes escalas de observación (mediante lupas, microscopios petrográficos y microscopio electrónico-SEM). En función del objetivo y de las características de la roca se han utilizado unos u otros. Por ejemplo, la observación bajo la lupa aporta información de la petrofábrica cuando los elementos que la componen tienen un tamaño mayor que la amplitud de observación de los microscopios petrográficos convencionales, normalmente restringida a un centímetro con el menor de los aumentos. Si el objetivo es caracterizar la mineralogía de la roca, la combinación de observaciones tanto bajo luz reflejada como transmitida permite la identificación de los minerales más comunes en rocas de falla, incluyendo los opacos (e.g. la mayor parte de los minerales ferromagnéticos *s.l.*), muy frecuentes en este tipo de rocas (Fig. 3.2b). De hecho, los minerales opacos tienden a concentrarse en la matriz impidiendo con frecuencia identificar los criterios cinemáticos en la matriz si únicamente se analiza bajo luz transmitida, la técnica de observación más frecuentemente utilizada. Ésta problemática también es solventada con la combinación de ambos métodos. De la misma forma, el estudio en microscopios electrónicos, el cual incluye la posibilidad de realizar análisis químicos (EDX-SEM), permite la caracterización total de la mineralogía y, mediante mapeos químicos, de la disposición de determinados minerales en relación a la petrofábrica.

3.2. Metodología de muestreo para fábricas magnéticas

Teniendo en cuenta que el objetivo principal de este trabajo es la caracterización cinemática de la falla, las estaciones de ASM se localizan en aquellas zonas en donde el desplazamiento y la deformación parecen haberse localizado preferentemente, es decir, en zonas donde predominan *fault gouges* (i.e. núcleo de falla). En el caso de que la deformación esté distribuida en varias bandas de deformación, se ha muestreado en varias de ellas. En cada estación, la distancia entre muestras es la menor posible con el fin de minimizar la heterogeneidad en la petrofábrica y mineralogía de la roca de falla (Fig. 3.3a). En general, para el estudio cinemático, se ha intentado evitar el muestreo de brechas de falla no foliadas, en tanto en cuanto y con base en resultados preliminares, no suelen ofrecer buenos resultados de ASM debido a la existencia de petrofábricas poco o nada definidas. No obstante, si el objetivo no es únicamente determinar su cinemática, sino analizar procesos de distribución de la deformación, el muestreo de ASM debe extenderse también a rocas que presenten menor tasa de deformación y petrofábricas menos desarrolladas. Como casos particulares, en la falla de Alhama de Murcia se buscó estudiar la variación de la mineralogía en la zona de falla y la presencia de sub-fábricas, por lo que el muestreo se realizó tomando muestras a lo largo de un perfil perpendicular a la zona de falla y con escasos centímetros de separación las unas de las otras (Fig. 3.3b). Algo similar se realizó en la falla de Baza, en donde el estudio estructural detallado de una trinchera requirió un muestreo masivo e intenso, tanto en rocas de falla como en interior de los *horses* extensionales (Fig. 3.3c).

El número de especímenes estándar obtenidos en cada estación difiere notablemente según la técnica de muestreo seguida. En conjunto, tres técnicas se han utilizado a lo largo de este trabajo: i) perforación in situ de la roca de falla mediante una perforadora eléctrica de baterías (Fig. 3.3c, d), siendo orientada la muestra con un orientador acoplado a una brújula (obteniendo por lo general entre 8 y 12 muestras por estación), ii) mediante el corte en el laboratorio con sierras de corte de bloques orientados en campo (Fig. 3.3e), obteniendo numerosos especímenes cúbicos de 2 cm de lado (hasta más de 60 muestras por bloque) y iii) perforación en el laboratorio con un taladro vertical de bloques orientados en campo, siendo

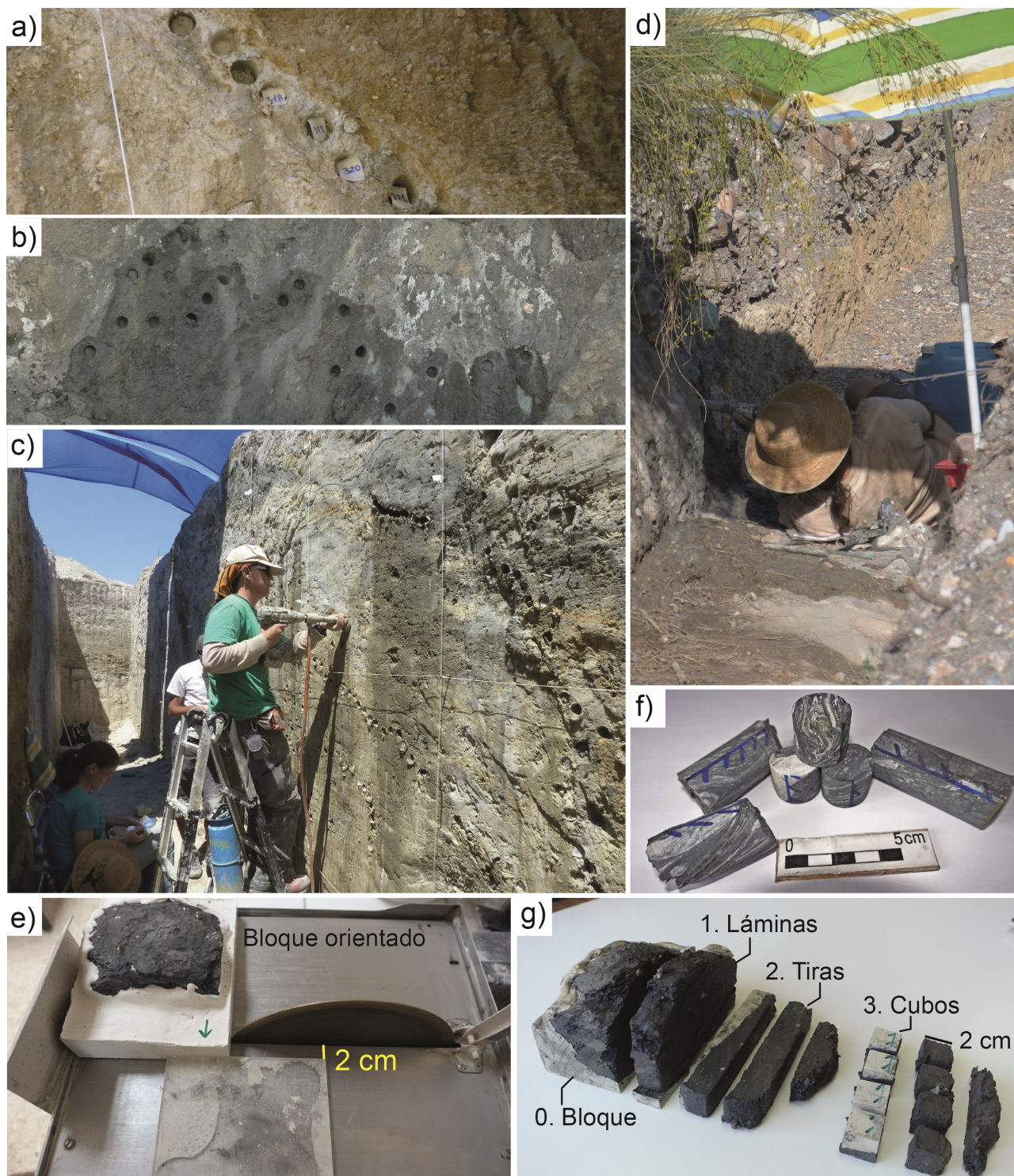


Fig. 3.3. a) Muestreo localizado en bandas de fault gouge, en la falla de Baza. b) Muestras obtenidas a escasos centímetros, en la falla de Alhama de Murcia. c) Belén Oliva muestrea en la trinchera del Carrizal, falla de Baza. d) Antonio Casas perfora en Lorca (Alhama de Murcia), no siempre en posiciones cómodas. e) Sierra de corte utilizada en la obtención de cubos orientados. f) Muestras de campo sin cortar y especímenes cilíndricos estándar. g) Secuencia de corte de los bloques orientados y escayolados.

Fig. 3.3. a) Sampling localized in gouge bands, in Baza fault. b) Samples collected a few centimetres away, in the Alhama de Murcia fault. c) Belén Oliva drills in the Carrizal trench, Baza fault. d) Antonio Casas drills near to Lorca (Alhama de Murcia fault), not always in comfortable stances. e) Trim saw used to obtain oriented cubes. f) Cylindrical samples and standard cylindrical specimens. g) Sequence of cutting of the oriented and plastered blocks.

3. Metodología

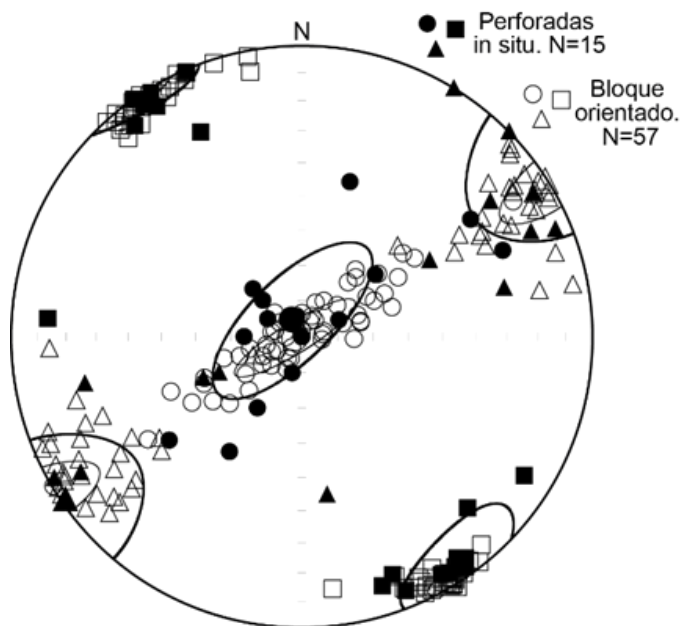


Fig. 3.4. Estereograma de la fábrica magnética obtenida en una misma estación, tanto perforada *in situ* (símbolos rellenos) como a partir de bloque orientado cortado en cubos (símbolos huecos). La mayor dispersión en las muestras perforadas *in situ* posiblemente se corresponda con la mayor separación entre muestras que en las cúbicas y al menor número de muestras analizadas.

Fig. 3.4. Stereoplot with the magnetic fabric obtained from in situ drilling (solid symbols) and from oriented block cutted in cubes (open symbols), in the same site. The larger scattering in the in situ drilled samples most probably correspond with the higher distance between samples than in cubic ones and the fewer analysed samples.

necesario reorientar el bloque a su posición *in situ* para medir la orientación de las muestras cilíndricas con el orientador acoplado a una brújula (entre 8 y 12 muestras por bloque). En el primer y último caso, una vez perforada la muestra, ésta es cortada en especímenes estándar: especímenes cilíndricos de 2.5 cm de diámetro y 2.1 cm de altura (Fig. 3.3f). Para cortar los bloques orientados en cubos, los bloques han sido escayolados en un molde, con el plano orientado en paralelo a la base del molde y la línea orientada en dicho plano paralela a uno de los bordes del molde, lo que minimiza el error y facilita el corte en cubos homogéneos y paralelos entre sí (Fig. 3.3g). Con el objetivo de comprobar qué error se introduce en el corte en cubos, varias estaciones perforadas *in situ* fueron también realizadas mediante bloques cortados en cubos. Un ejemplo puede observarse en la Fig. 3.4, en donde se compara la ASM de la estación Fv7 y Fv7-bl de la Falla del Vallès-Penedès, y en donde apenas pueden distinguirse variaciones en la orientación de los ejes de susceptibilidad magnética entre ambas.

3.3. Fábricas magnéticas

La caracterización de la fábrica magnética de la roca es una herramienta rápida y efectiva para determinar la petrofábrica de la roca, es decir, la disposición en el espacio de los granos minerales que configuran la misma (Graham, 1954; Hrouda, 1987, 1993; Borradaile y Tarling, 1981; Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Henry, 1997; Borradaile y Jackson, 2004). Dentro del concepto de fábricas magnéticas se engloban diferentes métodos, subdivididos en función de la propiedad física que analizan: la susceptibilidad magnética o la magnetización remanente. No obstante, todos estos métodos se formulan en torno a una base común: la variación de dichas propiedades según la orientación en el volumen de roca analizado, es decir, de su anisotropía. Si una roca es anisótropa en cualquiera de ambas propiedades es por la existencia de: i) anisotropías cristalinas, es decir, mayores o menores susceptibilidades o magnetizaciones a lo largo de determinados ejes de los cristales minerales y ii) anisotropías de forma, con mayor susceptibilidad y magnetización a lo largo del eje de elongación del mineral (e.g. lineaciones de estiramiento por deformación). No obstante, la anisotropía suele estar controlada, no solo por la existencia de granos anisótropos magnéticamente hablando (características intrínsecas), sino por la distribución anisótropa de los mismos en la roca (características extrínsecas a la anisotropía de granos), la cual suele

estar determinada por los diferentes procesos geológicos que la configuran (e.g. los planos de estratificación, foliación o cizalla están definidos por orientaciones mineralógicas preferentes).

De todas las técnicas de determinación de fábricas magnéticas, la más utilizada es la anisotropía de la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente e inducida a bajo campo (<1mT), denominada ASM o por sus siglas en inglés RT-AMS. Esta técnica permite obtener información de la petrofábrica del conjunto de minerales presentes en la roca, en tanto en cuanto todos ellos contribuyen, aunque desigualmente, a la RT-AMS. Sin embargo, no todos los minerales tienen por qué estar igualmente orientados en la roca, siendo reflejo de los diferentes episodios de sedimentación, compactación o deformación que configuran la petrofábrica final de la roca y de diferentes comportamientos reológicos de los minerales ante cada uno de estos eventos. En este sentido, diferentes técnicas magnéticas permiten identificar la petrofábrica de diferentes poblaciones mineralógicas, siempre y cuando presenten comportamientos magnéticos diferentes (i.e. diamagnéticos vs. paramagnéticos vs. ferromagnéticos *s.l.*), obteniéndose las denominadas sub-fábricas magnéticas.

La determinación de sub-fábricas está basada en el diferente comportamiento de los minerales paramagnéticos y ferromagnéticos *s.l.* bajo diferentes condiciones de temperatura y campo inducido. Por una parte, los minerales paramagnéticos ven incrementada su susceptibilidad magnética a bajas temperaturas, tal y como describe la ley de Curie-Weiss (incremento de 3.8 veces de su susceptibilidad magnética a 77 K; Morrish, 1965; Ihmlé et al., 1989; Richter y van der Pluijm, 1994; Lüneburg et al., 1999; Biedermann et al., 2014), mientras que la susceptibilidad de los ferromagnéticos *s.l.*, por lo general, se mantiene invariable a temperaturas inferiores a su punto de Curie, más allá de ciertas excepciones (e.g. transición de Verwey para la magnetita o de Morin para la hematites). Por otra parte, la susceptibilidad magnética a alto campo se basa en la relación entre campo magnético aplicado y magnetización inducida, que en los minerales paramagnéticos presenta una relación lineal, en contraposición a los minerales ferromagnéticos *s.l.* que presentan una magnetización de saturación a partir de la cual no adquieren mayores magnetizaciones inducidas. La medida a baja temperatura de la susceptibilidad magnética (LT-AMS) y la medida a alto y bajo campo (HF- y LF-AMS; Martín-Hernández y Hirt, 2004) constituyen las dos principales técnicas que permiten diferenciar la petrofábrica de los minerales paramagnéticos. Conviene indicar que la medida a baja temperatura (LT-AMS) solo realiza la contribución paramagnética, por lo que los minerales ferromagnéticos *s.l.* siguen contribuyendo, aunque en menor medida, a la fábrica magnética.

Mientras, los métodos de determinación de la petrofábrica asociada a los minerales ferromagnéticos *s.l.* están basados en la medida de la magnetización remanente, es decir, en la magnetización que adquieren los materiales tras la aplicación de un determinado campo (e.g. Jackson, 1991; Potter, 2004; Bilardello, 2016). Esta propiedad es exclusiva de los materiales ferromagnéticos *s.l.* por lo que en estas técnicas no intervienen otro tipo de comportamientos magnéticos (i.e. diamagnéticos o paramagnéticos). Dentro de estas técnicas se engloban algunas como la anisotropía de la magnetización remanente anhisterética (AARM), isoterma (AIRM) o térmica (ATRM). Las técnicas utilizadas en este trabajo y sus protocolos de medida se explican a continuación.

3. Metodología

3.3.1. ASM a temperatura ambiente (RT—AMS)

La susceptibilidad magnética es la propiedad física que define la capacidad de un material de magnetizarse ante la presencia de un campo magnético externo, siguiendo la ecuación $M = K \cdot H$, en donde M es la magnetización, K es la susceptibilidad y H es el campo aplicado. Como se comentaba anteriormente, las rocas, por su carácter heterogéneo (tanto en petrofábricas como en mineralogías magnéticas), presentan variaciones en el espacio de la susceptibilidad magnética o ASM. En otras palabras, la ASM constituye la propiedad de los materiales por la cual el mismo campo magnético aplicado en diferentes orientaciones, induce una magnetización de intensidad variable en el espacio. Esta variabilidad en el espacio puede representarse numéricamente como un tensor simétrico de segundo orden en una matriz, o de forma más frecuente y gráfica en el campo de la Geología Estructural, como un elipsoide cuyos tres ejes reflejan la orientación y magnitud de los tres eigenvectores o ejes principales de la matriz: $K_{11} \geq K_{22} \geq K_{33}$, también denominados k_{max} , k_{int} y k_{min} respectivamente (Fig. 3.5). La susceptibilidad media de la roca es definida por $K_m = (k_{max} + k_{int} + k_{min}) / 3$ (Nagata, 1961), y surge de la contribución de minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos s.l (Fig. 3.5).

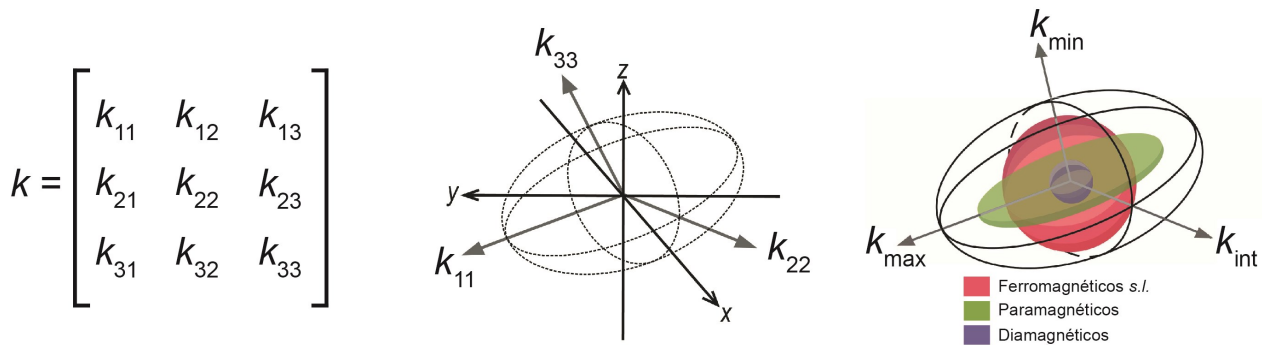


Fig. 3.5. Matriz y representaciones gráficas del elipsoide de susceptibilidad magnética. La fábrica magnética resultante surge de la contribución de todos los minerales, independientemente de su comportamiento magnético.

Fig. 3.5. Matrix and graphic representations of the magnetic susceptibility ellipsoid. The resultant magnetic fabric is the sum of contributions from all minerals, independently of their magnetic behaviour.

A su vez, la forma del elipsoide (oblato o prolato) y su grado de anisotropía se definen a partir de la diferencia de valores entre los tres ejes principales, y se representan estadísticamente por los parámetros T y P_j , respectivamente (Jelínek, 1981). Estos parámetros están normalizados siguiendo el método de Jelínek (1977) y calculados a partir de las siguientes fórmulas:

$$T = \frac{2\mu_2 - \mu_1 - \mu_3}{\mu_1 - \mu_3}$$

$$P_j = \exp \sqrt{2[(\mu_1 - \mu_m)^2 + (\mu_2 - \mu_m)^2 + ((\mu_3 - \mu_m)^2)]}$$

En donde μ_1 , μ_2 , y μ_3 representan $\ln(k_{max})$, $\ln(k_{int})$ y $\ln(k_{min})$, respectivamente, y $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3) / 3$. El parámetro de forma T indica la forma del elipsoide, siendo elipsoides oblatos aquellos que presenten valores de $0 < T < 1$ y prolatos lo que presenten valores $-1 < T < 0$. Por otra parte, el valor de P_j está controlado tanto por la mineralogía magnética como por el grado de ordenamiento de las partículas en la petrofábrica. Otros parámetros, como la lineación ($L = (k_{max} - k_{int}) / K_m$) o foliación ($F = (k_{int} - k_{min}) / K_m$) magnética son frecuentemente utilizados para caracterizar la forma del elipsoide magnético. La medición

de la RT-AMS se realizó en un puente de susceptibilidad KLY-3S Kappabridge (AGICO-Advanced Geoscience Instruments Company), a bajo campo (300 A/m) y frecuencia de 875 Hz, en el Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza. Los cálculos estadísticos de orientación (de las elipses de confianza) y de valores escalares para cada estación de fábricas magnéticas (e.g. valores promedio de K_m , P_j o T) fueron calculados siguiendo las estadísticas de Jelínek (1978) y utilizando el software Anisoft 4.2 (Chadima y Jelínek, 2009).

Como se comentaba anteriormente, la ASM surge primariamente de orientaciones cristalográficas y de forma definidas, por lo que suele existir una clara coincidencia entre la orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación finito X, Y y Z, con los tres ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética k_{max} , k_{int} y k_{min} , respectivamente (e.g. Borradaile, 1991; Borradaile y Tarling, 1981). Cuando esta relación tiene lugar, a la fábrica magnética se le denomina como “normal”. No obstante, esto ocurre principalmente cuando la anisotropía está condicionada por la forma y disposición de los granos minerales, por lo que las fábricas normales suelen estar asociadas a minerales que presentan anisotropía de forma, como los filosilicatos o magnetita multidominio (MD) (Borradaile y Werner, 1994; Borradaile y Jackson, 2004; Dunlop et al., 2006). En una fábrica normal, al eje k_{max} se le denomina comúnmente lineación magnética y al k_{min} el polo de la foliación magnética, correspondiente al plano definido por k_{max} y k_{int} .

Sin embargo, ciertos granos minerales presentan su eje de mayor susceptibilidad en su eje corto cristalográfico, ergo la relación es la inversa a la anteriormente mencionada: el eje k_{max} coincide con el eje Z del elipsoide de deformación. A esta relación entre ejes se le denomina fábrica “inversa” y su origen está en relación a que: i) partículas monodominio estables (SSD), normalmente en magnetita o maghemita, presentan magnetizaciones saturadas en su eje largo, por lo que al aplicar un campo magnético externo, la susceptibilidad en dicho eje es menor que en su eje corto, no saturado (e.g. Potter y Stephenson, 1988; Rochette et al., 1992) y ii) ciertos carbonatos paramagnéticos, como la siderita, presentan un fuerte ordenamiento de los átomos de Fe^{2+} a lo largo del eje corto, lo que resulta en una susceptibilidad máxima en paralelo al mismo y en fábricas prolatas (e.g. Ellwood et al., 1986; 1989; Rochette, 1988; Ihmlé et al., 1989; Winkler et al., 1996; de Wall y Warr, 2004; Schmidt et al., 2007).

3.3.2. ASM a baja temperatura, Low temperature AMS (LT—AMS)

La medida a baja temperatura realza el comportamiento paramagnético de las muestras siguiendo la Ley de Curie-Weiss: $K_{para} = C/T - \Theta$, donde K_{para} es la susceptibilidad paramagnética, C es la constante de Curie y Θ es la temperatura de Curie paramagnética (Ihmlé et al., 1989; Richter y van der Pluijm, 1994; Lüneburg et al., 1999; Biedermann et al., 2014). El aumento de la susceptibilidad es comúnmente indicado por el ratio entre la susceptibilidad medida a baja temperatura y a temperatura ambiente para una misma muestra (*LT/RT ratio*), siendo indicativo del contenido relativo de minerales paramagnéticos. Una muestra paramagnética pura presenta un ratio de 3.8, mientras que la presencia de minerales ferromagnéticos tenderá a reducir dicho ratio, al asumir que su susceptibilidad no varía a bajas temperaturas (Lüneburg et al., 1999).

La medición se realiza en el mismo puente de susceptibilidad KLY-3S Kappabridge y la estadística aplicada es exactamente la misma que la anteriormente descrita para la RT-AMS. El procedimiento de medida consiste en la inmersión de la muestra durante 1 hora en nitrógeno líquido (a 77 K), para

3. Metodología

posteriormente ser medida en las tres posiciones que requiere el aparato para la medición de la ASM, sumergiendo la muestra durante 10 minutos de nuevo en el nitrógeno entre cada posición para asegurar, en la medida de lo posible, la misma temperatura de medida en las distintas posiciones de medición. Para prevenir desajustes en la medida como consecuencia de la afección de la muestra fría en el comportamiento de las bobinas, se coloca una protección térmica en la cuba, tal y como recomiendan Issachar et al. (2016). Este protocolo de medición ha sido planteado previamente y reporta resultados repetibles (e.g. Lüneburg et al., 1999; Oliva-Urcia et al., 2010; Izquierdo-Llavall et al., 2013; García-Lasanta et al., 2014; 2015).

3.3.3. AARM

La anisotropía de la magnetización remanente anhisterética (AARM) permite caracterizar la fábrica magnética de minerales ferromagnéticos s.l. con coercitividads bajas (normalmente inferior a 0.1 a 0.2 T dependiendo del instrumento utilizado). Esta técnica consiste en medir la magnetización remanente anhisterética (ARM) en una muestra en diferentes orientaciones (McCabe et al., 1985; Potter y Stephenson, 1988). Una ARM es adquirida cuando sometemos a una muestra de manera simultánea a dos campos magnéticos coaxiales distintos: un campo alterno (AF) decreciente (p.ej. de 0.9 a 0 T) y un campo continuo (DC) (Fig. 3.6) fijo y de menor magnitud ($\sim 40\mu\text{T}$); de este modo, todos los minerales ferromagnéticos s.l. cuya

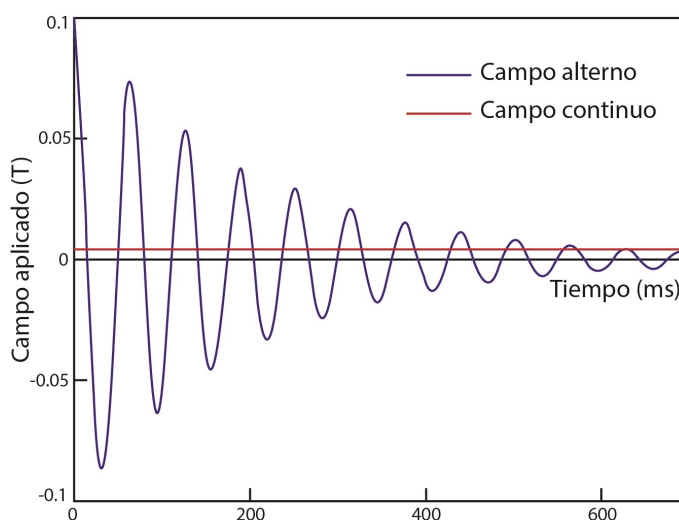


Fig. 3.6. Esquema de la adquisición de una magnetización remanente anhisterética: campo alterno (AF, línea azul) y campo continuo (DC, línea roja).

Fig. 3.6. Schematic of anhysteretic remanent magnetization (ARM) acquisition: alternating field (AF, blue line) and direct field (DC, red line).

coercitividad se encuentre dentro de la ventana del campo AF aplicado serán magnetizados de acuerdo al campo DC usado. Dependiendo de las poblaciones de minerales ferromagnéticos s.l. es posible modificar la ventana de AF usada para definir las subfábricas de diferentes poblaciones magnéticas. Dado que el campo máximo de AF que puede usarse suele estar limitado a 0.1 o 0.2 T, esta técnica no puede usarse para caracterizar la fábrica magnética de minerales ferromagnéticos de alta coercitividad, como la goetita o la hematites. Del mismo modo, y dado que estamos midiendo remanencia, los minerales dia- y paramagnéticos, así como los ferromagnéticos s.l. de rango superparamagnético (SP) no contribuyen a la AARM.

El procedimiento de medida (Fig. 3.7), descrito en McCabe et al. (1985), consiste en aplicar y medir ARMs en las nueve posiciones de la muestra definidas en Girdler (1961), y que permiten obtener el tensor que define la anisotropía de la ARM (AARM). La ARM aplicada en cada una de las nueve posiciones está definida por un campo alterno de 0-90 mT y por un campo directo de 0.05 mT, y medida en el magnetómetro criogénico 2G-755 del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. Posteriormente a cada aplicación y medida de la ARM, la muestra es de nuevo desmagnetizada por una

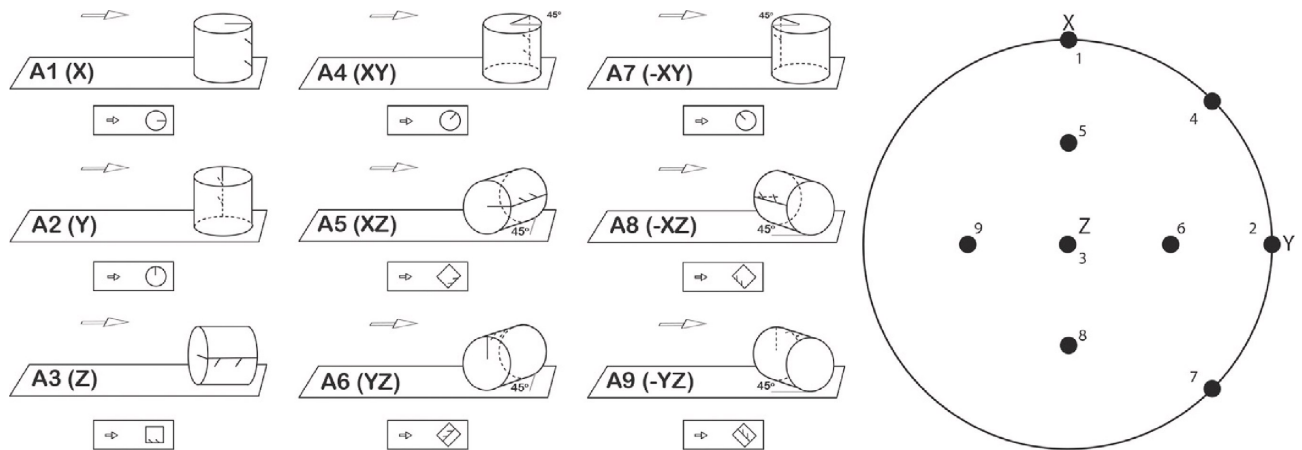


Fig. 3.7. Esquema con las 9 posiciones de aplicación y medida del campo directo formuladas en Girdler (1961) para calcular anisotropías de la remanencia. A la derecha, la orientación de las 9 posiciones del espécimen en donde se aplican los campos, en coordenadas de la muestra. Proyección en igual área y en hemisferio inferior.

Fig. 3.7. The 9-position orientation scheme of Girdler (1961) to apply and measure anisotropy of remanence. To the right, the nine specimen orientations where DF are applied, in specimen coordinates. Equal area, lower hemisphere projection.

AF de 100mT, aplicada únicamente sobre el eje donde previamente se impuso la ARM. Con ello, se consigue obtener un valor de magnetización residual sobre ese eje y que se utiliza para eliminar la contribución de minerales de alta coercitividad no magnetizadas por la ARM. El tensor de la AARM es calculado mediante mínimos cuadrados y usando para ello una hoja de cálculo diseñada por el Dr. Mike Jackson (IRM, Universidad de Minnesota). Este tensor de la AARM es muy similar al obtenido al medir la ASM, y los mismos cálculos estadísticos son válidos para este elipsoide (i.e. parámetros escalares: P_j , T, L o F).

3.3.4. AIRM

Otro método de determinación de sub-fábricas ferromagnéticas s.l. es por medio de la anisotropía de la magnetización remanente isoterma o AIRM, por sus siglas en inglés (Stephenson et al., 1986; Jackson y Tauxe, 1991; Jackson, 1991; Tan y Kodama, 2003). Esta técnica consiste en aplicar campos directos en las mismas 9 posiciones utilizadas para el cálculo del tensor de la AARM anteriormente explicado. Las principales diferencias residen en la aplicación de DF mucho más altos por medio de magnetizadores de pulso. Con ello se consigue mover los dominios magnéticos en la dirección del campo aplicado, siempre y cuando éste sea de intensidad superior a la coercitividad del grano en cuestión. Teniendo en cuenta que los magnetizadores de pulso más comunes son capaces de impartir campos de varios Teslas, el rango de coercitividades que esta técnica cubre es mucho mayor que en el caso de la AARM, permitiendo el estudio de la petrofábrica de minerales de alta coercitividad, como la goetita o hematites (e.g. Bilardello, 2015).

Una vez aplicado el campo en una posición de la muestra, la magnetización adquirida es medida en un magnetómetro, siendo esos 9 valores (uno por cada posición) los utilizados para calcular el tensor de la AIRM. A diferencia de la AARM, la magnetización adquirida se midió, no en la misma dirección del campo aplicado, sino a lo largo de los tres ejes de la muestra (x, y, z) siendo necesario recalculer la magnetización en las direcciones xy, xz, yz, -xy, -xz y -yz, tal y como se expone en el siguiente ejemplo:

$$M_{xy} \text{ (magnetización en el eje xy)} = (M_x + M_y) \cdot \text{Seno}(45^\circ)$$

3. Metodología

siendo M_x y M_y las magnetizaciones medidas en los ejes de la muestra X e Y. Una de las problemáticas del procedimiento seguido reside en los pequeños errores en la orientación de la muestra que se puedan cometer, tanto al aplicar el campo como al medir la muestra en el magnetómetro.

Sin embargo, la principal problemática de la técnica surge cuando la IRM aplicada está en el límite de la coercitividad de algunos granos de la muestra. En este contexto, el hecho de que el dominio de éstas partículas modifique o no su orientación ante la impartición de una IRM depende de su orientación relativa a la dirección del campo aplicado (Fig. 3.8a). Ello implica que la IRM impartida no es siempre capaz de saturar completamente a estos granos, resultando en una histéresis incompleta: la magnetización adquirida en una primera aplicación del campo, no es completamente reseteada por las imparticiones subsecuentes, resultando en una “memoria magnética” que impide el correcto cálculo del tensor de la AIRM (ver Tauxe et al., 1990; Bilardello, 2015). En la Fig. 3.8 se ha tratado de representar gráficamente este problema: cuando el campo impartido (en éste caso de 2 T) satura en la misma dirección a la muestra (Fig. 3.8b), la magnetización en cada uno de los 9 pasos se superpone a la orientación teórica de las 9 posiciones (x, y, z, xy...) y la magnetización es reseteada en ese eje por imposiciones posteriores (Fig. 3.8d). Sin embargo, la presencia de hematites con coercitividades en el rango de la IRM impartida produce una desviación de la magnetización en cada paso respecto a la dirección del campo aplicado (Fig. 3.8c), como consecuencia de una histéresis incompleta, traducida en una “memoria” magnética (Fig. 3.8e). Todas las muestras analizadas en donde se ha detectado esta problemática, han sido descartadas, tanto en la presentación de resultados como, evidentemente, en su interpretación estructural. Por otra parte, y teniendo en cuenta que el magnetómetro de pulso utilizado en esta tesis doctoral (M2T-1, de la Universidad de Burgos), imparte campos máximos de 2 T, las facies rojas tan frecuentemente estudiadas en esta tesis doctoral y caracterizadas por contener abundante hematites, no han podido ser estudiadas mediante esta técnica de forma apropiada.

3.4. Magnetismo de rocas

La caracterización de la mineralogía magnética de la roca es un paso fundamental en cualquier estudio de fábricas magnéticas, en tanto en cuanto es la portadora de fábricas y sub-fábricas magnéticas, controlando la susceptibilidad y los parámetros escalares del elipsoide magnético. En este apartado se procede a explicar brevemente los fundamentos de las diferentes técnicas de magnetismo de rocas empleadas en este trabajo. Para mayor explicación de las mismas, se recomienda la lectura de Dunlop y Özdemir (1997). Por lo general, se ha utilizado una combinación de técnicas, puesto que cada una de ellas aporta información distinta sobre la mineralogía presente. Dichas técnicas estudian por una parte la susceptibilidad magnética y por otra, diferentes propiedades y parámetros relacionados con la magnetización de la roca. En el caso de éstas últimas, hay que tomarlas con precaución en estudios de ASM, ya que la susceptibilidad y la magnetización remanente, aunque estrechamente relacionadas, son propiedades físicas diferentes del material (i.e. los minerales portadores de la fábrica magnética no tienen por qué ser los mismos que los portadores de la magnetización remanente). Todas estas técnicas se realizan sobre pequeñas cantidades de polvo de roca (0.3 - 0.5 gr), excepto la IRM de tres componentes que se realiza sobre muestra estándar. Complementariamente a todas éstas técnicas, se ha realizado un estudio en lámina delgada de las rocas, explicado en el apartado 3.1 de la presente tesis doctoral.

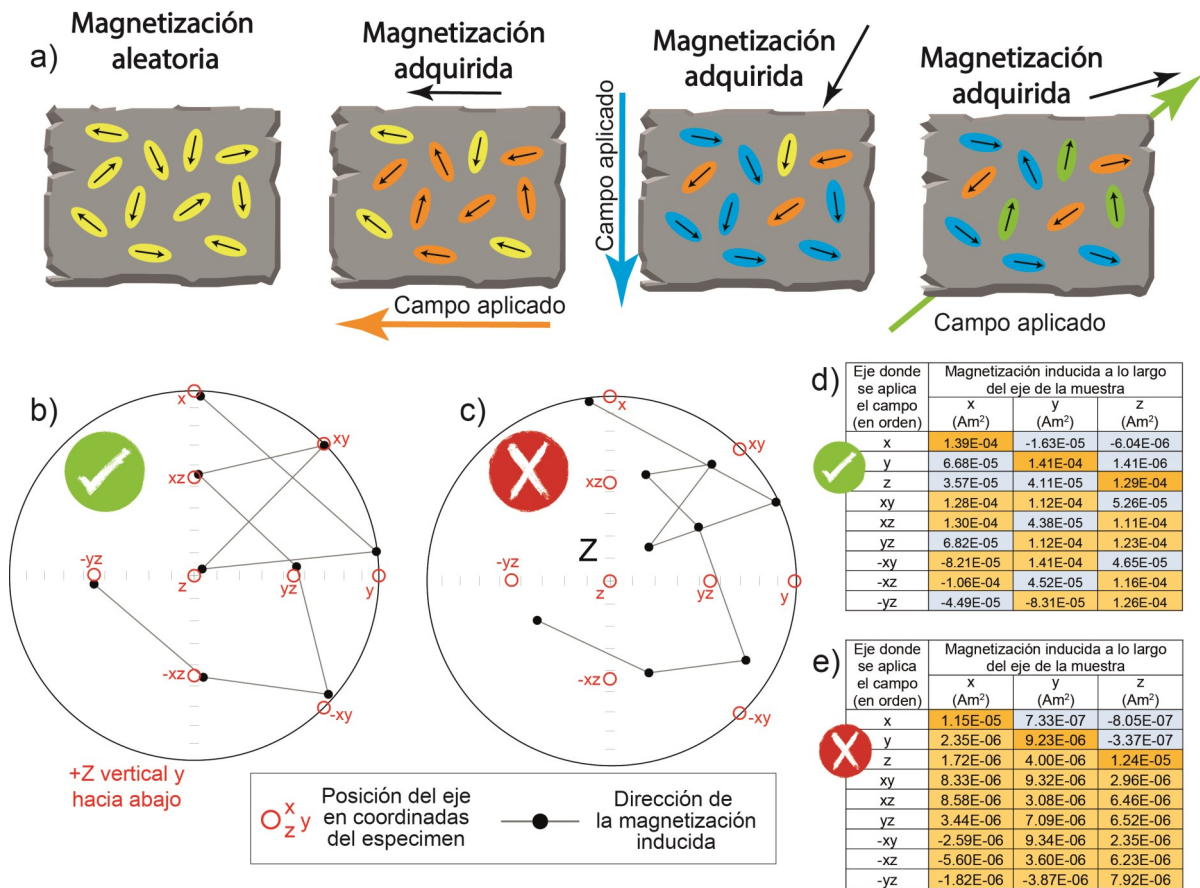


Fig. 3.8. a) Representación gráfica del movimiento de dominios magnéticos en partículas uniaxiales en función de la orientación del campo externo aplicado. En b) y c), relación entre posición del eje en donde se imparte el campo (en rojo) y la dirección de la magnetización adquirida (en negro) en cada uno de los 9 pasos, cuando la histéresis es total en cada impartición (b) y cuando no (c). En d) y e) pueden observarse los valores brutos de la magnetización adquirida en cada paso. Nótese la diferencia de órdenes de magnitud en cada eje impartido cuando la histéresis es total d) o parcial e). En naranja oscuro, magnetización saturada; en naranja claro, magnetización parcialmente saturada; en azul, magnetización residual.

Fig. 3.8. a) Graphic representation of the magnetic domain movements in uniaxial particles related to the orientation of the external, applied field. In b) and c), relationship between the orientation of the axes where the field is imparted (in red) and the direction of the acquired magnetization (in black) in each of the nine steps, when the hysteresis is saturated in each step (b) or not (c). In d) and e), clean data of the acquired magnetization in each step are shown. Note the different order of magnitude in each imparted axes when the hysteresis is totally (d) or partially (e) saturated. In dark orange, full axes saturation; in light orange, partial axes saturation; in blue, residual magnetization.

3.4.1. Curvas de susceptibilidad y magnetización inducida vs. temperatura (curvas k-T y M-T)

Ambas técnicas están basadas en la variación con la temperatura de la susceptibilidad magnética o magnetización inducida (Fig. 3.9). Por una parte, los minerales paramagnéticos (e.g. filosilicatos, ciertos sulfuros de Fe, etc.) se caracterizan por curvas hiperbólicas, con menores valores de susceptibilidad y magnetización a altas temperaturas (e.g. Hrouda, 1994; Fig. 3.9a). Por otra parte, los minerales ferromagnéticos *s.l.* suelen presentar una susceptibilidad y magnetización constante con el incremento de la temperatura en los primeros pasos de calentamiento, con una fuerte caída en la susceptibilidad y magnetización cuando se supera la temperatura de Curie o Néel del mineral presente en la roca (e.g. Hrouda et al., 1997). Las temperaturas de Curie (para minerales ferromagnéticos) o de Néel

3. Metodología

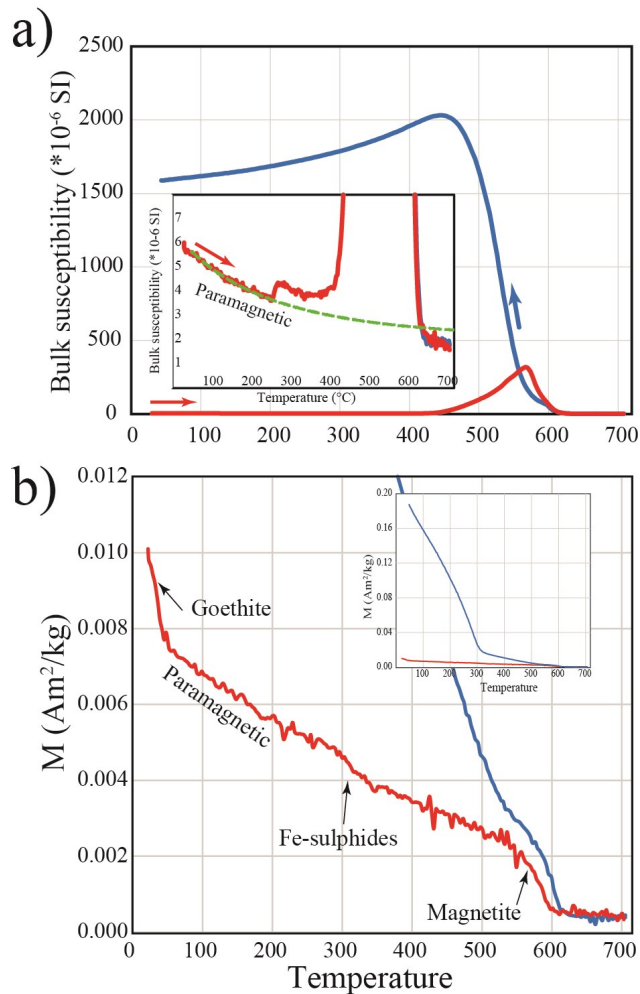


Fig. 3.9. a) Ejemplo de curva de susceptibilidad magnética vs. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), con caída hiperbólica indicativa de la presencia de minerales paramagnéticos y neoformación en la curva de retorno. b) Ejemplo de curva magnetización inducida vs. temperatura, con la caídas en la magnetización asociadas a la presencia de goetita, pirrotina y magnetita, además de una componente paramagnética. En rojo, curvas de calentamiento. En azul, curvas de retorno.

Fig. 3.9. a) Temperature-dependent susceptibility curve, with a hyperbolic shape related to the presence of paramagnetic minerals and strong neoformation in the cooling curve. b) Temperature-dependent induced magnetization curve, with magnetization drops associated with goethite, pyrrhotite and magnetite, together with a paramagnetic behaviour. In red, heating runs. In blue, cooling runs.

de argón. Los datos son procesados mediante el software Cureval 8.0 (Chadima y Hrouda, 2009). Por otra parte, las curvas de magnetización inducida vs. temperatura se han realizado en una balanza de traslación de campo variable (MMVFTB) en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. Los rangos de temperatura son similares a los cubiertos en las curvas de susceptibilidad.

(antiferromagnéticos) son aquellas por encima de la cual el mineral ferromagnético s.l. pierde su magnetismo, comportándose como un material puramente paramagnético, siendo característica de cada mineral. Los minerales ferromagnéticos más comunes en rocas sedimentarias son la pirrotina ($T_C \approx 320^{\circ}\text{C}$), la magnetita ($T_C \approx 575^{\circ}\text{C}$) y la hematitas ($T_N \approx 680^{\circ}\text{C}$). Por otra parte, diferentes grados de oxidación y principalmente la presencia de impurezas en los cristales modifican notablemente estas temperaturas de transición (e.g. es frecuente observar magnetitas con TC en torno a $400\text{-}500^{\circ}\text{C}$). Es por ello por lo que la identificación de la mineralogía ferromagnética s.l. se realiza en función de la caída de la susceptibilidad o magnetización en torno a sus temperaturas de Curie (Fig. 3.9b).

Los análisis de curvas k-T se realizaron en las el Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza, utilizando para ello un puente de susceptibilidad KLY-3S Kappabridge acoplado a un horno CS3, permitiendo cubrir un rango de temperaturas comprendido entre la temperatura ambiente y 700°C . Para la realización de curvas a baja temperatura (195°C - 0°C), al puente de susceptibilidad se le acopla un CLS Cryostat. En el caso de curvas de alta temperatura, se realizan tanto curvas de calentamiento (entre temperatura ambiente hasta los 700°C) y curvas de retorno (de 700°C a la temperatura ambiente), con el objetivo de analizar la estabilidad térmica de los minerales con la temperatura (i.e. neoformación de nuevos minerales magnéticos durante el calentamiento). Para minimizar posibles oxidaciones, las curvas se realizan en atmósfera

3.4.2. Magnetización remanente isoterma: IRM

La principal problemática de los experimentos de magnetismo de rocas en los que intervienen incrementos de temperatura, como los anteriormente descritos, es la elevada inestabilidad mineralógica de las muestras al ser calentadas (e.g. curva de retorno en azul en la Fig. 3.9a). Por ello, se requiere otro tipo de técnicas isotermas que determinen la mineralogía de las muestras sin que sea necesario su calentamiento. Tres de ellas se formulan a continuación, estando basadas, no en la determinación de la temperatura de Curie o Néel, sino en la caracterización de la coercitividad de los minerales ferromagnéticos *s.l.* presentes en la roca, siendo la coercitividad la magnitud del campo magnético necesario para saturar dicho mineral y que es específica de cada mineral ferromagnético.

Curvas de adquisición de la IRM

Como anteriormente se ha mencionado, una IRM se refiere a la magnetización remanente adquirida por un material cuando es expuesto a un campo magnético externo de intensidad dada. Las curvas de adquisición de la IRM suponen la aplicación de campos magnéticos progresivamente más intensos en la misma dirección de la muestra, midiendo en cada paso la magnetización remanente adquirida (Fig. 3.10a). Así, la geometría de la curva resultante permite identificar las fases ferromagnéticas *s.l.* presentes en la roca, en función de sus ventanas de coercitividad específicas, o lo que es lo mismo, en función de en qué ventana de campo aplicado la roca adquirió su magnetización (e.g. Dunlop, 1972). Por ejemplo, la magnetita es un mineral “blando”, con bajas coercitividades (<150mT), por lo que un fuerte incremento de la magnetización en este rango será indicativo de la presencia de la misma (e.g. curva punteada fina en la Fig. 3.10a). Otros minerales comunes en rocas sedimentarias, como la pirrotina o la goetita y hematites, presentan coercitividades intermedias y altas, respectivamente. Para el caso de las dos últimas, se requiere aplicar campos mucho mayores de 2 T para su saturación completa.

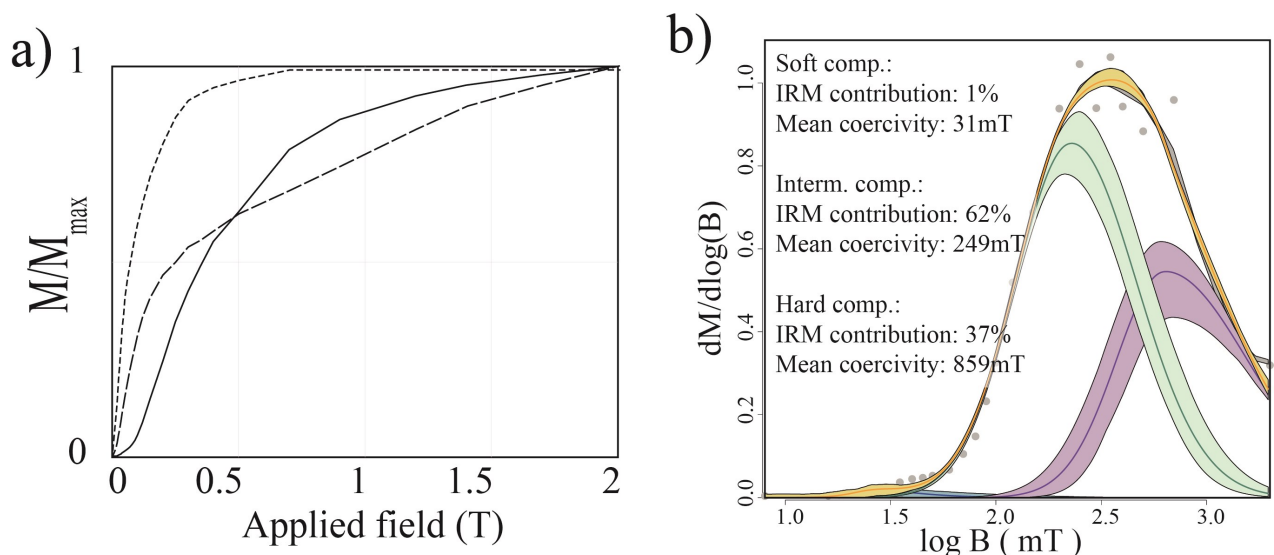


Fig. 3.10. a) Tres ejemplos de curvas de adquisición de la IRM, desde la NRM ($T=0$) hasta 2 T de campo aplicado. b) Ejemplo de análisis de componentes de una curva de adquisición de la IRM, obtenida utilizando la aplicación online [Max UnMix](#) (Helsop et al., 2002; Egli, 2003).

Fig. 3.10. a) Three examples of IRM acquisition curves, from the NRM ($T=0$) to 2 T of applied field. b) Example of component analysis of a IRM acquisition form, performed in the [Max UnMix](#) website (Helsop et al., 2002; Egli, 2003).

3. Metodología

La aplicación de campos magnéticos sobre las muestras estudiadas se realizó con un magnetómetro de pulso M2T-1 en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos, desde la NRM (magnetización remanente natural de la roca) hasta 2 T de campo aplicado en 29 pasos. La magnetización fue medida en cada paso por un magnetómetro criogénico 2G-755. Posteriormente, los datos fueron estadísticamente tratados y analizados en la aplicación online [Max UnMix](#) (Kruiver et al., 2001; Helsop et al., 2002; Egli, 2003), que posibilita la “deconstrucción” de la curva en diferentes componentes, permitiendo hacer una aproximación de la contribución de diferentes poblaciones separadas por sus coercitividads, a la IRM total adquirida (Fig. 3.10b).

Procedimientos de Backfield

El procedimiento para obtener una curva de *backfield* de la IRM está estrechamente ligado al proceso anteriormente explicado de adquisición de la IRM. Consiste de nuevo en la aplicación de campos magnéticos crecientes sobre una muestra en la que anteriormente se había realizado una curva de la IRM, pero esta vez con el campo aplicado en dirección opuesta. Con este procedimiento se consigue obtener el valor de la coercitividad de la remanencia (H_{cr}), que es la magnitud del campo magnético necesario para desmagnetizar por completo la muestra magnetizada por la primera IRM. Este valor es importante a la hora de diferenciar mineralogías ferromagnéticas s.l. y el tamaño de grano de la magnetita (i.e. si es monodominio, multidominio, etc.). Los ciclos de IRM y *backfield* se realizaron en una balanza de traslación de campo variable (MMVFTB) en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

Ciclos de histéresis

Un ciclo de histéresis resulta de aplicar progresivamente campos magnéticos más intensos a un material, para progresivamente aplicar campos crecientes en el sentido contrario al inicialmente aplicado. Al representar en un diagrama el campo aplicado vs. magnetización inducida se obtiene el ciclo de histéresis, cuya geometría es sintomática de la mineralogía magnética de la muestra. Como anteriormente se comentaba, los minerales paramagnéticos presentan una relación lineal entre campo aplicado y magnetización adquirida, por lo que su histéresis es una línea recta con pendiente positiva. De nuevo, sólo los minerales ferromagnéticos s.l. presentan histéresis, y de sus ciclos de histéresis se derivan varios parámetros que los caracterizan y distinguen de otros minerales (ferromagnéticos s.l. también): i) la magnetización remanente (M_r), es decir, la magnetización que mantiene el material cuando el campo aplicado desaparece; ii) la coercitividad (H_c), la magnitud del campo aplicado necesario para saturar magnéticamente la muestra; iii) la magnetización de saturación (M_s), entendida como la máxima magnetización adquirida por el material y dependiente de su coercitividad característica. La coercitividad de un mineral en concreto depende del tamaño de grano que presente (Day et al., 1977; Dunlop y Özdemir, 1997; Dunlop, 2002a, b). Ésta técnica es especialmente útil para la clasificación del tamaño de grano en magnetitas a partir del gráfico de Day (Day et al., 1977). Los ciclos de histéresis se realizaron en la balanza de traslación de campo variable (MMVFTB) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

3.4.3. Desmagnetización térmica de la IRM de tres componentes

Este método combina varios de los procedimientos anteriormente descritos, al analizar conjuntamente la coercitividad y las temperaturas de desbloqueo o de Curie de los materiales estudiados, de nuevo con el

objetivo de diferenciar mineralogías ferromagnéticas *s.l.* El procedimiento consiste en aplicar tres campos magnéticos de diferente intensidad (2000, 400 y 100mT, por orden de aplicación), cada uno de ellos a lo largo de los tres ejes de una muestra estándar cilíndrica (z, y, x, respectivamente). Con ello se consigue aplicar una magnetización remanente de los minerales ferromagnéticos *s.l.* de acuerdo a su coercitividad (baja, intermedia y alta) y ordenados a lo largo de cada uno de los tres ejes de la muestra: baja en eje x, intermedia en eje y y alta en eje z, por convenio. A continuación, la muestra debe ser desmagnetizada térmicamente en numerosos pasos de calentamiento, desde temperatura ambiente hasta 700°C, y la magnetización medida en cada paso a lo largo de los tres ejes de la muestra. Con ello, se consigue identificar los puntos de Curie de las fases minerales asociadas a cada rango de coercitividad seleccionado. Para la realización de estas medidas se utilizaron un magnetómetro de pulso M2T-1, un horno a campo cero TD48-DC (ASC) para la desmagnetización de las muestras y un magnetómetro criogénico 2G-755, todos ellos en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos.

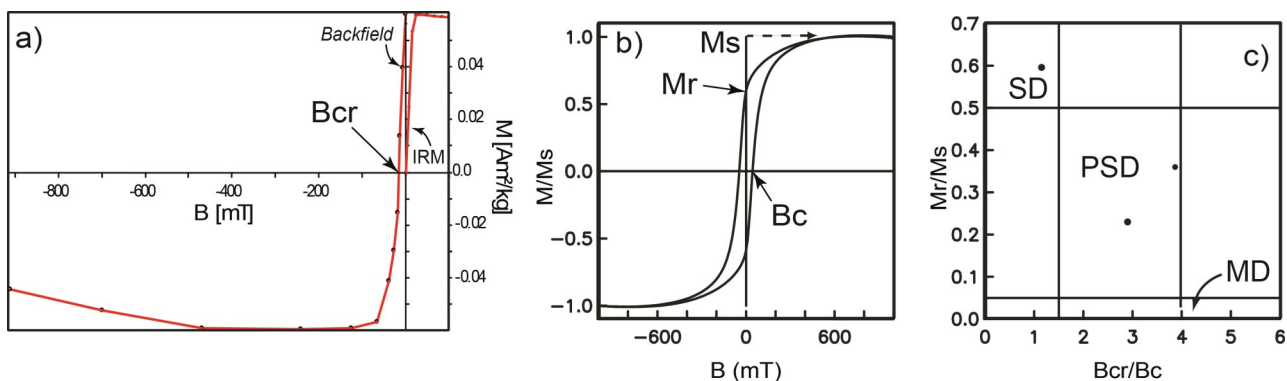


Fig. 3.11. a) Curva de backfield y (b) ciclo de histéresis, mostrando los parámetros utilizados para la representación en el diagrama de Day (c).

Fig. 3.11. a) Backfield and (b) hysteresis loop, showing the parameters used in the Day plot (c).

3. Metodología

Referencias

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M., 2011. Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press.
- Biedermann, A.R., Bender, C., Lorenz, W.E.A., Hirt, A.M., 2014. Tectonophysics Low-temperature magnetic anisotropy in micas and chlorite. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.015>
- Bilardello, D., 2015. Isolating the anisotropy of the characteristic remanence-carrying hematite grains: a first multispecimen approach. *Geophys. J. Int.* 202, 695–712. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv171>
- Bilardello, D., Magnetism, R., 2016. *Magnetic Anisotropy: Theory, Instrumentation, and Techniques*, Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09516-6>
- Borradaile, J., 1991. The principal susceptibilities or axes of the susceptibility ellipsoid have axes 135.
- Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77, 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7)
- Borradaile, G.J., Werner, T., 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics* 235, 223–248. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90196-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90196-1)
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Rev.* 42, 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Chadima, M., Hrouda, F., 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.
- Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- de Wall, H., Warr, L.N., 2004. Oblique magnetic fabric in siderite-bearing pelitic rocks of the Upper Carboniferous Culm Basin, SW England: an indicator for palaeo-fluid migration? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 493 LP – 507. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.25>
- Dunlop, D.J., 1972. Magnetic Mineralogy of Unheated and Heated Red Sediments by Coercivity Spectrum Analysis. *Geophys. J. Int.* 27, 37–55. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02346.x>
- Dunlop, D.J., 2002a. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107, 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop, D.J., 2002b. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.* 107, 2057. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Dunlop, D.J. y Özdemir, O., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., Rancourt, D.G., 2006. Magnetism of biotite crystals 243, 805–819. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.048>
- Egli, R., 2003. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JB002023>
- Ellwood, B.B., Balsam, W., Burkart, B., Long, G.J., Buhl, M.L., 1986. Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: Paleomagnetic implications. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 12779–12790. <https://doi.org/10.1029/JB091iB12p12779>
- Ellwood, B.B., Burkart, B., Rajeshwar, K., Darwin, R.L., Neeley, R.A., McCall, A.B., Long, G.J., Buhl, M.L., Hickcox, C.W., 1989. Are the iron carbonate minerals, ankerite and ferroan dolomite, like siderite, important in paleomagnetism? *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94, 7321–7331. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07321>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Hirt, A.M., 2014. Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *J. Struct. Geol.* 66, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.013>

- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Hirt, A.M., Mattei, M., 2015. Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics* 651–652, 216–231. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.023>
- Girdler, R.W., 1961. The Measurement and Computation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks. *Geophys. J. Int.* 5, 34–44. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02927.x>
- Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1257–1258.
- Heslop, D., Dekkers, M.J., Kruiver, P.P., Van Oorschot, I.H.M., 2002. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophys. J. Int.* 148, 58–64. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x>
- Hrouda, F., 1987. Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. *Tectonophysics* 142, 323–327. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90131-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90131-4)
- Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 77, 237–249. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90101-E](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90101-E)
- Hrouda, F., 1994. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophys. J. Int.* 118, 604–612. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03987.x>
- Hrouda, F., Jelínek, V., Zapletal, K., 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.* 129, 715–719. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04506.x>
- Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W., Dietrich, D., 1989. Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1383–1386. <https://doi.org/10.1029/GL016i012p01383>
- Issachar, R., Levi, T., Lyakhovsky, V., Marco, S., Weinberger, R., 2016. Improving the method of low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS) measurements in air. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2940–2950. <https://doi.org/10.1002/2016GC006339>
- Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., 2013. Heterogeneous deformation recorded by magnetic fabrics in the Pyrenean Axial Zone. *J. Struct. Geol.* 57, 97–113. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.005>
- Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *pure Appl. Geophys.* 136, 1–28. <https://doi.org/10.1007/BF00878885>
- Jackson, M., Tauxe, L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric. *Rev. Geophys.* 29, 371–376.
- Jelinek, V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofiz. Brno* 87.
- Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measures on groups of specimens. *Stud. geophysica et geodetica* 22, 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–67.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269–276. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00367-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3)
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics* 307, 51–74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00118-3)
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2004. A method for the separation of paramagnetic, ferrimagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry. *Geophys. J. Int.* 157, 117–127. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02225.x>
- McCabe, C., Jackson, M., Ellwood, B.B., 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton Limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophys. Res. Lett.* 12, 333–336. <https://doi.org/10.1029/GL012i006p00333>
- Morrish, A.H., 1965. *The Physical Principles of Magnetism*. John Wiley, Hoboken, N. J.

3. Metodología

- Nagata, T., 1961. Rock magnetism, 2nd edition. ed. Maruzen, Tokyo.
- Oliva-urcia, B., Rahl, J.M., Schleicher, A.M., Parés, J.M., 2010. Correlation between the anisotropy of the magnetic susceptibility, strain and X-ray Texture Goniometry in phyllites from Crete, Greece. *Tectonophysics* 486, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.013>
- Potter, D.K., 2004. A comparison of anisotropy of magnetic remanence methods a user's guide for application to palaeomagnetism and magnetic fabric studies. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 21–35. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.03>
- Potter, D.K., Stephenson, A., 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. *Geophys. Res. Lett.* 15, 1097–1100. <https://doi.org/10.1029/GL015i010p01097>
- Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 82, 113–123. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90084-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90084-1)
- Rochette, P., 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 229–237. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90103-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90103-3)
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30, 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Schmidt, V., Hirt, A.M., Hametner, K., Günther, D., 2007. Magnetic anisotropy of carbonate minerals at room temperature and 77 K. *Am. Mineral.* 92, 1673–1684. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2569>
- Stephenson, A., Sadikun, S., Potter, D.K., 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. Int.* 84, 185–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04351.x>
- Tan, X., Kodama, K.P., 2002. Magnetic anisotropy and paleomagnetic inclination shallowing in red beds: Evidence from the Mississippian Mauch Chunk Formation, Pennsylvania. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, EPM 9-1-EPM 9-17. <https://doi.org/10.1029/2001JB001636>
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks, 217 p. Chapman and Hall, London.
- Tauxe, L., Constable, C., Stokking, L., Badgley, C., 1990. Use of anisotropy to determine the origin of characteristic remanence in the Siwalik red beds of northern Pakistan. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 95, 4391–4404.
- Winkler, A., Florindo, F., Sagnotti, L., Sarti, G., 1996. Inverse to normal magnetic fabric transition in an Upper Miocene Marly Sequence from Tuscany, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 23, 909–912. <https://doi.org/10.1029/96GL00745>

4. Antecedentes

4.1 Fábricas magnéticas y deformación	97
4.2 Fábricas magnéticas en rocas de falla	98

4.1. Fábricas magnéticas en rocas sedimentarias y su relación con la deformación

Los estudios de fábricas magnéticas llevan desarrollándose desde varias décadas atrás con el objetivo de determinar la petrofábrica de la roca, en tanto en cuanto se ha demostrado una correlación entre las orientaciones de ambas (e.g. Graham, 1966; Jelínek, 1981; Kligfield et al., 1981; Hrouda, 1987; 1993; Borradaile, 1988; Borradaile y Tarling, 1981; Tarling y Hrouda, 1993 y referencias; Borradaile y Henry, 1997; Borradaile y Jackson, 2004). A lo largo de todas estas décadas se han desarrollado varios modelos de evolución de la fábrica magnética en rocas sedimentarias conforme éstas se someten a un incremento progresivo de la deformación por compresión (e.g. Averbuch et al., 1992; Robion et al., 2007). Estos modelos son bien ejemplificados por el propuesto por Parés et al. (1999), que abarca desde estados sin deformar hasta el desarrollo de planos de foliación, mostrando tanto la evolución de las fábricas magnéticas tanto en orientación como en la magnitud de los parámetros escalares que la caracterizan mediante diagramas Pj-T. (Fig. 4.1). La deformación incipiente de la roca parte como consecuencia de la reducción de su volumen por *layer parallel shortening*, un proceso que reorganiza la orientación de los minerales planares (como los filossilicatos) que la componen. En concreto, las partículas rotan ligeramente a lo largo del eje Y del elipsoide de deformación, es decir, en la perpendicular a la dirección de acortamiento. Es por ello que, desde una fábrica sedimentaria sin deformación asociada (fábricas oblatas con el k_{\min} perpendicular al plano de sedimentación/compactación), la lineación magnética (k_{\max}) se agrupa en perpendicular a la compresión (eje Y) durante los primeros estadios de deformación (Fig. 4.1a, b).

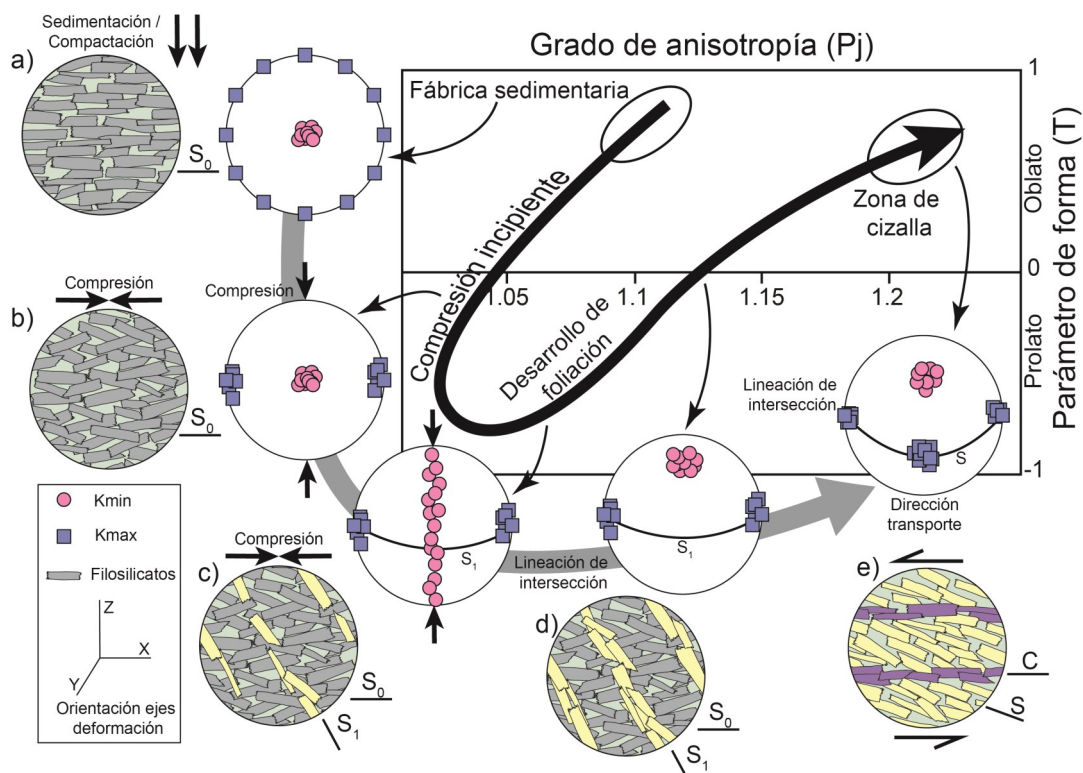


Fig. 4.1. Modelos conceptuales de la evolución de las fábricas con el incremento de la deformación en rocas sedimentarias y petrofábricas asociadas, tanto en orientación del elipsoide como de la magnitud de los parámetros escalares Pj y T. a) Estado sin deformar; b) Deformación incipiente; c) Desarrollo inicial de foliación; d) Foliación penetrativa; e) Desarrollo de bandas de cizalla.

Fig. 4.1. Conceptual models for the evolution of the magnetic fabric with respect to an increasing deformation in sedimentary rocks and the developed petrofabrics, both in magnetic ellipsoid orientation and magnitude of the scalar parameters Pj and T. a) Undeformed state; b) Earliest deformation; c) Weak foliation development; d) Strong foliation development; e) Shear bands development.

4. Antecedentes

Conforme aumenta la deformación, el desarrollo de estructuras en lapicero y foliaciones débilmente desarrolladas producen fábricas magnéticas compuestas, cuyas orientaciones están determinadas por la existencia de dos poblaciones minerales orientadas entorno a planos de anisotropía diferentes, en este caso planos S_0 y S_1 (e.g. (Borradaile, 1988; Housen et al., 1993; Debacker et al., 2004; 2009). En este tipo de fábricas la lineación magnética es paralela a la lineación de intersección entre los planos, puesto que es la única orientación en el espacio que contiene los planos basales, donde la susceptibilidad magnética es mayor, de ambas poblaciones de minerales. Inicialmente, estas fábricas se caracterizan por fábricas prolatas, con el eje k_{min} dispuesto en guirnalda en el plano XZ del elipsoide de deformación (Fig. 4.1c), para progresivamente y con el incremento de la anisotropía de los planos de foliación, situarse en el polo de la misma en una fábrica triaxial (Fig. 4.1d).

La explicación de este modelo evolutivo es importante para entender el funcionamiento de las fábricas magnéticas en relación a la diferente petrofábrica de la roca, y especialmente para su aplicación en zonas de falla frágiles, por dos motivos fundamentales: i) la cataclasis conlleva la rotación mecánica de los granos minerales de forma similar, aunque en mayor magnitud, a como acontece en etapas iniciales de la deformación (Fig. 4.1b) o en desarrollo de foliaciones (Fig. 4.1d), y ii) por la presencia de fábricas magnéticas compuestas en rocas de falla, aunque en este caso conformadas por planos de cizalla y foliación (Fig. 4.1e).

4.2. Fábricas magnéticas en rocas de falla

La aplicación de las fábricas magnéticas al estudio cinemático de zonas de cizalla lleva aplicándose varias décadas desde el pionero trabajo de Ruf et al. (1988), y con un número elevado de publicaciones a posteriori (e.g. Housen et al., 1995; Aranguren et al., 1996; Aubourg et al., 2000; Zhou et al., 2002; Tomezzoli et al., 2003; Ferré et al., 2004; Sidman et al., 2005; Tikoff et al., 2005; Solum and van der Pluijm, 2009; Ono et al., 2010; Levi et al., 2014; Braun et al., 2015). Como se ya comentaba en el capítulo introductorio de este trabajo, existe una notable disparidad entre los estudios en zonas de cizalla dúctiles (o plásticas) y zonas de falla frágiles, tanto en número de publicaciones (mucho más numerosas las primeras) y como en los resultados obtenidos, especialmente atendiendo a la orientación del elipsoide de susceptibilidad magnética. Teniendo en cuenta los diferentes tipos de petrofábricas desarrolladas en un tipo u otro (milonitas vs cataclasitas) y la importancia que ello supone en los resultados de ASM, se procede a una breve explicación de los resultados previos que anteceden a este trabajo separados por el contexto de deformación. Ello nos permitirá comprender cuales son los límites actuales de la técnica en su aplicación al estudio de zonas de falla frágiles, objetivo metodológico del presente trabajo.

4.2.1 ASM en zonas de cizalla dúctil

La petrofábrica de rocas deformadas por plasticidad cristalina suelen caracterizarse por orientaciones cristalográficas y de forma preferentes y por la presencia de estructuras SC, lo que supone la existencia de fábricas magnéticas compuestas. De igual manera que se explicaba con anterioridad para rocas sedimentarias sometidas a deformación (Fig. 4.1), la foliación magnética (plano k_{max} - k_{int} o también plano cuyo polo es el k_{min}), es paralela al plano de foliación en estados “poco” deformados, trasladándose al polo del plano de cizalla o al plano bisector entre ambos cuando la deformación por cizalla simple progresa (e.g. Arangu-

ren et al., 1996; Sidman et al., 2005; Tomezzoli et al., 2003; Zhou et al., 2002). Este salto evidencia una competencia continua entre las dos poblaciones de granos minerales, y como la deformación en una estructura SC progresa a partir del aumento de la población "C" conforme aumenta la cizalla. De forma sorprendente, y contradiciendo la tendencia general de las fábricas compuestas a generar lineaciones magnéticas de intersección, la lineación magnética en zonas de cizalla dúctil muestra una elevada coincidencia con la dirección de estiramiento mineralógica. Para contextualizar esta evidencia, en la Fig. 4.2a se presentan los resultados de una revisión realizada a partir de aquellos artículos de los cuales se ha podido extraer, estación por estación, la relación entre dirección de transporte y lineación magnética. Esta revisión indica que entorno al 90% de las estaciones analizadas (de un total de 230) presenta lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte, mientras que la suma de estaciones con lineación de intersección, fábricas oblatas, o estaciones con interpretación cinemática compleja, apenas representan el 10% restante.

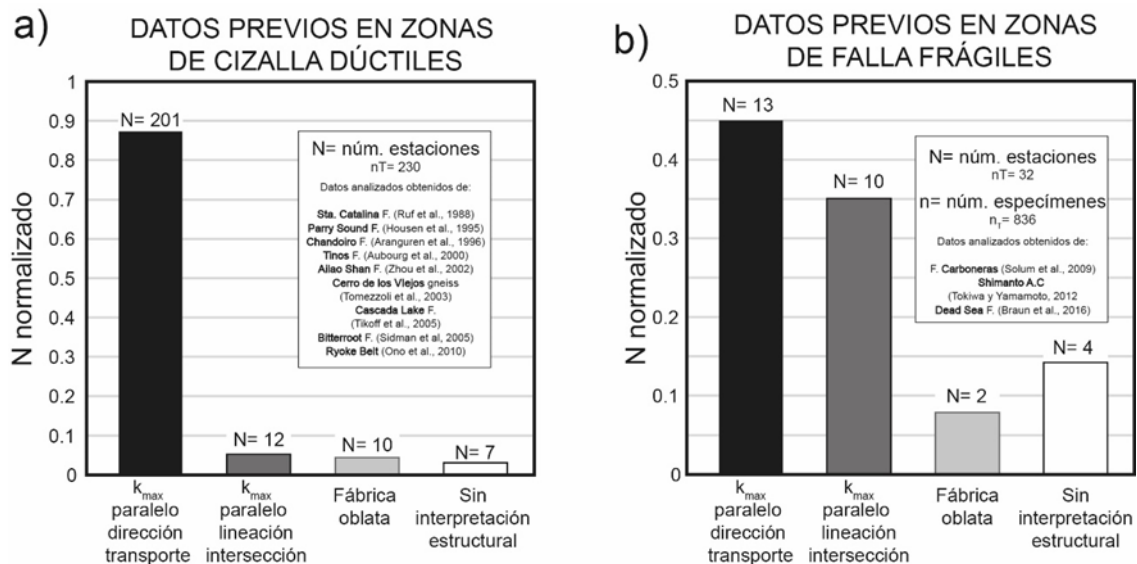


Fig. 4.2. Recopilación de la orientación de la lineación magnética por estación en zonas de falla dúctiles (a) y frágiles (b), distinguiendo entre lineaciones paralelas al transporte (barra negra), a la intersección (barra gris oscura), fábricas oblatas (barra gris clara) y sin interpretación estructural (barra blanca). Número de estaciones normalizado. Ver figura para listado de referencias.

Fig. 4.2. Compilation of the magnetic lineation orientation by sites in ductile shear zones (a) and brittle fault zones (b), distinguishing between transport-parallel lineations (black bar), intersection lineations (dark grey bar), oblate fabrics (light grey bar) and un-clear magnetic fabrics (white bar). Number of sites is normalized. See figure for references.

La explicación a esta lineación magnética en zonas de cizalla puede girar en torno a dos hechos concretos. Por una parte, la deformación plástica de los minerales genera, no solo orientaciones preferentes de forma en los granos minerales, con elongación en paralelo al estiramiento, sino también orientaciones cristalográficas definidas, por lo que los minerales presentan anisotropías magnetocristalinas, independientemente de su comportamiento paramagnético o ferromagnético s.l. (e.g. Vergne y Fernandez, 1990; Tarling y Hrouda, 1993; Ferrè 2014). Por otra parte, los principales portadores de la susceptibilidad y fábricas magnéticas en contextos de cizalla dúctil es la magnetita, y no los filosilicatos, claramente tendentes a generar lineaciones de intersección por su anisotropía de forma (e. g. van der Pluijm y Kaars-Sijpesteijn, 1984; Aubourg et al., 1991). Además, es frecuente que esta magnetita sea de neoformación en la zona de falla, ya sea por alteración de sulfuros de Fe (pirita) a altas temperaturas o por la desestabilización de filosilicatos, comúnmente biotitas, durante la milonitización (Ferrè et al., 2014). Además, la mayor parte de los

4. Antecedentes

estudios anteriormente referidos conciernen a temperaturas de deformación elevadas (>500°C), por lo que bajo estas condiciones la magnetita presenta deformación plástica por dislocación cristalina (e.g. Till y Moskowitz, 2013). Por ello, consideramos que podría ser esta combinación (magnetita + deformación plástica) el origen de las lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte en zonas de cizalla dúctiles. Para una completa revisión de ASM en milonitas se recomienda la lectura de Ferrè et al. (2014).

4.2.2 ASM en zonas de cizalla frágiles

Independientemente de los diferentes mecanismos de deformación, si algo tienen en común las petrofábricas (y las fábricas magnéticas) en rocas de falla con plasticidad cristalina y las cataclasitas es la existencia de fábricas compuestas. La petrofábrica de las cataclasitas presenta estructuras muy similares geométricamente a las estructuras SC anteriormente mencionadas, aunque producidas por flujo cataclásico y sin presentar lineaciones de estiramiento mineralógico. El resultado es la presencia de foliaciones magnéticas paralelas a los planos estructurales que conforman las SC frágiles, en tanto en cuanto estos planos están definidos por una fuerte anisotropía de las partículas planares (normalmente filosilicatos). Sin embargo, la principal diferencia con los resultados obtenidos en milonitas reside en la orientación de la lineación magnética. La misma recopilación de datos publicados se ha realizado en zonas de falla frágiles, mostrando una notable variabilidad de la lineación magnética, pese al cierto dominio de lineaciones paralelas a la dirección de transporte sobre las de intersección o fábricas oblatas (Fig. 4.2b). No obstante, la comparación entre ambas recopilaciones está claramente condicionada por el menor número de estaciones analizadas en contextos de deformación frágil. Y este hecho cobra mayor relevancia cuando al analizar los datos de cada uno de los artículos por separado, se observa comportamientos muy distintos de la lineación magnética (Fig. 4.3). Los resultados obtenidos en la falla direccional de Carboneras (Solum y van der Pluijm, 2009) y en el prisma acrecional de Shimanto (Tokiwa y Yamamoto, 2012) indican un predominio notable de lineaciones paralelas a la dirección de transporte, mientras que en la Dead Sea Fault (Braun et al., 2016), la lineación magnética predominante se corresponde con la intersección entre planos estructurales, destacando la ausencia de lineaciones paralelas a la dirección de transporte.

Por otra parte, si en contextos de deformación plástica existe un claro predominio de la magnetita como principal portador de la fábrica magnética, el comportamiento paramagnético es dominante en las filitas de la falla de Carboneras, el diamagnético y ferromagnético s.l. (magnetita) en los carbonatos de la Dead Sea Fault y una combinación de paramagnetismo y ferromagnetismo s.l. en la *mélange* de Shimanto (Solum et al., 2009; Tokiwa y Yamamoto, 2012; Braun et al., 2016). Por tanto, y en base a estos resultados previos, resulta complicado establecer una correlación entre la dominancia de comportamientos ferromagnéticos s.l. y lineaciones magnéticas en paralelo a la dirección de transporte, como sí parece que puede establecerse en rocas miloníticas. Además, resulta especialmente interesante la existencia de este tipo de lineaciones magnéticas en rocas cataclásicas con un comportamiento paramagnético dominante (e.g. falla de Carboneras; Solum et al., 2009), puesto que *a priori* la lineación de intersección debería contener al eje de mayor susceptibilidad (e.g. Housen et al., 1993; Martín-Hernández et al., 2005). No obstante debe resaltar-se que estos estudios previos o bien no presentan análisis de sub-fábricas magnéticas (e.g. Solum et al., 2009), o cuando los tienen, no son capaces de aislar correctamente las contribuciones paramagnéticas y ferromagnéticas s.l. por las características intrínsecas de la roca de falla (Tokiwa y Yamamoto, 2012; Braun et al., 2016).

Abordar la posible relación entre fábricas ferromagnéticas *s.l.* y lineaciones magnéticas en paralelo a la dirección de transporte es una de las principales cuestiones que deben resolverse para entender el funcionamiento de la ASM en zonas de falla frágiles, pero tampoco es la única. Por ejemplo, ¿cómo afecta la heterogeneidad en el reparto de la deformación en zonas de falla a la orientación de las fábricas magnéticas?, ¿y a la magnitud de sus parámetros escalares P_j y T ?, ¿tiene influencia el grado de deformación con la orientación de la lineación magnética, o por el contrario es únicamente una cuestión de sub-fábricas magnéticas?, ¿pueden ayudar las fábricas magnéticas a cuantificar la deformación, ya sea por medio de su orientación o magnitud de sus parámetros escalares?. Resumiendo, consideramos que queda por discernir cuáles son los factores que controlan la orientación del elipsoide magnético, y en qué grado y forma lo hacen. Es por ello que una parte fundamental de este trabajo versa en identificarlos y analizarlos. Ello ha requerido del estudio de numerosas zonas de falla, en tanto en cuanto cada una de ellas presenta características muy diversas respecto a mecanismos de deformación y petrofábricas desarrolladas, heterogeneidad de la deformación o mineralogías magnéticas. En capítulos posteriores se presentan los resultados obtenidos en cinco fallas diferentes, para finalmente interpretar los resultados conjuntamente a otros resultados obtenidos por el grupo de investigación Geotransfer (U. de Zaragoza) en otras cinco fallas diferentes.

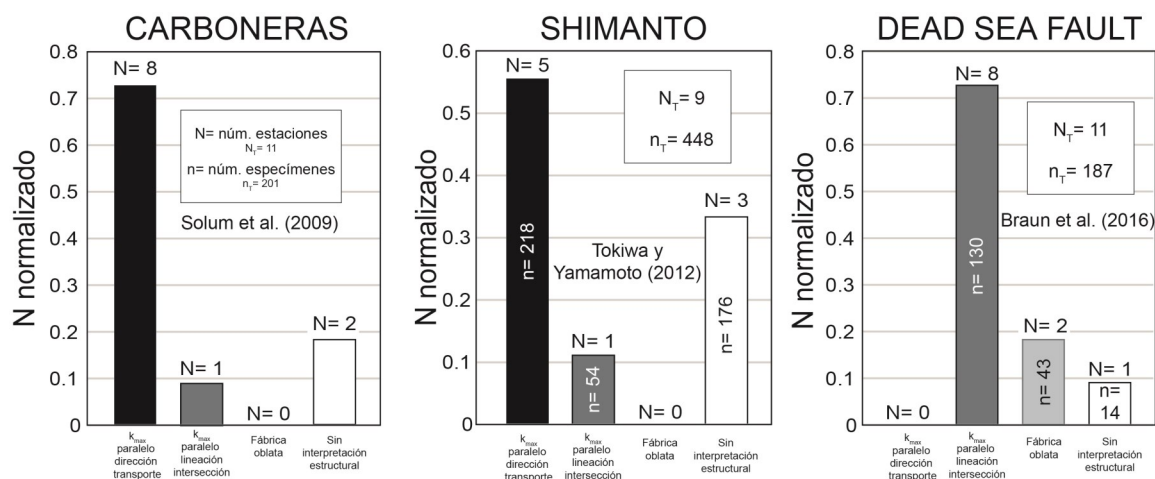


Fig. 4.3. Resumen de la orientación de la líneaación magnética obtenida en tres zonas de falla diferentes, todas ellas en contextos de deformación frágil. Número de estaciones normalizado.

Fig. 4.3. Summary of the orientation of the magnetic lineation obtained in three different fault zones, all of them in contexts of brittle deformation. Number of sites is normalized.

4. Antecedentes

Referencias

- Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., 1996. Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *J. Struct. Geol.* 18, 863–869. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00013-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00013-2)
- Aubourg, C., Rochette, P., Vialon, P., 1991. Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps). *Tectonophysics* 185, 211–223. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90445-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90445-X)
- Aubourg, C., Hebert, R., Jolivet, L., Cartayrade, G., 2000. The magnetic fabric of metasediments in a detachment shear zone: The example of Tinos Island (Greece). *Tectonophysics* 321, 219–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00049-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00049-4)
- Averbuch, O., de Lamotte, D.F., Kissel, C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.* 14, 461–474. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90106-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90106-7)
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1–20. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90279-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90279-X)
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Rev.* 42, 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77, 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7)
- Braun, D., Weinberger, R., Eyal, Y., Feinstein, S., Harlavan, Y., Levi, T., 2015. Distinctive diamagnetic fabrics in dolostones evolved at fault cores, the Dead Sea Transform. *J. Struct. Geol.* 77, 11–26. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.007>
- Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 77–107. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.08>
- Debacker, T.N., Hirt, A.M., Sintubin, M., Robion, P., 2009. Tectonophysics Differences between magnetic and mineral fabrics in low-grade, cleaved siliciclastic pelites: A case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium). *Tectonophysics* 466, 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.039>
- Ferré, E.C., Martín-Hernández, F., Teyssier, C., Jackson, M., 2004. Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications. *Geophys. J. Int.* 157, 1119–1129. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02294.x>
- Ferré, E.C., Gébelin, A., Till, J.L., Sassier, C., Burmeister, K.C., 2014. Deformation and magnetic fabrics in ductile shear zones: A review. *Tectonophysics* 629, 179–188. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.008>
- Graham, J.W., 1966. Significance of Magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary Rocks, in: *The Earth Beneath the Continents*. American Geophysical Union (AGU), pp. 627–648. <https://doi.org/10.1029/GM010p0627>
- Housen, B.A., Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models and implications for the quantification of rock fabrics. *Tectonophysics* 220, 1–12. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90219-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90219-A)
- Housen, B.A., Van Der Pluijm, B.A., Essene, E.J., 1995. Plastic behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Grenville Province. *J. Struct. Geol.* 17, 265–278. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)E0045-Z](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)E0045-Z)
- Hrouda, F., 1987. Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. *Tectonophysics* 142, 323–327. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90131-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90131-4)
- Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 77, 237–249. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90101-E](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90101-E)
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–67.

- Kligfield, R., Owens, W.H., Lowrie, W., 1981. Magnetic susceptibility anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 181–189. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90097-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90097-2)
- Levi, T., Weinberger, R., Marco, S., 2014. Magnetic fabrics induced by dynamic faulting reveal damage zone sizes in soft rocks, Dead Sea basin. *Geophys. J. Int.* 199, 1214–1229. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu300>
- Martín-Hernández, F., Kunze, K., Julivert, M., Hirt, A.M., 2005. Mathematical simulations of anisotropy of magnetic susceptibility on composite fabrics. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JB003505>
- Ono, T., Hosomi, Y., Arai, H., Takagi, H., 2010. Comparison of petrofabrics with composite magnetic fabrics of S – C mylonite in paramagnetic granite. *J. Struct. Geol.* 32, 2–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.009>
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1–14. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00115-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00115-8)
- Robion, P., Grelaud, S., de Lamotte, D.F., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE — Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)? *Sediment. Geol.* 196, 181–200. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.007>
- Ruf, A.S., Naruk, S.J., Butler, R.F., Calderone, G.J., 1988. Strain and magnetic fabric in the Santa Catalina and Pinaleno Mountains Metamorphic Core Complex Mylonite Zones, Arizona. *Tectonics* 7, 235–248. <https://doi.org/10.1029/TC007i002p00235>
- Sidman, D., Ferré, E.C., Teyssier, C., Jackson, M., 2005. Magnetic fabric and microstructure of a mylonite: example from the Bitterroot shear zone, western Montana. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 245, 143–163. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.07>
- Solum, J.G., Pluijm, B.A. Van Der, 2009. Tectonophysics Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior. *Tectonophysics* 475, 554–562. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, United Kingdom.
- Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., de St. Blanquat, M., Habert, G., Morgan, S., 2005. Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400, 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.003>
- Till, J.L., Moskowitz, B., 2013. Magnetite deformation mechanism maps for better prediction of strain partitioning. *Geophys. Res. Lett.* 40, 697–702. <https://doi.org/10.1002/grl.50170>
- Tokiwa, T., Yamamoto, Y., 2012. Relationship between magnetic fabrics and shear directions in mélangé within the Miyama Formation, Shimanto accretionary complex, Japan. *Tectonophysics* 568–569, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.001>
- Tomezzoli, R.N., MacDonald, W.D., Tickyj, H., 2003. Composite magnetic fabrics and S–C structure in granitic gneiss of Cerro de los Viejos, La Pampa province, Argentina. *J. Struct. Geol.* 25, 159–169. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00030-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00030-5)
- van der Pluum, B.A., Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *J. Struct. Geol.* 6, 399–407. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90040-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90040-3)
- Vergne, R., Fernandez, A., 1990. Modèle d'anisotropie de susceptibilité magnétique induite par orientation préférentielle de forme de marqueurs paramagnétiques anisotropes dans une roche déformée. *Rev. Phys. Appl.* 25, 1049–1093. <https://doi.org/10.1051/rphysap:0199000250110104900>
- Zhou, Y., Zhou, P., Min, S., Bin, X., Jiang, J., 2002. Magnetic fabric study across the Ailao Shan – Red River shear zone 346, 137–150.

5. Estudio de cabalgamientos: Cabalgamiento de Gavarnie

5.1 Registro de la deformación a escala microestructural en el cabalgamiento de Gavarnie (Zona Axial Pirenaica) / <i>Microstructural analysis of the strain record in the Gavarnie Thrust (Axial Zone, Pyrenees)</i>	109
5.2 Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees.	113

La determinación de la dirección de transporte y de las condiciones de deformación (P-T) de los cabalgamientos es esencial para entender el contexto geodinámico en el que se forman los orógenos. En este capítulo se presentan los resultados del estudio detallado de fábricas magnéticas y análisis estructural realizado en el cabalgamiento de Gavarnie, una de las principales estructuras que configuran la Zona Axial de los Pirineos en su sector central. Este estudio está focalizado sobre dos aspectos: i) determinar la cinemática de la estructura por medio del análisis estructural clásico y de fábricas magnéticas, y ii) analizar la deformación, con especial énfasis en su distribución en la zona de cizalla y en su impronta en la fábrica magnética

Del estudio realizado se concluye una dirección de transporte en dirección N010E, sobre una superficie de cabalgamiento subhorizontal (que en relación con otras zonas de falla con mayor buzamiento hacia el norte correspondería a un movimiento inverso puro) en base a la buena correlación existente entre estructuras de deformación, petrofábrica y orientación de la fábrica magnética. La heterogénea distribución de la deformación implica la localización del desplazamiento en torno al plano basal de cabalgamiento, disminuyendo la intensidad de la deformación hacia techo de la zona de cizalla. Las condiciones de deformación plásticas inducen a su vez al desarrollo de lineaciones de estiramiento mineralógico en tectonitas SC restringidas a la zona basal. La disminución del desplazamiento y deformación en la perpendicular al cabalgamiento conlleva la persistencia de petrofábricas variscas heredadas del encajante y parcialmente obliteradas por la deformación asociada a la cizalla.

En este contexto de deformación, el estudio de fábricas magnéticas está enfocado a observar la variación de la orientación y de los valores escalares del elipsoide magnético en función de la tasa de deformación registrada en la roca. A su vez, se analiza la influencia en los mismos de la diferente reología de los materiales deformados (filitas vs. carbonatos) y de la presencia de petrofábricas heredadas del protolito en la fábrica magnética de la roca deformada. Para ello, se plantea un estudio detallado de un afloramiento del Cabalgamiento de Gavarnie mediante la realización de tres perfiles, uno paralelo a la base del cabalgamiento (subhorizontal), y dos en la perpendicular al mismo (subverticales), permitiendo analizar las fábricas magnéticas en diferentes contextos de deformación, a lo largo y a lo ancho de la zona de cizalla.

Registro de la deformación a escala microestructural en el cabalgamiento de Gavarnie (Zona Axial Pirenaica)

Microstructural analysis of the strain record in the Gavarnie Thrust (Axial Zone, Pyrenees)

Marcos Marcén¹, Teresa Román-Berdiel¹ y Elisabetta Mariani²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.

mma@unizar.com; mtdjrb@unizar.es;

² Earth, Ocean and Ecological Sciences, University of Liverpool, J. Herdman Building, Liverpool, L69 3GP, United Kingdom.

Mariani@liverpool.ac.uk

ABSTRACT

The Gavarnie Thrust shows a 30m thick fault zone developed in the ampelitic and calcareous Silurian rocks, with a record of ductile deformation (mylonites) close to the main thrust plane and a progressive increase of the brittle deformation towards the marginal areas of the fault zone. The analysis of thin-sections under reflected and transmitted light with optical microscope reveals that calcite and phyllosilicates control the strain distribution in the fault rocks, leading to generation of mylonitic foliations and ductile-brittle S-C-C' structures, respectively. Dynamic recrystallization, solution-precipitation and intracrystalline deformation generate shape preferred orientation in calcite grains. The main shear indicators (S-C-C'), brittle Riedel fractures, oblique foliations, pressure-shadows on pyrites... are compatible with the South vergence of the Gavarnie Thrust, and no relevant oblique component of displacement has been observed.

Key-words: *Microstructural analysis, mylonitic foliation, S-C-C' structures, shear zones, Gavarnie Thrust.*

RESUMEN

El cabalgamiento de Gavarnie presenta una zona de falla de unos 30m de espesor desarrollada en ampelitas y carbonatos silúricos, con registro de deformación dúctil (milonitas) en zonas próximas al plano de cabalgamiento principal y un aumento progresivo de la deformación frágil hacia zonas externas en la zona de falla. El análisis de láminas delgadas, bajo microscopio de luz reflejada y transmitida, revela el control y distribución de la deformación por la calcita y los filosilicatos s.l., desarrollando respectivamente foliaciones miloníticas y estructuras semi-dúctiles S-C-C'. Procesos de recristalización dinámica, disolución-precipitación y deformación intracrystalina conllevan la generación de orientaciones preferentes de forma en los granos minerales de calcita. Los principales indicadores cinemáticos (S-C-C'), fracturas frágiles de Riedel, foliaciones oblicuas, sombras de presión en piritas... son compatibles con la vergencia Sur del Cabalgamiento de Gavarnie, sin observarse componentes oblicuas relevantes en el desplazamiento.

Palabras clave: *Análisis microestructural, Foliación milonítica, estructuras S-C-C', zonas de cizalla, Cabalgamiento de Gavarnie.*

Geogaceta, 61 (2017), 99-102
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 18 de julio de 2016
Revisión: 3 de noviembre de 2016
Aceptación: 25 de noviembre 2016

Introducción

Presentamos en este trabajo el estudio micro-estructural realizado en el Cabalgamiento de Gavarnie (CG), Pirineo Central, a partir de observaciones bajo microscopio óptico, tanto de luz transmitida como reflejada. El uso combinado de ambas técnicas, (Passchier y Trouw, 2005), puede contribuir a la caracterización estructural y cinemática de rocas de falla s.l. La utilización del microscopio de luz reflejada es especialmente útil cuando hay abundancia de minerales opacos en la matriz (óxidos de Fe, grafito...) o cuando la cantidad de materia orgánica en la zona de falla es elevada, hecho muy

frecuente al constituir éstas vías preferentes de circulación de fluidos.

El estudio microestructural es de especial relevancia en la correcta interpretación de la cinemática del cabalgamiento y para determinar el tipo de deformación y comportamiento reológico (elástico-friccional o frágil, cuasi-plástica y gradaciones intermedias) y de forma aproximativa las condiciones de temperatura y presión dominantes durante la deformación.

Metodología

El estudio se ha llevado a cabo en el afloramiento del cabalgamiento de Gavarnie del

Valle de Barrosa, en Pirineo Central, Comarca del Sobrarbe, Huesca (N 42,722°; E 0,148°). La toma de datos estructurales y de muestras se hizo a lo largo 3 perfiles: uno principal en la horizontal (300 m de longitud), paralelo al propio plano del cabalgamiento y dos en dirección perpendicular (vertical) al cabalgamiento, atravesando la zona de falla.

Para el estudio micro-estructural se han obtenido 18 láminas delgadas orientadas, de las cuales 9 se han obtenido en el perfil horizontal y otras tantas en los perfiles verticales. De todas ellas, 13 son perpendiculares al plano de la foliación tectónica, conteniendo la lineación de estiramiento observada en campo, o dirección de cizalla de los planos C,



Fig. 1. A) Mapa geológico de los Pirineos. ZSP: Zona Sur Pirenaica. FNP: Falla Norpirenaica. B) corte de la Zona Axial en la zona estudiada. Modificado de Izquierdo-Llavall et al. (2015). C) Mapa geológico de la zona estudiada. En recuadro rojo el sector del cabalgamiento analizado. Ver figura en color en la web.

Fig. 1 A) Geological map of the Pyrenees. ZSP: South-Pyrenean Zone. FNP: North Pyrenean Fault. B) Geological cross section of the Axial Zone in the studied zone. Modified from Izquierdo-Llavall et al. (2015). C) Geological map of the studied area. Into the red box, appears the studied sector of the Gavarnie Thrust. See color figure in the web.

es decir, en el plano X-Z del elipsoide de deformación. Además, realizamos 5 láminas delgadas perpendiculares a la foliación y a la lineación (en el plano Y-Z del elipsoide de deformación) para comprobar o descartar la presencia de componentes oblicuas del movimiento o incluso paralelas a la dirección del cabalgamiento. Para la observación a luz reflejada las láminas han sido pulidas a un paso de 1µm.

Contexto Geológico

El CG constituye uno de los principales elementos tectónicos de la Zona Axial de los Pirineos, la cual se estructura durante la Orogenia Alpina en una serie de cabalgamientos apilados, de vergencia sur, que definen una geometría antiformal en tectónica de piel gruesa y secuencia de bloque inferior (Fig. 1A y B). En la zona de estudio estos cabalgamientos han sido denominados Gavarnie, Millares, Bielsa y Guarga (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003) y serían en parte equivalentes a los descritos por Muñoz (1992), sobre el perfil ECORS-Pyrenées, situado más al Este.

El CG superpone en el afloramiento estudiado materiales silúricos y devónicos en bajo grado metamórfico sobre materiales cámbricos y ordovícicos en alto grado metamórfico, granitoides tardi-variscos (Casas et al., 2003) y la cutícula de materiales permo-triásicos y cretácicos discordantes sobre el Paleozoico en la Unidad de Bielsa. Esta peculiar disposición puede deberse a la actividad extensional de la falla durante el periodo tardi-varisco y a su posterior reactivación parcial durante la orogenia alpina. Trabajos previos revelan la vergencia sur del cabalgamiento (Parish, 1984), así como procesos de cizalla simple y pura (de Bresser et al., 1989) y condiciones de temperatura en torno a los 200-300°C (Grant, 1990; McCaig et al., 2000). Los materiales mesozoicos presentan un espesor muy irregular e inferior a 50 m en la zona de estudio (Fig. 2A). La zona de falla correspondiente al cabalgamiento de Gavarnie presenta espesores variables, en torno a 30 m, como una banda paralela a la superficie de cabalgamiento (Fig. 2A), con geometría subhorizontal y expresión cartográfica extremadamente irregular debido a lo accidentado del relieve.

Resultados

A escala de afloramiento

La zona de falla del CG en el afloramiento estudiado se ha desarrollado fundamentalmente en las filitas y calizas del Silúrico Superior que por sus características reológicas han actuado como el principal nivel de acomodación de la deformación en la zona de falla (Fig. 2A). Desde el plano principal de cabalgamiento (PPC), situado en la base de la zona de cizalla en contacto con los mesozoicos del bloque inferior, hacia la zona superior de la zona de falla, se observa la disminución del desarrollo de las estructuras S-C-C' y foliaciones miloníticas (Fig. 2B y C) y el aumento de estructuras frágiles y brechificación. Las lineaciones de estiramiento y las direcciones de transporte deducidas a partir de las estructuras S-C indican una clara vergencia hacia el S, con una dirección promedio de N190E. Los materiales del bloque inferior del cabalgamiento presentan foliaciones bien desarrolladas y puntualmente estructuras S-C.

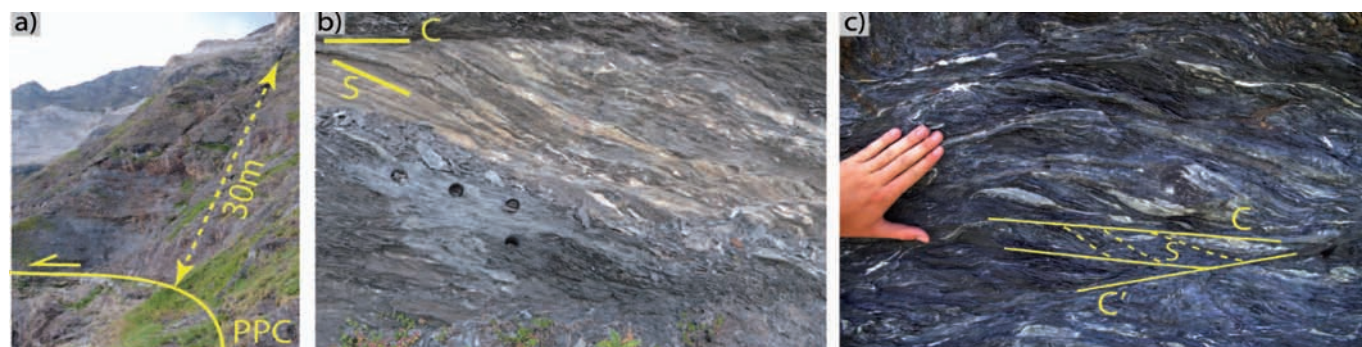


Fig. 2.- A) Aspecto de la zona de falla en el Silúrico cabalgante sobre las calizas cretácicas. PPC: plano principal de cabalgamiento B) Foliación milonítica en calizas silúricas. C) Estructuras S-C-C' en filitas: foliación milonítica peor desarrollada. Ver figura en color en la web.

Fig. 2.- A) Appearance of the fault zone developed in the Silurian, thrusting over the Cretaceous Limestones. PPC: main thrust plane. B) Mylonitic foliation in Silurian limestones. C) S-C-C' structures in phyllites: mylonitic foliation with lesser development. See color figure in the web.

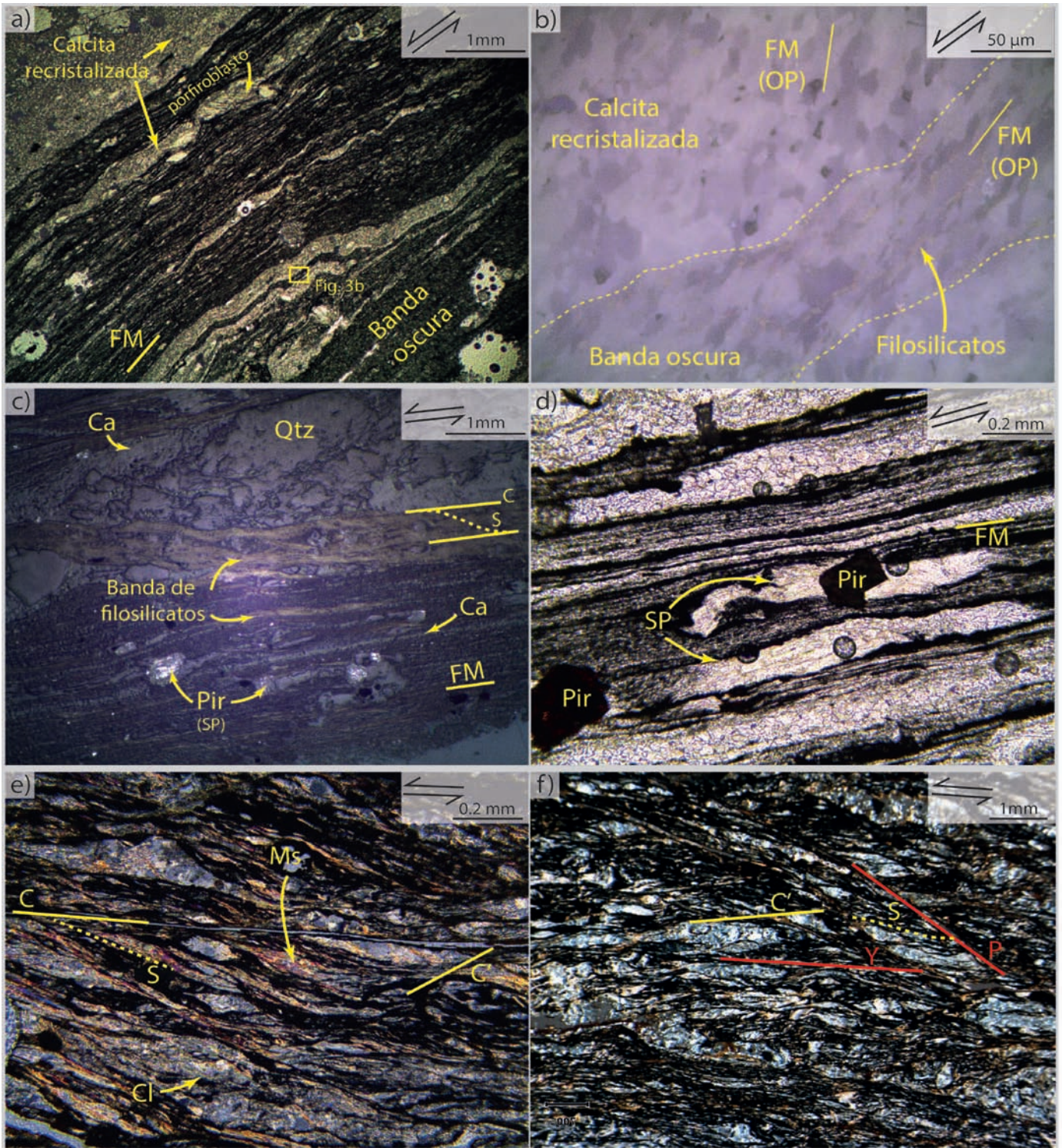


Fig. 3. Ejemplos de las diferentes estructuras observadas. A) Foliación milonítica en muestra carbonatada, con la alternancia de bandas oscuras y calcita recristalizada con porfiroblastos. Luz transmitida (Lt), nicoles paralelos (Np), Obj. x2,5. B) Diferencias en la textura cristalina de la calcita. La OPF en la banda clara es oblicua y menos desarrollada que en la banda oscura, rica en filosilicatos. Luz reflejada (Lr), Np, Obj. x40. C) Foliación milonítica desarrollada en calcita, estructuras S-C en filosilicatos, sombras de presión en piratas reemplazadas y cuarzos sin deformación en grandes blastos. Lr, np, Obj. x2,5. D) Sombras de presión en piratas y foliación milonítica en calcita. Lt, np, Obj. x10. E) Estructuras S-C-C' en filitas. Lt, nicoles cruzados, Obj. x10. F) Estructuras frágil-dúctiles C' y S combinadas con estructuras frágiles Y y P de Riedel. Lt, np, Obj. x4. Siglas: FM: foliación milonítica; OPF: Orientación preferente de forma; Ca: calcita; Qtz: Cuarzo; Pir: Pirita; SP: Sombras de presión; Ms: Moscovita; Cl: clorita.

Fig. 3. Examples of several recognized structures. A) Mylonitic foliation in calcite, with dark calcite bands and recrystallized calcite bands with porphyroblasts. Transmitted light (TL), parallel polarized light (Ppl), Obj. x2.5. B) Different textures in calcite. SPO in white band is oblique and less developed than in dark one. Reflected light (RL), Ppl, Obj. x40. C) Mylonitic foliation in calcite, S-C structures in phyllosilicates, pressure-shadows in replaced pyrites and undeformed quartz in blast. TL, ppl, Obj. x2.5. D) Pressure-shadows in pyrites and mylonitic foliation in calcite. TL, ppl, Obj. x10. E) S-C-C' structures in phyllosilicates. TL, crossed polarized light, Obj. x10. F) Brittle-ductile S-C' structures mixed with Y and P fractures of Riedel. TL, ppl, Obj. x4. Legend: FM: mylonitic foliation; OPF: shape preferred orientation; Ca: calcite; Qtz: quartz; Pir: pyrite; SP: pressure-shadows; Ms: muscovite; Cl: Chlorite

A escala microestructural

En el afloramiento en su conjunto, son dos los principales factores que controlan las características microestructurales de la roca: 1) la distancia al PPC, que al incrementarse reduce el carácter dúctil de la deformación y 2) la mineralogía de las muestras, al ser la calcita y los filosilicatos los principales minerales que acomodan la mayor parte de la deformación. La calcita se comporta de forma dúctil generándose deformación plástica y foliaciones miloníticas, mientras que se desarrollan preferentemente estructuras S-C-C' en filosilicatos y cuarzo.

Las muestras ricas en calcita presentan un bandeo milonítico (Fig. 3A, B, C y D) formado por: 1) bandas oscuras en donde la calcita presenta orientaciones preferentes de forma (OPF) intensamente desarrolladas y la materia orgánica y los filosilicatos, de tamaño de grano muy fino, se ubican entre los granos de carbonato (Fig. 3b), 2) bandas claras de calcita recrystalizada pura (Fig. 3A, B y D) y 3) bandas de filosilicatos, opacos bajo luz reflejada por ser ricos en materia orgánica y por su pequeño tamaño de grano (Fig. 3C). Este bandeo es paralelo a los planos de foliación (S) o de cizalla (C) reconocidos en el estudio a escala de afloramiento, a su desarrollo y al paralelismo entre ellas se ve reducido hacia posiciones más alejadas del PPC. En las bandas oscuras el contacto entre los granos es cóncavo-convexo con extinciones ondulantes en cuarzoes aislados y puntualmente en calcita y tamaños de grano menores que en las bandas de calcita recrystalizada, en donde los contactos entre granos tienden a ser rectilíneos, la OPF es oblicua a la foliación milonítica y la relación X/Z es inferior a la de los granos de calcita de las bandas oscuras (Fig. 3B). Excepto en porfiroblastos, en ningún caso la calcita presenta maclado visible al microscopio.

Desde un punto de vista cinemático, cuando las foliaciones miloníticas están bien desarrolladas, los principales indicadores son las sombras de presión en las piritas (Fig. 3D, muy frecuentes en la zona de falla) y los porfiroblastos de calcita en formas δ y σ (Passchier y Trouw, 2005, y referencias allí incluidas). Hacia zonas más alejadas del PPC, estructuras S-C, foliaciones oblicuas, estructuras en dominó o pliegues de arrastre asociados a bandas de cizalla son reconocibles e indicativos la vergencia sur del CG.

Las filitas cercanas al PPC muestran milonitas S-C (Figs. 3E y 3F). En estas rocas, los filosilicatos concentran la deformación, ocupando tanto los planos S (mayoritariamente) como los C o C' y con foliación milonítica y OPF peor desarrolladas. Estas milonitas S-C

también contienen agregados policristalinos de cuarzo, de forma sigmoidal y con orientación coincidentes con la de los planos S. A diferencia de las muestras ricas en calcita, la deformación presenta un carácter muy heterogéneo, siendo frecuente que en una misma lámina coexistan dominios controlados por las S-C y dominios controlados por los planos C' (Fig. 3F). Además, es frecuente observar estructuras frágiles en orientaciones Y y P de Riedel (Fig. 3F), así como un sistema conjugado de fracturas con aparente desplazamiento normal.

En zonas alejadas del PPC la deformación es principalmente frágil y son los planos Y de Riedel los mejor desarrollados, asociándose a ellos procesos de disolución. Estructuras de Riedel en orientaciones R también son reconocibles, seccionando y desplazando los clastos de filosilicatos.

Interpretación

Tanto a escala de afloramiento, como a partir del estudio de láminas delgadas, se ha observado una disminución, en términos cualitativos, del grado de deformación conforme aumenta la distancia al PPC, teniendo en cuenta el menor desarrollo de foliaciones miloníticas y el aumento de estructuras frágiles, tanto en muestras carbonatadas como en las ricas en filosilicatos y cuarzo. En líneas generales, se ha interpretado deformación viscosa o dúctil en muestras carbonatadas (Fig. 3A, B, C y D) y dúctil-frágil en las muestras ricas en filosilicatos y cuarzo (Fig. 3E y F), siendo la calcita y los filosilicatos los minerales que acomodan la deformación. Inferimos la presencia de una cizalla simple, responsable de la foliaciones oblicuas a los planos de cizalla, sombras de presión en las piritas, etc., y una cizalla subsimple (de Bresser, 1989), asociada a un aplastamiento en la perpendicular al plano de cabalgamiento, teniendo en cuenta la presencia de fracturas con desplazamiento normal.

En cuanto a los procesos de deformación que imperan se puede interpretar deformación intracristalina (extinción ondulante en el cuarzo y maclado en algunos porfiroblastos de calcita), recrystalización dinámica, y procesos de disolución-precipitación (reducción en el tamaño de grano y contactos cóncavo-convexos en la calcita, Fig. 3B). Es destacable la ausencia de un maclado generalizado en la calcita, y más teniendo en cuenta que trabajos previos indican temperaturas de deformación relativamente bajas (Grant, 1990; McCaig *et al.*, 2000), a las cuales el maclado es el prin-

cipal mecanismo de deformación en la calcita. Procesos de recuperación cristalina podrían ser los causantes de dicha ausencia.

El bandeo de calcita pura se interpreta como un bandeo de origen tectónico. La ausencia de filosilicatos podría ser la responsable del mayor tamaño de los granos de calcita en las bandas claras (Handy 1994), así como que el menor desarrollo y débil oblicuidad de la OPF respecto a la observada en las bandas oscuras (Fig. 3B) sea causado por procesos de recrystalización dinámica y desorientación de subgranos (Lister y Snoke, 1984).

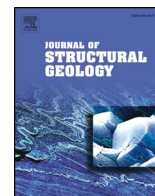
A nivel cinemático, la mayor parte de los criterios observados son compatibles con el desplazamiento hacia el S del Cabalgamiento de Gavarnie con un desplazamiento inverso puro.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI de la Universidad de Zaragoza la elaboración de las láminas delgadas y su complicado pulido. Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2013-42670-P y BES-2014-0700167 del MINECO. Los autores agradecen la revisión del artículo por Txema Tubía y Carlos Fernández, así como los comentarios y corrección de Antonio Casas.

Referencias

- De Bresser, J.H.P. (1989). *Geologie en Mijnbouw* 68, 367-375.
- Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcía, B., Román-Berdiel, T. y Pueyo, E. (2003). *Geodinamica Acta* 16, 99-117.
- Grant, N.T. (1990). *Journal of Structural Geology* 12, 835-850.
- Handy, M.R. (1994). *Journal of Structural Geology* 16, 287-301.
- Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A. M., Oliva-Urcía, B., Burmester, R., Pueyo, E. L. y Housen, B. (2015). *Geophys. J. Int.* 201, 891-914.
- Lister G.S. y Snoke A.W. (1984). *Journal of Structural Geology* 6, 617-638.
- Martínez-Peña, M.B y Casas-Sainz, A.M. (2003). *International Journal of Earth Science* 92, 99-113.
- McCaig, A.M, Wayne, D.M. y Rosenbaum, J.M. (2000). *GSA Bulletin* 112, 1199-1208.
- Muñoz, J.A. (1992). En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.). Chapman & Hall, New York, 235-246.
- Parish, M. (1984). *Journal of Structural Geology* 6 247-255.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Springer, Berlin, 353p.



Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees



Marcos Marcén^{a,*}, Antonio M. Casas-Sainz^a, Teresa Román-Berdiel^a, Belén Oliva-Urcia^b, Ruth Soto^c, Luca Aldega^d

^a Geotransfer, Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

^b Dpto. Geología y Geoquímica, Fac. Ciencias (6-406), Universidad Autónoma de Madrid, Ciudad Universitaria de Cantoblanco, 28049 Madrid, Spain

^c IGME, Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza, Spain

^d Dipartimento di Scienze della Terra, Sapienza Università di Roma, 00185 Rome, Italy

ARTICLE INFO

Keywords:

Shear zone
Gavarnie thrust
Pyrenees
Magnetic fabrics
Alpine orogeny

ABSTRACT

This work aims to characterize the Gavarnie thrust, one of the large-scale thrusts that define the Alpine structure of the west-central sector of the Pyrenees. A detailed comparison of structural analysis and magnetic fabrics is carried out for the Paleozoic phyllonites of the Gavarnie thrust, in order to decipher strain distribution and transport direction. The AMS at room (RT-AMS) and low (LT-AMS) temperature and the AIRM can be correlated with the structural patterns: k_{\min} axes are mainly parallel to the pole of the S, C or C' planes and k_{\max} axes are parallel to the transport direction and related to ductile S-C structures. Furthermore, the Pj-T changes across the shear zone characterize strain variations: larger Pj and T are found in the basal, most deformed part of the shear zone, and lower values are found where the interaction between Alpine and Variscan-related petrofabrics is stronger. We also interpret the reactivation of Variscan inherited fabrics within the Alpine shear zone. In spite of the heterogeneous strain, markers indicate a common, top-to-the-South (N190E) Alpine transport direction, which contrasts with the strong obliquity of the genetically-related structures developed in the Southern Mesozoic sedimentary cover. In this sense, our data suggest a complete decoupling between basement and cover units during the Alpine compression.

1. Introduction

In mountain belts, the majority of strain accumulated by translation of crustal volumes, both in the upper and lower crust, is partitioned and localized into narrow, discrete shear zones (e.g. Ramsay and Graham, 1970; Elliott, 1976; Sibson, 1977; Boyer and Elliott, 1982; Butler, 1987). These shear zones represent mechanically weakened portions of the crust that can be easily reactivated during subsequent deformation, controlling the tectonic evolution of plates, and especially the structure of orogens at plate margins. Therefore, the study of shear zones and specially the determination of transport direction and strain conditions is essential to understanding the plate tectonic frame and structural evolution of orogens.

At a smaller scale, shear zones constitute domains where deformation is heterogeneous and partitioned as a result of different strain rates

and/or rock strength at outcrop, sample or microscopic scales. Structural study of shear zones investigates the relationships between finite deformation patterns and strain gradients, which are usually difficult to determine or correlate. In this sense, we utilize in this work the Anisotropy of the Magnetic Susceptibility (AMS) as a useful technique in the structural analysis of shear zones because of its proved relationship with rock fabric and strain intensity (e.g. Hrouda, 1987, 1993; Borradaile and Alford, 1988; Lüneburg et al., 1999; Parés and Van Der Pluijm, 2002; Tikoff et al., 2005; Ferré et al., 2014 and references therein). These relationships include the correlation between the scalar parameters of magnetic ellipsoid and strain rate (e.g. Housen et al., 1993; Parés and Van Der Pluijm, 2002; Debacker et al., 2004, 2009; Haerincx et al., 2013).

Furthermore, a direct relationship between the axes of the strain ellipsoid (X, Y and Z) and the axes of the magnetic ellipsoid (k_{\max} , k_{\min}

* Corresponding author.

E-mail address: mma@unizar.es (M. Marcén).

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.09.008>

Received 7 March 2018; Received in revised form 12 September 2018; Accepted 12 September 2018

Available online 18 September 2018

0191-8141/ © 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

and k_{min} , respectively) has been demonstrated (e.g. Borradaile and Tarling, 1981; Rathore et al., 1983; Borradaile, 1991). In shear zones, some of the most common kinematic indicators are lineations and S-C-C' structures (Lister and Snoke, 1984), a composite fabric resulting from the presence of shear (C-C' planes) and foliation (S) planes. Transport direction is contained on the C surfaces and is orthogonal to the intersection lineation between S and C planes. Then, magnetic lineations (k_{max}) can be either parallel (e.g. Ruf et al., 1988; Zhou et al., 2002; Tomezzoli et al., 2003; Ferré et al., 2004; Sidman et al., 2005; Tikoff et al., 2005; Solum and van der Pluijm, 2009; Ono et al., 2010) or perpendicular (e.g. Parés and Van Der Pluijm, 2002; Mertanen and Karell, 2012; Casas-Sainz et al., 2017) to the transport direction inferred from S-C structures, depending on the magnetic mineralogy, strain rate, or the slip-partitioning within the shear zone. Nevertheless, clear stretching lineations are difficult to identify in pelitic rocks with very low metamorphic grade, especially where flattening is combined with simple shear. AMS can be helpful to define the dominant set of planes in different domains of the shear zone and also to determine the mineral lineation within the rock (Debacker et al., 2009; Oliva-Urcia et al., 2010, 2012a; Haerincx et al., 2015).

The Gavarnie Thrust, the Pyrenean structure that is the focus of this work, is a major thrust of the west-central Axial Zone of the Pyrenees controlling a significant portion of its Cenozoic evolution. Detailed kinematic studies have not previously been carried out in this structure. For example, Grant (1989; unpublished thesis) is the only publication about this matter and only briefly documents the structural data of the shear zone developed in its hangingwall. In this work, we determine accurately the transport direction of this major structure, which is critical to understand the evolution of the Pyrenean orogen. Especially relevant is establishing the relationship between the transport direction of the thrust in the Pyrenean internal zone and the genetically related oblique structures developed in the southernmost Mesozoic

sedimentary cover (Mochales, 2011; Mochales et al., 2016; Muñoz et al., 2013 and references therein). The relationship between both units is a current topic in the Pyrenean studies, and several questions can be put forward: Is this foreland belt related to a primarily oblique transport direction of the internal zones with respect to the Pyrenean trend? Or, on the other hand, does a complete decoupling exist between internal and external zones favoured by the Triassic detachment level between both units? These questions are important to answer and accurate determinations of transport directions based upon reliable data are needed to provide these answers.

Fortunately, the targeted structure is characterized by outstanding exposure that preserves features related to a strongly heterogeneous deformation involving different strain rates and lithological changes. Therefore, it constitutes an excellent natural example for analyzing the response of the magnetic fabrics to these changes. Previous AMS studies dealing with composite fabrics analyse the interference of sedimentary fabric (S_0) and its tectonic overprint (S_1) (Housen et al., 1993; Debacker et al., 2004, 2009; Haerincx et al., 2013), but a lacuna exists for tectonic fabrics modified, reactivated or overprinted to different degrees by a second tectonic fabric, which is a focus of the present contribution.

In summary, this work, through a detailed structural, Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and Anisotropy of the Isothermal Remanent Magnetization (AIRM) study attempts to i) determine the elements that control and origin different magnetic lineation (k_{max}) orientations, providing some clues about the importance of meticulous studies for a correct interpretation of the magnetic lineation in heterogeneous shear zones; ii) characterize qualitatively (through structural analysis) and quantitatively (through the Pj-T diagram) strain histories in the Gavarnie Thrust, including a probably local shear-reactivation of inherited Variscan petrofabrics during Alpine deformation; and iii) obtain novel kinematic data of the Gavarnie Thrust to characterize the structure and to establish the relationships between the

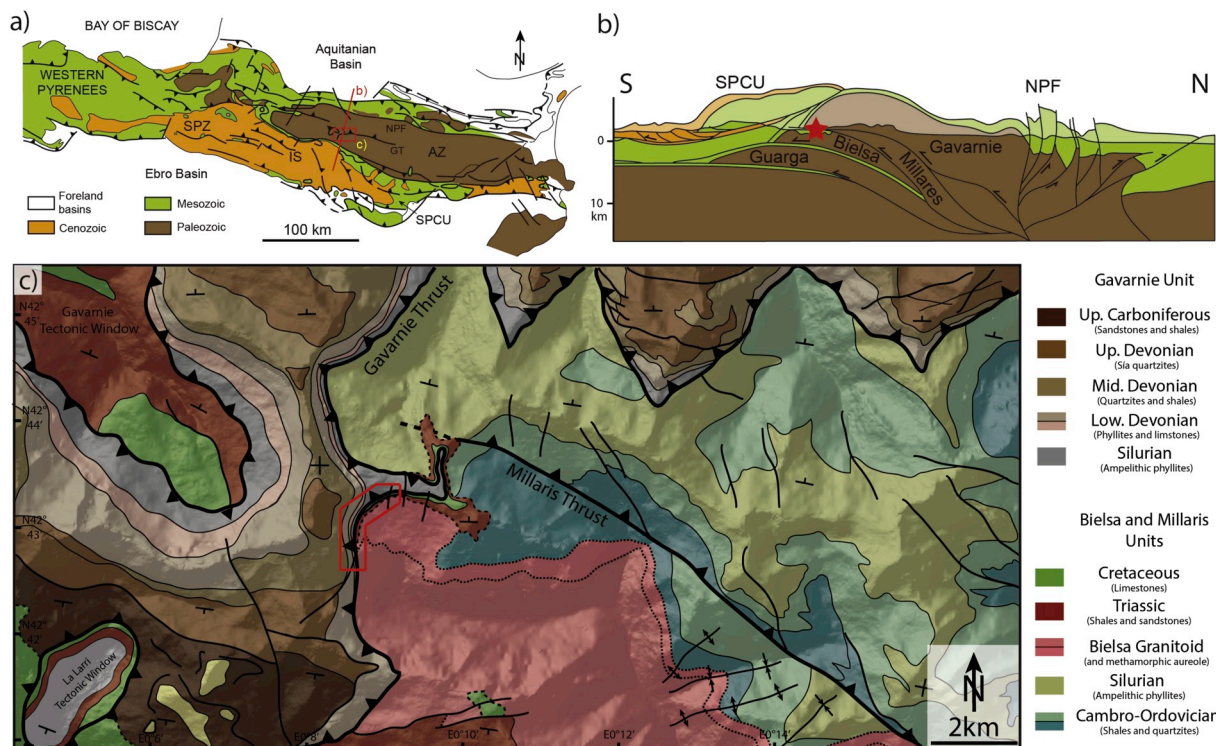


Fig. 1. a) Geological sketch map of the Pyrenees (modified from Teixell, 1998; and Izquierdo-Llavall et al., 2015) with the location of the study area. AZ, Axial Zone; SPCU, South Pyrenean Central Unit; SPZ, South Pyrenean Zone; IS, Internal Sierras; NPF, North Pyrenean Fault; GT, Gavarnie Thrust. b) Schematic geological cross-section across the study area, indicated by a red star (modified from Martínez-Peña and Casas-Sainz, 2003, and Izquierdo-Llavall et al., 2015). c) Geological map of the study area and related outcrops (red box) of the Gavarnie Thrust. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

genetically-related internal and external zones of the Pyrenean orogeny.

2. Geological setting

The Pyrenees are an ESE-WNW trending, Alpine chain resulting from the collision between the Iberian and European plates during Late Cretaceous to Early Miocene times (Muñoz, 1992; among others). The uplift of the Palaeozoic Axial Zone related to crustal-scale Alpine thrusts defines an antiformal stack (Fig. 1a). In the study area, this antiformal stack is composed of four thrust sheets emplaced in a piggyback sequence and named from top to bottom as Gavarnie, Millares, Bielsa and Guarga thrusts (Fig. 1b; Casas et al., 2003; Martínez-Peña and Casas-Sainz, 2003; Izquierdo-Llavall et al., 2015). The timing of thrust sequence has been corroborated from thermochronological analysis by Metcalf et al. (2009) and Rahl et al. (2011), indicating two phases of authigenic mineral neof ormation: a main phase of high-temperature fluid migration at 70 Ma and a late low-temperature pulse at 32 Ma. The southern part of the range is a fold-and-thrust foreland belt involving a Mesozoic-Cenozoic cover, detached from the basement by the Upper Triassic evaporites (Séguret, 1972; Williams and Fischer, 1984; Muñoz et al., 1986; Muñoz, 1992).

The Gavarnie thrust (GT) places Devonian and Silurian low-grade metasediments onto Cambrian-Ordovician intermediate-grade metasediments intruded by Variscan granites (Fig. 1c; Séguret, 1972; Parish, 1984; Román-Berdiel et al., 2004). The Paleozoic rocks in the footwall are unconformably covered by a thin, discontinuous Mesozoic cover consisting of Triassic red beds and Cretaceous limestones (Oliva-Urcia et al., 2012b; Izquierdo-Llavall et al., 2014, 2015). In the hangingwall of the GT, the Variscan foliation associated with the main, south-verging, Variscan D2 phase, trends E-W to NW-SE and dips N to NE (Soula et al., 1986; García-Sansegundo, 1996; García-Sansegundo et al., 2011). This Variscan foliation is nearly parallel to the E-W Alpine foliation developed in the Axial and South-Pyrenean zones (Holl and Anastasio, 1995; Izquierdo-Llavall et al., 2013). Triassic red beds are confined to small fault-bounded basins underlying the Cretaceous carbonates, which are more extensive and mylonitized in the footwall of the GT (Grant, 1989, 1990; de Bresser, 1989).

A SSW transport direction has been classically assumed for the South Pyrenean zone. This transport direction fits with that observed in Alpine structures within the Gavarnie hangingwall (Parish, 1984), in the Pic de Port Vieux Thrust, a second-order thrust related to the GT (Grant, 1989, 1990) and also in the Monte-Perdido thrust system (Fig. 12; Lacroix et al., 2011). Nevertheless, only in the kinematic data of Grant (1989) about the Gavarnie Thrust is this assumption provided with preliminary documentation. Grant (1989) also noted that the Variscan foliation was slightly rotated from its regional trend (E-W) in the non-sheared hangingwall, to a NE-SW trend within the Alpine shear zone. P-T conditions point to ductile deformation and shearing temperatures between 250 and 300 °C inferred from deformational structures (de Bresser, 1989) or fluid inclusions (McCaig et al., 1995, 2000).

Our study is focused on the western sector of the Gavarnie thrust (Fig. 1a), at the Barrosa cirque (at 2500 m height, 3 h walk up the Barrosa Valley), where the Gavarnie thrust shows a spectacular exposure of a 40 m thick shear zone, resulting from the deformation of Silurian phyllites, Devonian phyllites and limestones, and Cretaceous limestones, that allows for a new detailed comparison between structural analysis and magnetic fabrics.

3. Methodology

3.1. Structural analysis

For the detailed study of the GT-related deformed zone, 3 profiles were sampled (Fig. 2a, d). Along these profiles, structural data and samples for the AMS analysis were collected. The first profile is parallel

to the basal thrust plane (N42.71850; E0.14421 to N42.72205; E0.14758), and the other two profiles (A and B) are vertical and orthogonal to the plane of the shear zone (Fig. 2). Coordinates for A and B profiles are N42.71961; E0.14490 to N42.71983; E0.14461 and N42.72200; E0.14873 to N42.72247; E0.14881, respectively. This field-work strategy enabled us to identify if lithological changes affect the orientation of the transport direction, strain distribution and the axes orientation of the magnetic ellipsoid.

For the kinematic interpretation of the structure, outcrop-scale indicators, namely foliation planes, S-C structures and their associated lineations were measured and represented in stereoplots using the Stereonet software (Allmendinger et al., 2013). The microstructural study was carried out by means of 36 thin-sections oriented parallel to the XZ (29) and YZ (7) planes of the Alpine finite strain ellipsoid, and studied under reflected and transmitted light with a petrographic microscope.

3.2. Magnetic techniques: RT-AMS, LT-AMS, AIRM

3.2.1. RT-AMS

The anisotropy of magnetic susceptibility is described by a symmetric second-rank tensor with three principal components ($k_{\max} \geq k_{\text{int}} \geq k_{\min}$), which can be represented by the three orthogonal axes of magnetic ellipsoid. The maximum axis (k_{\max}) is defined as the magnetic lineation and the minimum axis (k_{\min}) is normal to the magnetic foliation, which is defined by k_{\max} and k_{int} axes. The bulk magnetic susceptibility (K_m) is the arithmetic mean of the principal susceptibilities ($K_m = 1/3(k_{\max} + k_{\text{int}} + k_{\min})$). Relationships between these axes (normalized by means of Jelínek's method, 1977) provides the corrected anisotropy degree P_j and the shape parameter T (Jelínek, 1981):

$$P_j = \exp \sqrt{2[(\mu_1 - \mu_m)^2 + (\mu_2 - \mu_m)^2 + (\mu_3 - \mu_m)^2]}$$

$$T = \frac{2\mu_2 - \mu_1 - \mu_3}{\mu_1 - \mu_3}$$

where μ_1 , μ_2 , and μ_3 represent $\ln(k_{\max})$, $\ln(k_{\text{int}})$, and $\ln(k_{\min})$, respectively, and $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$. P_j can be conditioned by the magnetic mineralogy and its degree of alignment, whereas T indicates the shape of the ellipsoid, where $0 < T < 1$: oblate ellipsoids and $-1 < T < 0$: prolate ellipsoids. Magnetic lineation ($L = (k_{\max} - k_{\text{int}})/k_m$) and foliation ($F = (k_{\text{int}} - k_{\min})/k_m$) parameters are also used for the characterization of the ellipsoid. The average directional and scalar value for each site was calculated using Jelínek (1978) statistics with Anisoft 4.2 (Chadima and Jelínek, 2009).

Samples were collected from 28 sites (436 specimens) in three different ways: i) *in situ* drilling (9 sites, 124 standard cylindrical specimens of 2.5×2.1 cm) with a portable electric drill, and oriented *in situ* with an orientation device, ii) drilled from oriented hand samples (5 sites, 69 specimens) and oriented using the orientation device after setting the block in its *in situ* position, and iii) cut in cubes by means of a trim saw from oriented hand blocks (14 sites, 243 specimens of $2.1 \times 2.1 \times 2.1$ cm) using the orientation of one of their flat surfaces. To determine the magnetic fabric orientation, which results from the contribution of all mineral phases (dia-, para- and ferromagnetic *s.l.*), specimens were measured at room temperature (RT-AMS) with a KLY-3S Kappabridge (AGICO-Advanced Geoscience Instruments Company) susceptometer, a bridge at low magnetic field (300 A/m, 875 Hz), in the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza (Spain).

3.2.2. LT-AMS

The susceptibility of the paramagnetic minerals (i.e. phyllosilicates) is exponentially enhanced at low temperatures, as indicated by the Curie-Weiss law for the paramagnetic behaviour: $K_{\text{para}} = C/T - \Theta$, where K_{para} is the paramagnetic susceptibility, C is the Curie constant and Θ is the paramagnetic Curie temperature (Ihmlé et al., 1989; Ritcher and

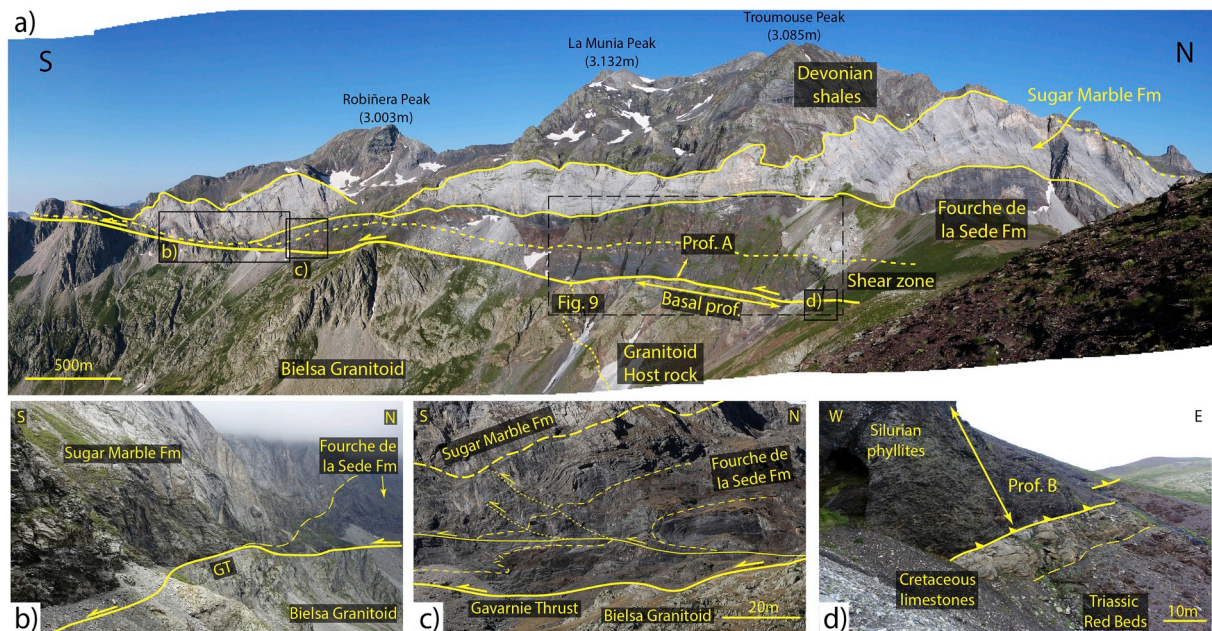


Fig. 2. Interpreted panoramic view of the Gavarnie thrust (GT) around the studied outcrops, Barrosa Valley. b) Younger Devonian formations are progressively involved within the shear zone towards the South. c) Alpine recumbent anticline in the hangingwall of the GT, whose overturned limb is involved within the shear zone. d) Silurian phyllites overthrusting Mesozoic units.

Van der Pluijm, 1994; Biedermann et al., 2014). To separate the paramagnetic subfabric from the total fabric, 8 sites (50 samples, 5–7 per site) were analysed at low temperature in the KLY-3S Kappabridge (AGICO) susceptometer at the University of Zaragoza. Following previous studies (Schultz-Krutisch and Heller, 1985; Jover et al., 1989; Oliva-Urcia et al., 2009, 2010; García-Lasanta et al., 2014), the LT-ASM measurement procedure is as follows: after a 1 h cooling down at 77 K by immersion in liquid nitrogen, the samples were measured in the three positions required by the apparatus, and a fourth measurement to obtain the bulk susceptibility, immersing the samples again for 10 min between each measurement. Thermal protection around the measuring coil is used to prevent instrument drift by the cold sample (Issachar et al., 2016). A pure paramagnetic sample measured at low temperature (77 K) must show an increase of its susceptibility of approximately 3.8 times with respect to its susceptibility at room temperature (Lüneburg et al., 1999), whereas the presence of ferromagnetic *s.l.* minerals reduces this ratio.

3.2.3. AIRM

Anisotropy of Isothermal Remanent Magnetization (AIRM) was measured in order to determine the magnetic fabric associated to the ferromagnetic *s.l.* phases (Stephenson et al., 1986; Jackson and Tauxe, 1991; Aubourg et al., 2000; Potter, 2004; Bilardello and Jackson, 2014). For this purpose, 3–4 samples were measured in each site, selecting the samples that were previously measured for RT and LT. For the AIRM determinations, a direct field (DC) of 2T was imparted with a M2T-1 pulse magnetometer in nine different positions to each sample. The acquired magnetization was measured in a cryogenic 2G 755 magnetometer at the University of Burgos (Spain). Thus, we used the nine measurements for the definition of the anisotropy tensor and the triaxial ellipsoid of the AIRM, following the procedures described in Girdler (1961).

3.3. Mineralogical analysis

In order to determine the mineralogy of the samples, X-ray diffraction (XRD) analyses were performed with a Scintag X1 X-ray system (CuK α radiation) at 40 kV and 45 mA at the University of Roma Tre. For

the whole rock composition, randomly oriented powder samples were run in the 2°–70°2 θ interval with a step size of 0.05°2 θ and a counting time of 3 s per step. For the clay analysis, the < 2 μ m (equivalent spherical diameter) grain-size fraction was separated by centrifugating and oriented air-dried and ethylene-glycol solvated samples were scanned from 1° to 48°2 θ and from 1° to 30°2 θ , respectively, with a step size of 0.05°2 θ and a count time of 4 s per step.

Temperature variation of magnetic susceptibility (κ -T) studies were performed from –195 °C to room temperature and from room temperature to 700 °C in a KLY-3S Kappabridge combined with a CS-L cryogenic apparatus and a CS-3 furnace (AGICO company). The heating/cooling runs were performed on 18 samples in argon atmosphere to minimize mineral reactions with oxygen during heating. The data were corrected for the empty furnace with the Cureval software of AGICO (Chadima and Hrouda, 2009). The presence of paramagnetic phases (phyllosilicates) induces a hyperbolic shape of the curve at its lowest temperature. Sharp decreases in the susceptibility indicate the Curie or Néel temperatures, which is the transition between ferromagnetic *s.l.* to paramagnetic behaviour (Hrouda et al., 1997).

To determine the ferromagnetic *s.l.* phases, acquisition of Isothermal Remanent Magnetization (IRM) was performed in four samples, allowing us to identify the magnetic coercivity and the relative contribution of the different components. The samples were exposed progressively to fields up to 2T in 12 steps using a M2T-1 pulse magnetometer. To complete the determination of ferromagnetic *s.l.* phases, thermal demagnetizations of the three axis IRM were performed. Three decreasing magnetic field of 2000 mT, 400 mT and 120 mT were applied subsequently in orthogonal directions (X, Y and Z sample position, respectively) with a M2T-1 pulse magnetometer (following Lowrie, 1990). Hence, the samples were magnetized in the three orthogonal axes according to their coercivity, and subsequently stepwise thermally demagnetized with an ASC-TD48-DC oven from room temperature to 680 °C. The remanent magnetization was measured in a cryogenic 2G 755 magnetometer. The unblocking temperature along each axis allowed us to interpret the Curie temperature of the phases present in the samples.

A Philips XL30 tungsten-filament SEM was used to obtain back-scattered electron images (20 kV) at the University of Liverpool to

complement the information extracted from the microstructural study with the optical microscope. The semi-quantitative EDS analyses (chemical mapping and spectrums) were carried out to identify and characterize mineral composition.

4. Structural analysis

4.1. Structure of the shear zone (strain distribution)

In the studied sector of the Barrosa outcrop (Fig. 2), the shear zone of the GT is developed in the Silurian ampelites, which acted as the main detachment level, and in the Devonian phyllites and limestones of the Fourche de la Sède Formation (Joseph and Lucas, 1972; Parish, 1984). Both formations overthrust the Permo-Triassic and Cretaceous cover and the Bielsa Granitoid (Figs. 1 and 2; Casas et al., 2003, Román-Berdiel et al., 2004). The hangingwall contains a recumbent anticline, whose overturned southern limb is involved within the shear zone (Fig. 2c). Because of this geometry, the younger Devonian units are incorporated to the shear zone towards the South (Fig. 2a, b, c), replacing the Silurian rocks that become thinner and pinch out completely towards the south and, so that the décollement level migrates in to the Devonian phyllites and limestones.

The shear zone is a flat-lying sheet about 40 m thick and characterized by well-developed S-C structures and mylonitic foliations that gradually become less developed toward the top, with a progressive increase of the angle between S and C planes and decrease in their penetrativeness (Figs. 3 and 4). The textural elements of the Variscan foliation (S_v in Fig. 3) are better preserved towards the top.

The strain distribution observed within the shear zone depends both on the distance to the thrust plane and lithology. Along profile B (Fig. 3), where only the Silurian phyllites are involved, two different zones were observed considering the intensity of Alpine deformation: i) the lower zone, characterized by S-C-C' structures; and ii) the upper zone, characterized by structures related to brittle deformation affecting the Silurian protolith, which preserves a relatively undisturbed Variscan foliation (S_v foliation in Fig. 3f–j). Within the lowermost 2 m of the profile a fine C-parallel foliation (Fig. 3a and b) was identified and progressively increases in angle with respect to the shear bands, forming clear S-C structures up to 9–10 m from the base of the zone (Fig. 3c–e). Within the upper brittle zone, the Alpine-related strain is restricted to individualized shear planes with Y, R and P Riedel orientations (Alpine brittle shear planes in Fig. 3g, i). These planes delimit decametric to metric-scale lithons that preserve internally the inherited S_v Variscan foliation (Fig. 3f–j). Although this S_v foliation predates Alpine shear, it changes geometrically according to the distance to the thrust plane, showing less pervasiveness and a tendency to steeper dips towards the roof (Fig. 3). Bedding planes are not visible within lithons under the naked eye, most probably because it has been obliterated by the S_v foliation. Where both limestones and phyllites are involved (profile A, Fig. 4), the strain distribution is even more heterogeneous because of the different rheology of the phyllites and limestones along with the upward shift of the main décollement towards the Devonian units. Within the lowermost 4 m (Fig. 4a–d), the Silurian phyllites show well-developed S-C structures. Upwards, around the lithological contact between Silurian phyllites and Devonian phyllites and limestones, deformation is evidenced by C-parallel phyllonites and mylonites (Fig. 4e and f). These structures evolve upwards to S-C-C' structures (7–11 m; Fig. 4g and h) and then to irregular foliation affected by brittle-ductile shear bands (C' in Fig. 4 I, j). Small-scale drag folds associated with the shear bands, sheath folds and coaxial, second-generation folds that deformed the pre-existing foliation planes, are also present in this upper zone.

4.2. Rock fabrics – kinematic indicators (mesoscale)

Alpine foliation (S) planes show an E-W directional maximum, with

a scattering that reaches N-S trends (Fig. 5a), probably caused by local changes in displacement direction within the shear zone and by the presence of sheath folds and N-S trending folds (see Carreras et al., 2005, for more details). S planes dip generally towards the N, consistently with the top-to-the-S transport direction of the GT. Shear bands or C planes are sub-horizontal or dip slightly (20–30°) to the North, parallel to the thrust surface (Fig. 5b). The frequency of C planes decreases exponentially towards the upper part of the shear zone, with spacings ranging from a few centimetres in the most strained zone to 1 m where the discrete, brittle shear bands delimit lithons in profile B (Fig. 3g, i). C' planes are heterogeneously distributed in the fault zone, showing variable trends (from N-S to E-W), mainly dipping to the South and cutting S-C structures and mylonites.

Stretching lineations or striations on S and C planes plunge northwards and trend between N340E and N040E (average N004E, Fig. 5c). Even when cleavage strikes N-S, the lineation shows an overall N trend, being the most reliable kinematic indicator at the outcrop scale. These lineations are almost parallel to the transport directions inferred from S-C structures, ranging between N325E and N040E, with an average in N009E (Fig. 5c). These N-plunging lineations are also present on the S_v Variscan foliation planes (Profile B, Fig. 3) as striations, although in a noticeably minor frequency.

4.3. Microstructural studies

According to the meso-scale study, S-C structures are the main feature observed in the Silurian phyllites, showing a strong alignment of phyllosilicate minerals (Fig. 3b, d; Fig. 4b, d), arranged parallel to S, C and C' planes in the XZ section. Quartz grains are less abundant than phyllosilicates and form sigmoidal porphyroblasts parallel to the S planes (Fig. 3b, d; Fig. 4b, d). Although the S and C are the most common planes of anisotropy, C' planes are well developed locally and are able to control the internal fabric, constituting a conspicuous third anisotropy plane (Fig. 4g). Moreover, brittle fractures cut and postdate previous S-C-C' structures, being the P fracture orientation the most common (Fig. 3d).

In the lower zone of the profile B, at the contact with the Cretaceous limestones, a C-parallel foliation is consistently observed in outcrop (Fig. 3a and b), showing a strong alignment of phyllosilicates and sigmoidal quartz grains in the XZ section. Upwards, S-C structures in phyllosilicates are well developed and a decrease of the pervasiveness and an increase of spacing of C and S planes and grain size are observed toward the upper limit of the highly strained zone (8–10 m) (Fig. 3c–e). In the first 10 m, the YZ sections show mineral grains clearly less stretched than in the XZ section, indicating no strong slip-partitioning and most probably a stretching along the X strain ellipsoid. From this zone up to the top of the shear zone, a pervasive pressure-solution foliation (Fig. 3h, j) fits in orientation with the main S_v Variscan foliation preserved within Alpine lithons and observed at outcrop scale (Fig. 3g, i). The S_v planes seem to be less penetrative towards the top of the shear zone and first obliterate (Fig. 3f) and then crenulate a previous anisotropy plane characterized by a horizontal mineralogical banding (Fig. 3h, j), which is not usually visible at the outcrop scale (Fig. 3g, i). The horizontal disposition of these planes leads us to interpret them as the horizontal bedding (S_0 in Fig. 3) observed in the Barrosa Cirque (Fig. 2), although it could be also a bedding-parallel Variscan foliation. The Alpine brittle shear bands observed in the field are missing in thin section, most probably because their spacing is greater than the width of the thin section. Mineral lineations are poorly developed in XZ and YZ sections in this uppermost zone (10–37 m) of the profile B, indicating less stretching than in the lower 10 m of the profile.

The Devonian calcite-rich mylonites (profile A) are characterized by the presence of a parallel layering formed by bands of calcite grains, calcite mixed with fine-grained phyllosilicates and phyllosilicates, that are parallel to the S or C planes at micro-scale (Fig. 4f, h, j). Calcite grains show a strong shape and crystallographic preferred orientation,

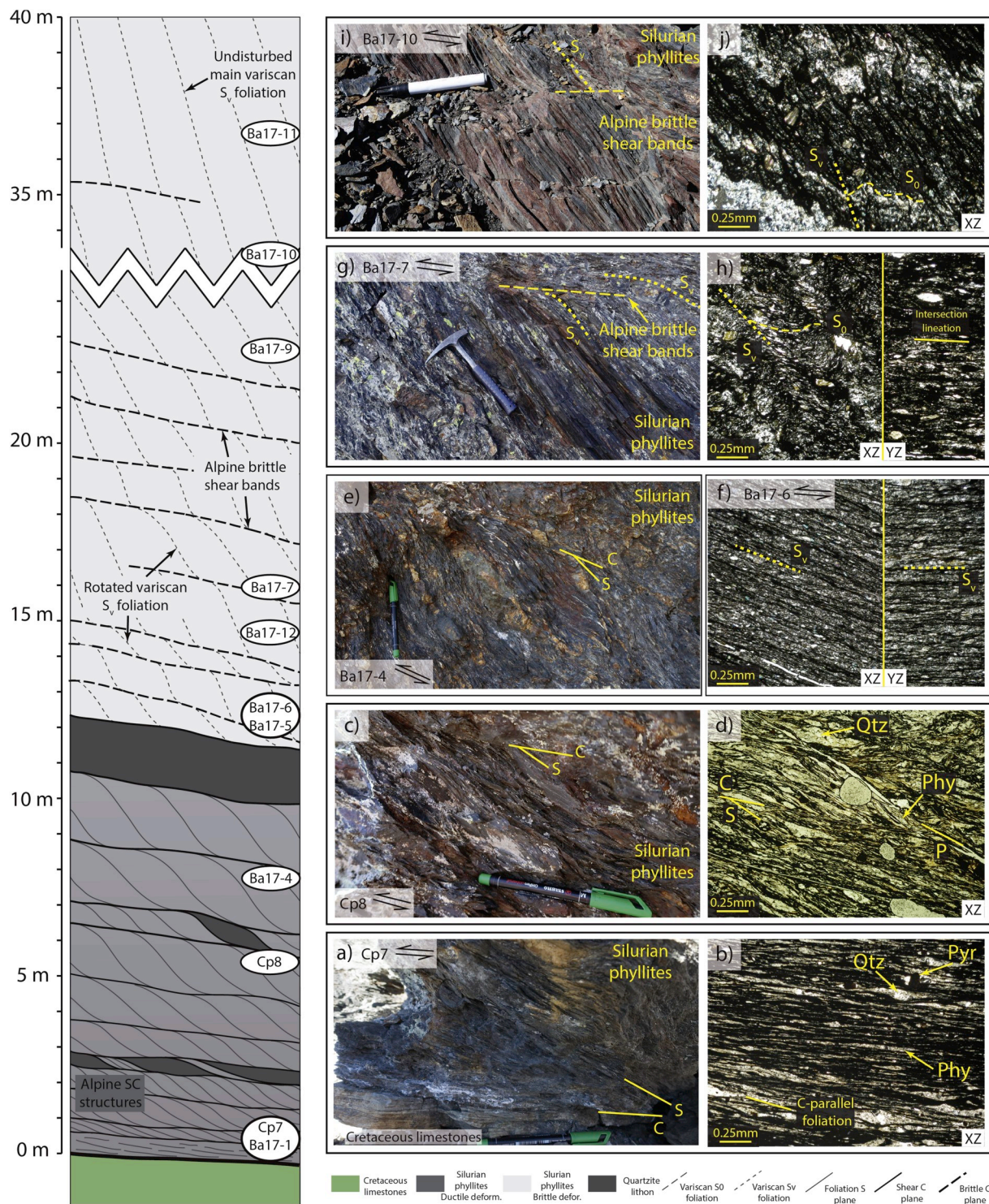


Fig. 3. Schematic diagram showing the structural patterns observed in Profile B with position of AMS sites and their distance from the basal thrust. a-j) Outcrop pictures and photomicrographs of selected sites for the AMS study. S-C structures are dominant in the lowermost 11 m, both in field (a, c, e) and microstructural observations (b, d), whereas Variscan foliations and Alpine brittle shear bands (f–j) dominate in the upper part of the section. See text for more details. Photomicrographs of thin sections were done in XZ and YZ sections with parallel polarizers, $\times 2.5$ lens. Qtz, quartz; Phy, phyllosilicates; Pyr, pyrite. P: P-Riedel fractures.

with their long axis (X) parallel (on the C plane) or slightly oblique (on the S plane) to the transport direction (into XZ section), compatible with the shear sense, and most probably accommodating most of the strain (Marcén et al., 2017). The parallelism of this layering with respect to the shear bands (and also to each other) is controlled by strain, since they are nearly parallel when approaching the thrust plane

(Fig. 4f) and oblique (S-parallel) towards the upper zones of the shear zone (Fig. 4h, j). The presence of dark organic matter and also the fine grain-size prevents clear identification of mineralogical lineations in phyllosilicates (Fig. 4f, h, j), both in XZ and YZ sections. Nevertheless, calcite grains are clearly more stretched in the XZ than in YZ section, indicating stretching lineation along the X strain axis.

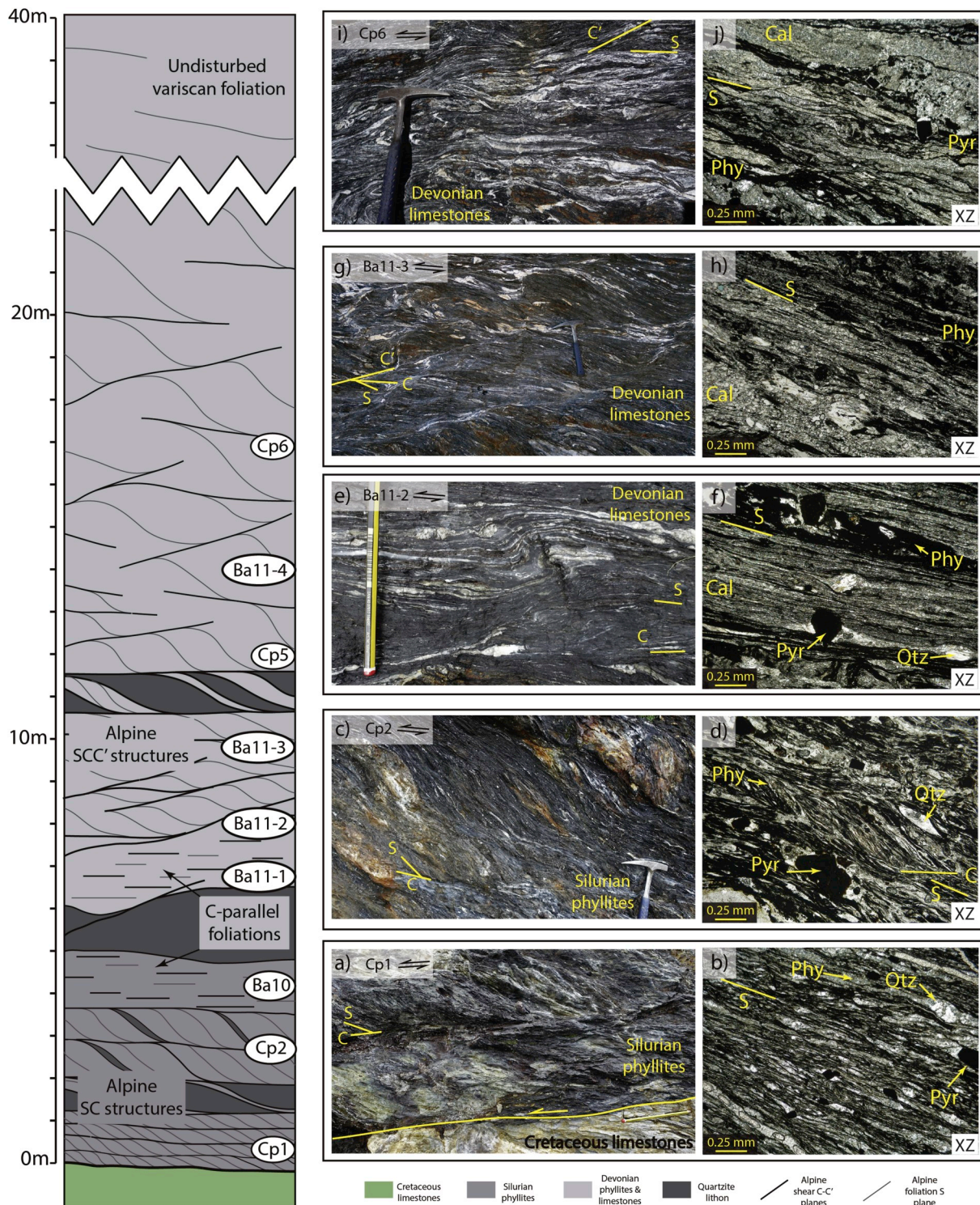


Fig. 4. Schematic diagram showing the structural patterns observed in Profile A with position of AMS sites and their distance from the basal thrust. a–j) Outcrop pictures and photomicrographs of sites selected for the AMS study. S–C structures in Silurian phyllites (a–d) are dominant in the lowermost 5 m of the profile. Upwards, C parallel foliations (e), S–C–C' structures (g) and poorly developed S–C structures (i) are observed. In thin section, progressively decreasing development of foliation was observed (f, h, j). See text for more details. All thin section photographs were done with parallel polarizers, $\times 2.5$ lens. Qtz, quartz; Phy, phyllosilicates; Pyr, pyrite; Cal, calcite.

5. Mineralogical and magnetic analysis

X-ray diffraction analyses of the whole rock composition and $< 2 \mu\text{m}$ grain-size fraction were performed in samples from the B and A vertical profiles including both Silurian (11 samples) and Devonian (3 samples) rocks (Table 1). The Silurian phyllites are mainly

composed of phyllosilicates and quartz with subordinate amounts of K-feldspar, calcite and pyrite. The Devonian mylonites contain calcite and phyllosilicates as major components, with quartz, pyrite, dolomite and K-feldspar as subordinate minerals. Ferromagnetic *s.l.* minerals are rarely observed and magnetite and pyrrhotite are present as minor components ($< 1 \text{ wt}\%$). A significant increase of the amount of

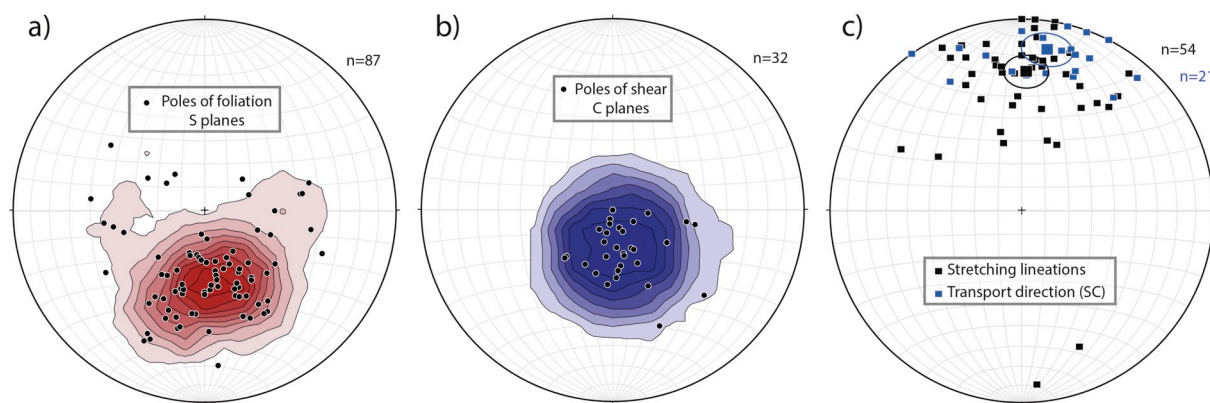


Fig. 5. Stereoplots of the structural data. a) foliation, S planes. b) shear, C planes. c) stretching lineations, and transport direction inferred from S-C structures. Lower-hemisphere, equal-area projections. Kamb contour, contour interval 2%.

phyllosilicates towards the thrust plane was observed in both profiles.

In the < 2 μm grain size fraction, among the phyllosilicate group, muscovite, paragonite and chlorite are the major minerals indicative of low-grade mineralogical assemblages consistent with fluid-inclusion data (McCaig et al., 1995, 2000). This result also fits with the first phase of authigenic mineral neof ormation at 70Ma identified by Rahl et al. (2011). No significant changes were observed between the two dominant lithologies. Only one site (Cp7) located at the base of profile B, shows a different mineralogical association of kaolinite, talc and long-range ordered mixed-layers illite-smectite, in addition to muscovite, paragonite and chlorite (Table 1), that is interpreted to exist because the original mineralogy was greatly altered by the passage of chemically active fluids.

The 18 temperature-dependent susceptibility (k–T) curves corroborate the dominance of phyllosilicates (paramagnetic phases), since they show a hyperbolic shape at low temperature and at the initial heating steps in 15 samples (Fig. 6). In all samples, an increase in the susceptibility starting from 300 °C or 400 °C, the final decay at 580–600 °C and the non-reversibility of the curves indicate the neof ormation of magnetite/maghemite during heating. Minor amounts of original maghemite (Fig. 6a and b) and magnetite (Fig. 6c) can be observed in 8 samples. The increase in susceptibility around 300 °C suggest the presence of iron sulphides (i.e., pyrrhotite; Fig. 6a and b).

To resolve the ambiguity in the identification of ferromagnetic s.l. minerals from the thermomagnetic curves, acquisition curves and thermal demagnetization of the three axis IRM have been performed. The IRM acquisition curves show different saturation magnetic fields: taking 0.2 T as reference, 57–80–91% of the IRM is saturated as shown in Fig. 6d for BA17-7, BA17-1 and BA10 samples, respectively,

indicating a higher coercivity mineral present in the lower percentage of the saturated IRM. (Ba17-7 in Fig. 6d). Thermal demagnetization of the three axis IRM is consistent with the IRM acquisition curves, and indicates higher magnetizations in the axes along which the low (120 mT) and intermediate (400 mT) fields were applied, thus indicating the presence of magnetite/maghemite (Fig. 6e) and iron-sulphides (Fig. 6f) with a sharp decrease in magnetization at their Curie temperatures. Hematite was not identified in the samples.

The semi-quantitative EDS-SEM is a powerful technique, not only to determine the minerals present, but also their structural position. This analysis reveals the presence of chlorite and an Al-rich and Fe-poor muscovite type, most probably phengite, as phyllosilicates (Fig. 7a and b), and quartz, calcite and pyrite as the major minerals, consistent with XRD analysis. As accessory minerals, iron oxides and sulphides, titanite, chalcopyrite and phosphates were identified. Both in limestones and phyllites, phyllosilicates (not clearly visible in thin sections of the Devonian limestones, Fig. 4f, h, j) are aligned parallel to S or C planes in S-C structures (Fig. 7a) or parallel to mylonitic foliations (Fig. 7b), whereas iron oxides are present mainly as the replacement of pyrites (Fig. 7c) and also present as thin sheets parallel to S and C planes (Fig. 7a).

6. Magnetic fabrics

6.1. Scalar properties and their distribution

Mean susceptibility measured at room temperature in the Silurian specimens varies from 0.5 to 298 × 10⁻⁶ (SI), whereas in the Devonian phyllites and limestones the susceptibility ranges from 14 to

Table 1
X-ray diffraction mineralogical assemblages of fault rocks.

	Site	DTP	Lithology	Whole rock composition (wt%)						< 2 μm grain size fraction (wt%)						
				Phy	Qtz	Cal	Dol	Kfs	Plg	Pyr	Msc	Par	Chl	Tal	I-S	Kln
PROFILE B	Cp7	0	SP	71	20	1	–	6	–	2	21	–	20	45	7	7
	Cp8	6	SP	73	18	–	–	8	–	1	41	–	59	–	–	–
	Ba17(4)	8	SP	79	15	–	–	6	–	–	–	–	–	–	–	–
	Ba17(12)	15	SP	63	32	–	1	3	–	1	38	26	36	–	–	–
	Ba17(9)	23	SP	69	24	–	–	7	–	–	–	–	–	–	–	–
	Ba17(11)	37	SP	51	32	–	1	15	–	1	–	–	–	–	–	–
PROFILE A	Cp1	0	SP	71	17	–	–	6	–	6	49	11	40	–	–	–
	Cp2	3	SP	77	16	–	–	7	–	–	59	11	30	–	–	–
	ba10	5	SP	55	18	16	1	6	–	4	51	3	46	–	–	–
	ba11(1)	7	DPL	50	10	36	1	–	1	2	63	–	37	–	–	–
	ba11(3)	10	DPL	25	5	66	1	2	–	1	41	–	59	–	–	–
	Cp6	17	DPL	50	12	25	2	5	–	6	–	–	–	–	–	–

DTP, Distance to the thrust plane; SP, Silurian Phyllites; DPL, Devonian phyllites and limestones; Phy, phyllosilicates; Qtz, Quartz; Cal, calcite; Dol, dolomite; Kfs, K-feldspar; Plg, plagioclase; Pyr, pyrite; Msc, Moscovite; Prg, Paragonite; Chl, chlorite; Tal, talc; I-S, mixed layers illite-smectite; Kln, kaolinite.

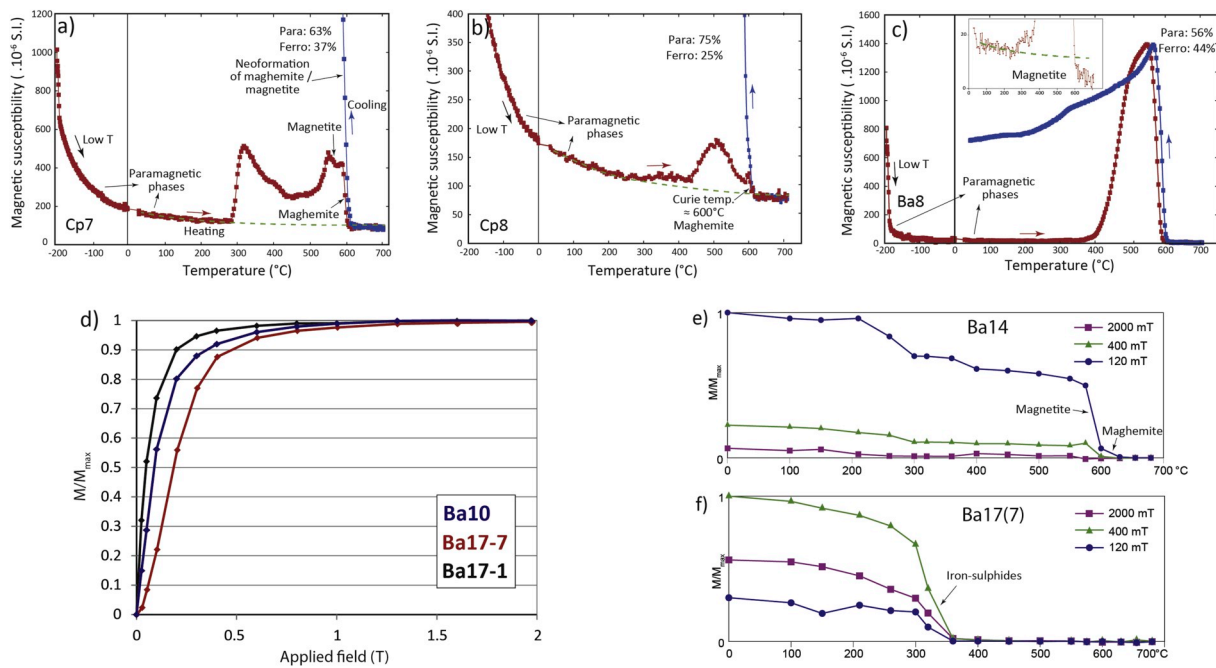


Fig. 6. a-c) Temperature-dependent magnetic susceptibility (K–T) curves in Silurian phyllites (a) and Devonian limestones and phyllites (b, c); d) IRM acquisition curves for three samples; e) Stepwise thermal demagnetization of the composite IRM.

206×10^{-6} (SI) (Table 2 and Fig. 8). The distribution of susceptibility values within the shear zone is not homogeneous, and increases towards its base in both profiles (Table 2; Fig. 8a). The higher amount of phyllosilicates (Table 1) and ferromagnetic *s.l.* phases, inferred from the higher magnetizations obtained in AIRM analysis, at the base of profile B suggests a direct relationship with the bulk susceptibility.

The corrected degree of anisotropy (Pj) shows similar values in Silurian and Devonian rocks, ranging between 1.03 and 2.52 (Table 2). The highest values of Pj (> 1.75) occur in samples with values of the bulk susceptibility close to zero (Ba17-6 and Ba17-10 sites, and some samples in Ba17-7 and Ba17-11), which are not represented in Fig. 8 because they are not reliable, following Hrouda (2004). Pj or T parameters do not correlate with the bulk susceptibility (Fig. 8c), suggesting that strain, and not the type or amount of magnetic minerals, controls the magnetic anisotropy (Parés and Van Der Pluijm, 2002). The analysis of the evolution along profile B of the Pj values (Fig. 8b) and of the Pj-T relationship (Fig. 8d) indicate a zonation within the shear zone. The basal part of the shear zone shows oblate fabrics with high Pj (Pj ≈ 1.20) values, whereas the intermediate zone show an evolution along the profile from oblate to triaxial-oblate fabrics and minor Pj values (Pj ≈ 1.10). Finally, the uppermost zone shows a progressive increase with height of both T and Pj parameters, from triaxial-oblate fabrics (T = 0.30; Pj ≈ 1.17 , in Ba17-7) to oblate fabrics (T = 0.77,

Pj ≈ 1.35 , in Ba17-11, the Silurian protolith). Only the Ba17-12 site does not follow this evolution and instead, shows similar parameters to the Silurian protolith (Fig. 8d). These three zones fit with the observed upward sequence of changes in the deformational structures (C-parallel foliation, S-C structures and inherited fabrics, respectively) observed along the profile. Similar parameters have been observed in profile A (Table 2), but the presence of different rheologies and lithologies lead us to interpret these data with a greater caution.

6.2. AMS directional data

For all sites, a good correlation exists between the observed rock fabric observed in the field and thin section, and the orientation of the axes of the magnetic ellipsoid. k_{min} axes coincide in all sites with the pole to foliations (S or S_v) planes, C planes or mylonitic foliation planes (Figs. 9 and 10), which are mainly defined by the strong alignment of the basal planes of phyllosilicates (e.g. Fig. 3b, d). Nevertheless, some sites (i.e. Ba8 and Ba20, Fig. 9) show sub-vertical k_{min} axes that do not fit with the poles to any structural plane. The local presence of a third set of surfaces, dipping to the South and identified as C' planes (Fig. 4g), can control the internal fabric since k_{min} axes coincide with the obtuse bisector between the north-dipping S and C planes on one side and the south-dipping C' planes on the other (site Ba8, Fig. 9).

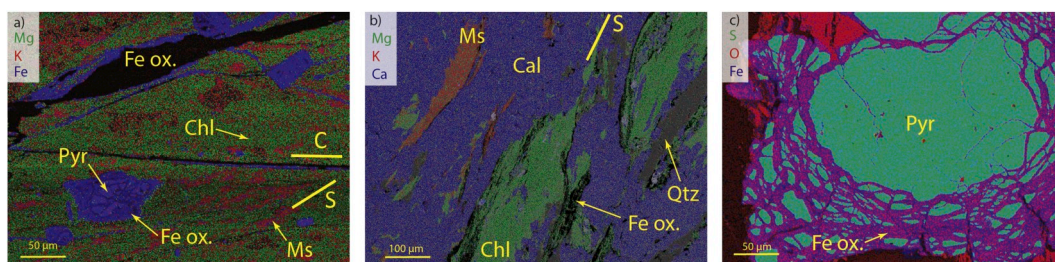


Fig. 7. EDS-SEM chemical analyses. Colours are indicative of the relative dominance of a certain element over the other selected elements. a) Silurian phyllonite; b) mylonitic Devonian limestone; c) fracture pattern in pyrite and its replacement by iron oxides; Qtz, quartz; Chl, chlorite; Ms, muscovite-phengite; Pyr, Pyrite; Fe ox., iron oxides; Cal, calcite. C, shear planes; S, foliation planes. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 2
Summary of magnetic scalar data and structural patterns.

Site	N	Km (E ⁻⁶ SI)	e	Pj	e	L	e	L	e	F	e	T	e	Kmax D/1	Conf ang.	Kmin D/1	Conf ang.	Pole S plane	Pole C plane	Lineation
Horizontal profile	BA2	15	102	38	1.113	0.011	1.012	0.006	1.090	0.011	0.762	0.127	40/23	32/11	182/62	13/05	197, 55	207, 64	004, 26	
	BA4	13	47	26	1.174	0.061	1.041	0.035	1.120	0.038	0.543	0.280	22/20	20/10	200/70	15/08	203, 68	-	-	
	BA7	18	158	65	1.159	0.048	1.029	0.013	1.117	0.039	0.578	0.180	352/27	20/12	175/62	13/08	171, 47	166, 71	350, 20	
	BA8	14	30	10	1.251	0.055	1.067	0.017	1.165	0.047	0.388	0.168	180/10	15/06	66/68	11/07	177, 40	185, 64	157, 24	
	BA12	14	114	40	1.061	0.017	1.029	0.012	1.030	0.016	-0.009	0.344	332/36	10/07	106/44	13/06	160, 41	-	-	
	BA14	27	171	46	1.116	0.040	1.026	0.014	1.082	0.031	0.503	0.220	08/24	15/11	149/60	22/11	165, 45	176, 74	019, 16	
	BA22	14	131	34	1.098	0.021	1.045	0.013	1.049	0.022	0.002	0.342	19/22	14/10	182/67	18/12	177, 51	178, 68	018, 26	
	BA20	27	105	32	1.119	0.024	1.027	0.007	1.084	0.022	0.486	0.158	199/03	10/06	61/87	07/06	198, 56	195, 72	025, 33	
	CP1	8	167	18	1.178	0.038	1.031	0.009	1.132	0.033	0.599	0.147	350/29	25/07	169/61	19/07	200, 52	220, 69	340, 20	
	CP2	11	213	56	1.085	0.022	1.029	0.012	1.051	0.023	0.224	0.387	176/04	14/13	303/84	28/12	157, 39	145, 54	002, 30	
	BA10	22	174	40	1.168	0.04	1.030	0.016	1.124	0.035	0.589	0.207	06/30	09/09	144/52	09/07	150, 54	124, 62	008, 13	
	BA11-1	45	112	38	1.109	0.029	1.030	0.013	1.072	0.032	0.347	0.374	306/23	16/05	133/67	10/05	109, 61	Vertical	000, 12	
	BA11-2	8	66	11	1.223	0.029	1.068	0.030	1.138	0.040	0.317	0.321	30/05	08/04	128/59	04/04	144, 35	-	011, 44	
	BA11-3	15	67	27	1.152	0.033	1.061	0.032	1.083	0.022	0.167	0.342	199/10	15/10	82/69	20/11	080, 47	-	004, 08	
CP5	8	152	49	1.356	0.153	1.120	0.103	1.202	0.045	0.322	0.291	25/31	12/05	163/52	13/05	148, 39	Vertical	-	-	
BA11-4	13	122	50	1.216	0.123	1.126	0.080	1.072	0.055	-0.267	0.429	21/14	16/08	138/62	20/08	116, 68	151, 59	000, 20		
CP6	10	131	22	1.212	0.069	1.025	0.008	1.164	0.060	0.689	0.142	00/13	45/13	135/72	15/06	134, 62	115, 80	-		
CP7	13	169	37	1.170	0.039	1.023	0.008	1.131	0.034	0.672	0.137	06/17	11/09	146/69	11/08	185, 59	174, 65	352, 32		
BA17-1	11	61	24	1.246	0.043	1.030	0.007	1.190	0.036	0.704	0.075	355/00	08/04	100/89	09/04	170, 57	164, 76	356, 33		
CP8	7	158	29	1.115	0.017	1.027	0.011	1.081	0.020	0.479	0.241	31/33	15/06	142/28	14/11	162, 37	148, 64	-		
BA17-4	10	112	24	1.118	0.017	1.023	0.009	1.087	0.016	0.560	0.163	29/24	06/03	169/60	07/03	155, 45	163, 72	356, 44		
BA17-5	25	87	17	1.104	0.017	1.035	0.014	1.065	0.020	0.289	0.288	296/16	16/04	154/70	22/04	197, 57	182, 77	-		
BA17-6	13	68	9	1.761	0.845	1.121	0.088	1.367	0.054	0.559	0.227	50/00	13/02	142/68	05/02	145, 69	Vertical	-		
BA17-12	8	79	10	1.300	0.023	1.032	0.007	1.234	0.022	0.738	0.062	95/06	10/05	189/40	20/05	180, 54	-	-		
BA17-7	31	31	19	1.175	0.111	1.050	0.024	1.113	0.079	0.306	0.162	74/03	04/03	169/63	07/03	169, 60	-	018, 26		
BA17-9	12	55	15	1.212	0.031	1.083	0.012	1.118	0.019	0.166	0.061	63/01	06/02	156/69	04/02	155, 68	-	-		
BA17-10	11	11	9	1.518	0.655	1.117	0.074	1.625	0.544	0.487	0.230	14/29	15/01	138/46	01/01	150, 60	-	336, 30		
BA17-11	13	49	20	1.350	0.090	1.029	0.015	1.276	0.078	0.773	0.127	299/05	14/03	203/50	11/05	211, 43	225, 62	028, 46		

Km, average value of magnetic susceptibility; Pj, corrected degree of anisotropy; L, lineation parameter; F, foliation parameter; T, shape parameter; e, standard deviation D, declination; I, inclination.

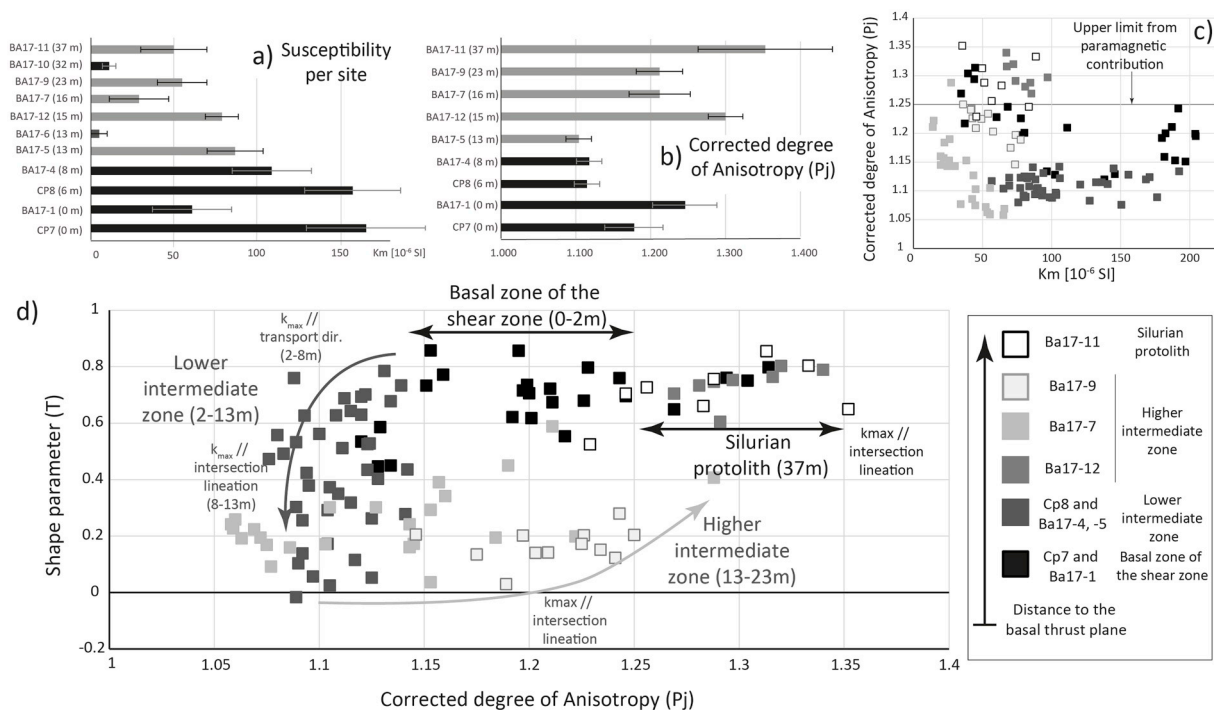


Fig. 8. Evolution of the bulk susceptibility (a) and P_j (b) by sites along the profile B, and diagrams showing the corrected degree of anisotropy vs. bulk anisotropy by samples (c). Black and grey bars in a) and b) indicate magnetic lineations parallel or perpendicular to transport direction, respectively. d) Pj-T diagram showing the evolution of the magnetic fabric along Profile B. Ba17-6 and Ba17-10 are not considered in b), c) and d) because of their anomalous P_j values related to very low susceptibilities.

Two major groups of magnetic fabrics can be discerned from the orientation of the magnetic lineation (k_{\max} axis): i) in 22 sites, k_{\max} axes plunge to the north and are parallel to the stretching lineation and the transport direction inferred from S-C structures (i.e. Ba14, Ba22 sites, Fig. 9); or ii) in 6 sites, k_{\max} axes are horizontal and parallel to the intersection lineation (i.e. Ba17-12, Ba17-7, Fig. 10). The distribution of the two groups is not homogenous within the shear zone because all sites collected from the horizontal basal profile (Fig. 9) and profile A (Fig. 10), with the exception of Ba11-1, correspond to the first group. Conversely, profile B (Fig. 10), which cuts across the whole sheared zone, shows a predominance of fabrics in the lower 10 m where k_{\max} axes are parallel to the transport direction (Cp7 to Ba17-4 sites, Fig. 10) and towards the upper part of the shear zone, a predominance of fabrics with k_{\max} axes parallel to the intersection lineation (Ba17-5 to Ba17-10 sites, Fig. 10). This second fabric type is similar to that observed in the Silurian protolith (Ba17-11 site, Fig. 10, profile B).

6.3. LT-AMS data

AMS measurements at low temperature (around 77 K) have been carried out in eight representative sites (51 samples), including the two main lithologies and different orientations of the RT magnetic lineation (Table 3). The K_m -LT/ K_m -RT ratio per site ranges between 3.72 and 2.20 indicating a strong influence of the paramagnetic behaviour (Fig. 11b). The orientation of the LT-AMS overlaps the orientation of the RT-AMS in all sites (Fig. 11a). Furthermore, significant changes at LT-AMS in the scalar parameters were not observed, with the exception of site Ba17-7, which shows a notable increase of P_j (from 1.12 to 1.26). This site also shows an anomalous low susceptibility and the lowest K_m -LT/ K_m -RT ratio (2.20). A contribution in this site from small amounts of ferromagnetic minerals cannot be discounted.

6.4. AIRM data

Well-defined AIRM magnetic fabric show triaxial ellipsoids in the

six analysed sites (Fig. 11a). The orientation of the k_{\max} axes of the AIRM ellipsoid is consistent with the RT- and LT-AMS. Scattering of the k_{\min} and k_{int} axes of the AIRM in some sites (Cp7 and Ba7, Fig. 11a) is greater than for RT- and LT-AMS, although no girdle distributions of axes are observed. A systematically larger P_j in the AIRM measurement and oblate-triaxial to prolate-triaxial AIRM ellipsoids are found, in contrast with the lower P_j values and oblate ellipsoid of RT- and LT-AMS measurements. These differences are larger in the Silurian phyllites than in the Devonian limestones. Thin-sections observations under optical and electron (SEM) microscopes are consistent with ferromagnetic fabric because they reveal that ferromagnetic s.l. minerals occupy the fracture porosity along S and C planes (Fig. 7a and b) or appear as replacements of pyrites (Fig. 7c).

7. Interpretation

7.1. Strain distribution

We interpret a heterogeneous strain across the Gavarnie Thrust defined by i) decreasing strain intensity, from bottom to top, inferred from the weaker development of the Alpine structures, and an increasing prevalence of the Variscan foliation imprint towards the top of the shear zone (Figs. 3 and 4); ii) the migration of the décollement from the Silurian phyllites to the Devonian limestones (Fig. 2); and iii) the rheological difference between the Silurian phyllites and the Devonian limestones (Fig. 4).

In spite of this heterogeneous deformation, all strain markers indicate a similar, top-to-the-South transport direction (N190E on average) without changes between levels undergoing different strain degree or showing different lithology/rheology (Fig. 5). The predominance of N-plunging AMS k_{\max} axes also confirms this transport direction and the usefulness of the AMS method to quantify statistically the stretching directions in shear zones. This transport direction fits with those inferred in previous works for secondary thrusts within the Gavarnie Unit (Parish, 1984), namely the Pic de Port Vieux GT's second-

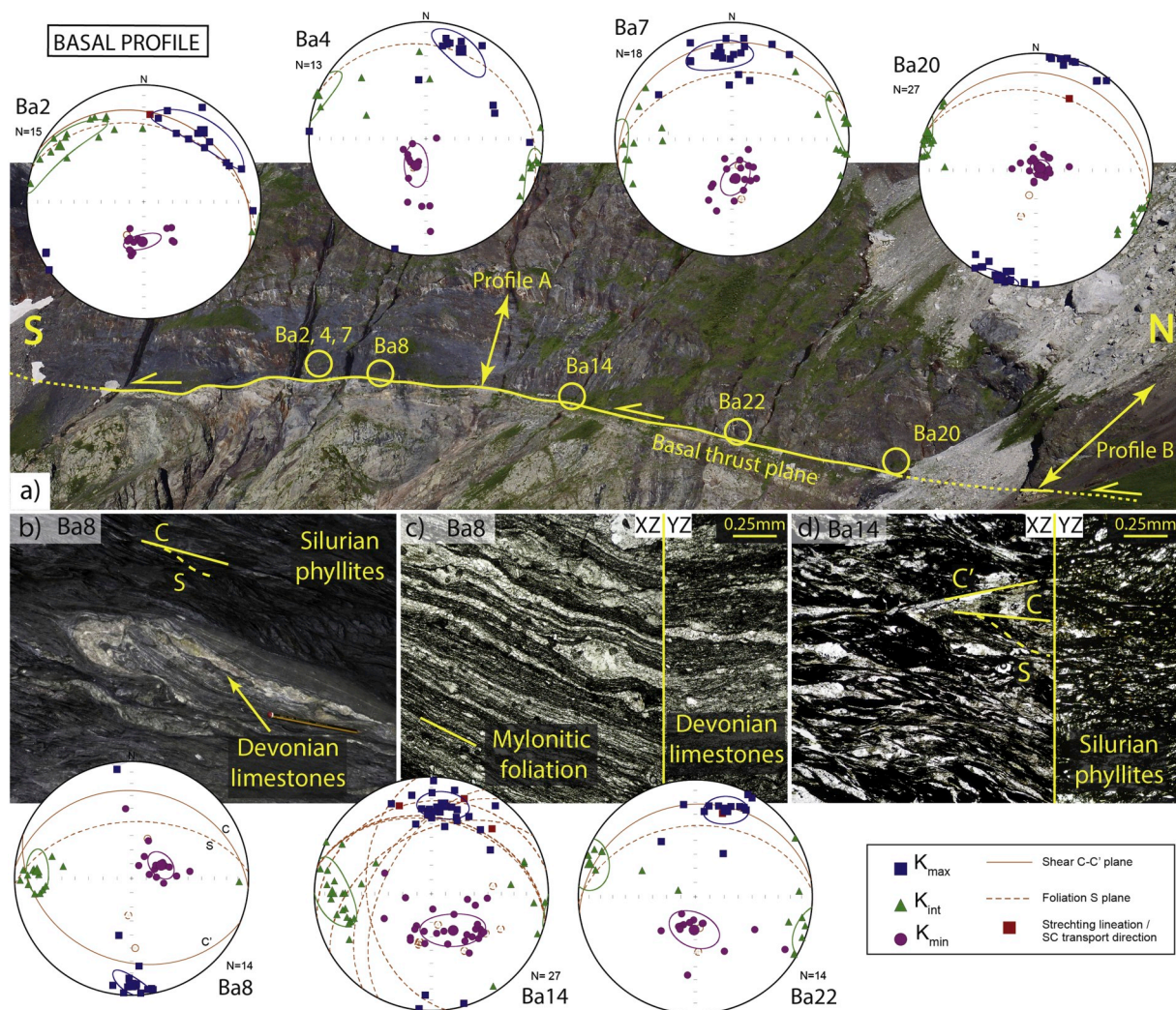


Fig. 9. a) Location of the RT-AMS sites along the basal profile and their equal-area, lower-hemisphere projections, with confidence ellipses. The position of the two vertical profiles (Fig. 10) is also shown. b) Silurian phyllites overthrusting Devonian limestones, showing different rheologies and mechanism deformation. c) Mylonitic foliations developed in Devonian limestones. d) S-C-C' structures developed in phyllosilicates in the Silurian phyllites. Thin-section photographs were done in XZ and YZ sections with parallel polarizers, $\times 2.5$ lens.

order thrust (Grant, 1989, 1990) and the Monte Perdido system (Lacroix et al., 2011).

P-T conditions during the orogenic stage can be at least partly constrained from deformational features: for a temperature of 300 °C in a shear zone, as inferred for the GT (de Bresser, 1989; McCaig et al., 2000), calcite has ductile behaviour (Verberne et al., 2015, among others) whereas phyllosilicates are in the brittle-ductile transition (den Hartog et al., 2013; Zhang and He, 2016). The strong shape- and crystallographical-preferred orientation in the mylonites confirm the ductile behaviour of the calcite, whereas the presence of S-C structures in phyllosilicates fits with a ductile-brittle behaviour (Den Hartog and Spiers, 2013; Lu and He, 2014; Zhang and He, 2016). Based on the strong stretching of grains and the absence of cataclastic brittle structures, calcite, usually considered as a hard mineral in relation to phyllosilicates (Giorgetti et al., 2015; Smeraglia et al., 2016), seems to act in this case as a soft mineral, accommodating the deformation along with phyllosilicates in the Devonian limestones of the hangingwall. This different rheological behaviour of Silurian phyllonites (brittle-ductile) and Devonian mylonitized limestones (ductile) results in the different deformational structures (S-C structures vs C-parallel mylonitic foliations, respectively) developed under similar P-T conditions in each lithology (Fig. 9b).

7.2. Contribution of different magnetic carriers to the RT-AMS

S-C-C' structures are composite fabrics (Lister and Snoke, 1984) in the sense that they consist in different grain populations with different orientations (S parallel, C parallel or C' parallel). In all AMS sites k_{min} is parallel to the pole of S, C or C' planes measured at field or is located at the obtuse bisector between them (Fig. 10), as has been identified in previous works of shear zones (e.g. Aranguren et al., 1996; Ferré et al., 2014, and references therein). At the thin-section scale, this coincidence is also observed in the disposition of the basal planes of phyllosilicates, arranged in parallel to S, C or C' (Figs. 3 and 4), and ferromagnetic s.l. minerals determined in SEM observations (Fig. 7). When k_{min} is perpendicular to one of these sets, it must reflect the magnetic predominance of a grain population over the other ones, and in the case of k_{min} parallel to the bisector plane, similar contributions from the S/C-parallel and C'-parallel populations (Ferré et al., 2014). In the upper zone of profile B, where Variscan fabric is preserved within lithons, all sites show k_{min} perpendicular to the pressure-solution S_V Variscan foliation, which is also defined by phyllosilicates and opaque minerals.

On the other hand, in the basal thrust plane (basal profile, Fig. 9), in profile A and in the lower zone of profile B (Fig. 10) k_{max} is parallel to the transport direction, inferred from stretching lineations or S-C structures, and also fits with the stronger alignment of phyllosilicates in

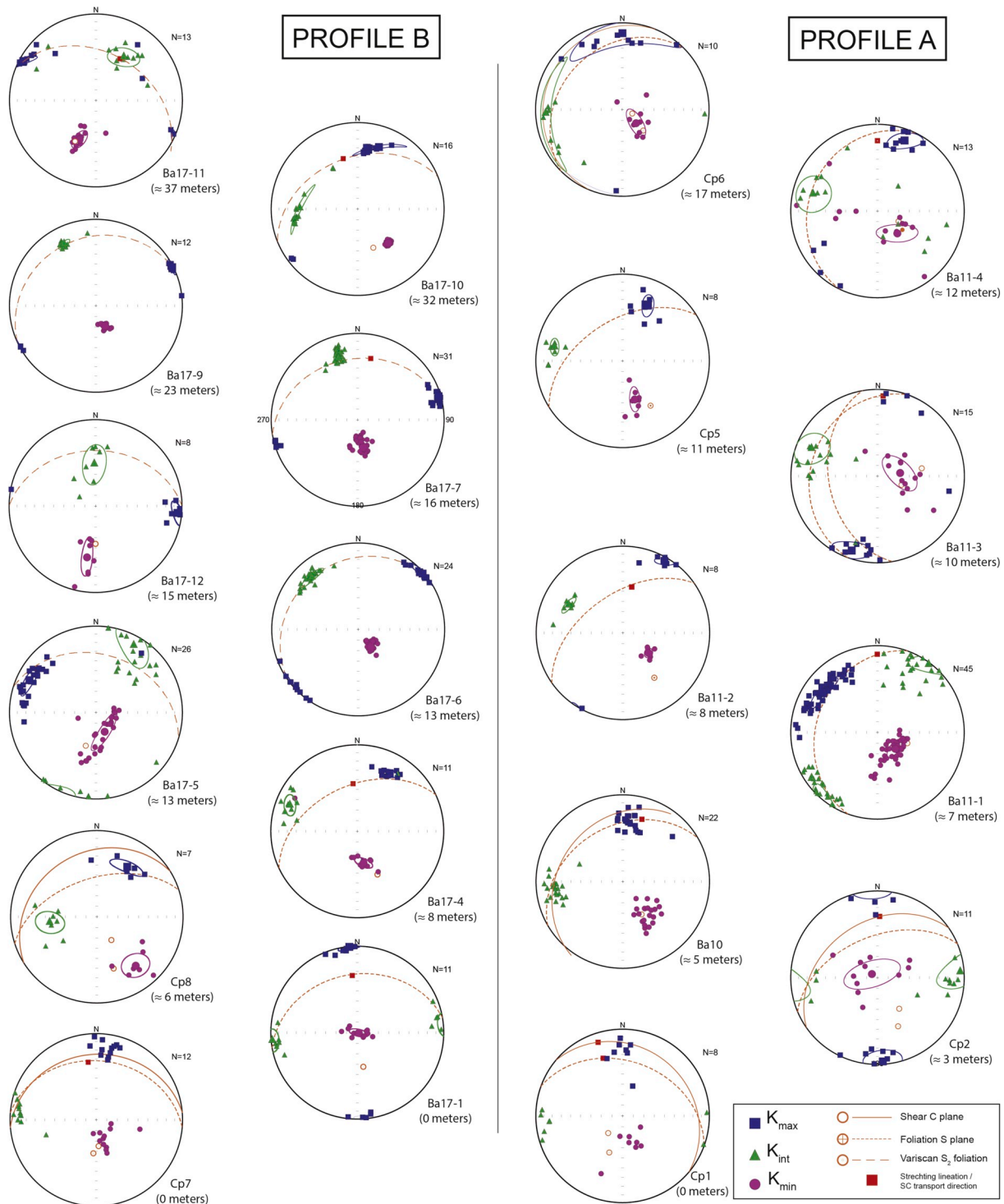


Fig. 10. Equal-area, lower-hemisphere projections of the magnetic ellipsoids for all sites in vertical profiles B and A. Meters indicate the height from the décollement for each sample.

the XZ section vs. the YZ section in the Silurian phyllites. The Devonian limestones and phyllites (Fig. 4) show at the microscale, opaque phyllosilicates because of their small grain-size and the presence of dark organic matter. Yet, the presence of calcite porphyroblasts, clear stretching lineations in calcite grains and pressure shadows in pyrites indicate simple shear parallel to the XZ plane, which also fits with the N-plunging k_{max} orientation in these samples.

In the upper zone of the profile B, mineral lineations are poorly developed and not easily identified in XZ or YZ sections. In this zone,

k_{max} shows a predominance of E-W trends, perpendicular to the Alpine transport direction. In these samples, Alpine brittle shear bands are poorly developed and do not modify significantly the orientation of the textural elements of the S_v fabric at thin-section scale. Thus, they probably have no influence in the magnetic fabric orientation. Therefore, we interpret these E-W magnetic lineations as an intersection lineation between the more penetrative S_v and more spaced S_0 Variscan anisotropy planes. This interpretation is supported by the similar orientation of the k_{max} obtained in the Silurian photolith (Ba17-11 in

Table 3
Summary of magnetic scalar data for LT-AMS and AIRM measurements.

LT-AMS												
Site	N	Km (E ⁻⁶ SI)	St.	Pj	L	F	T	Kmax (D/I)	Conf. ang.	Kmin (D/I)	Conf. ang.	LT/RT
Ba7	7	474	245	1.192	1.031	1.143	0.602	012/24	26/15	174/65	18/13	3.02
Cp7	6	697	76	1.230	1.019	1.184	0.773	006/20	28/09	149/66	10/08	3.72
Ba17-1	7	158	40	1.233	1.024	1.183	0.748	349/02	13/04	088/79	12/4	2.61
Ba17-12	6	290	53	1.314	1.036	1.242	0.718	096/01	15/10	187/33	28/10	3.63
Ba17-7	7	61	45	1.122	1.038	1.077	0.281	075/04	03/02	175/70	09/02	2.92
Ba10	6	650	92	1.190	1.037	1.138	0.542	001/30	12/04	167/51	09/03	3.26
Ba11-2	5	142	26	1.289	1.073	1.191	0.424	210/11	12/03	097/63	11/04	2.20
Cp6	6	441	66	1.183	1.029	1.159	0.646	349/13	26/14	130/73	15/08	3.21
AIRM												
Site	N	Km (E ⁻⁶ SI)	St.	Pj	L	F	T	Kmax (D/I)	Conf ang	Kmin (D/I)	Conf ang	RMS error
Ba7	4	0.1383	0.0968	1.195	1.056	1.122	0.349	–	–	–	–	1.8%
Cp7	3	0.1045	0.0433	1.354	1.189	1.135	0.126	–	–	–	–	4.6%
Ba17-12	4	0.0368	0.0057	1.357	1.118	1.209	0.260	–	–	–	–	1.3%
Ba17-11	4	0.0272	0.0176	1.140	1.054	1.077	0.300	–	–	–	–	1.1%
Ba10	4	0.2812	0.3048	1.192	1.044	1.132	0.455	–	–	–	–	1.0%
Cp6	3	0.2013	0.0411	1.255	1.102	1.136	0.126	–	–	–	–	0.5%

Km, average value of magnetic susceptibility; Pj, corrected degree of anisotropy; L, lineation parameter; F, foliation parameter; T, shape parameter. ST., standard deviation D, declination; I, Inclination; LT/RT, ratio of magnetic susceptibility at low temperature and at room temperature; RMS error, average of the tensor fit. Declination, inclination and confidence angles can not be obtained for AIRM measurements because of the low number of specimens measured by site.

Fig. 10. In this sense, AMS method demonstrates that is as a powerful technique for identifying and quantifying petrofabric domains (e.g. S-parallel vs C-parallel or shear-related vs Variscan-inherited mineral lineations) within heterogeneous shear zones.

Magnetic subfabric separation (low temperature –LT-AMS and AIRM methods) has been performed to determine the mineral phases that control the orientation of the RT-AMS ellipsoids. Remarkably, the orientation of the LT-AMS and AIRM axes overlap the RT-AMS ellipsoids in all sites (**Fig. 11a**), independently of the different relationships between LT-AMS and the petrofabric. This outcome indicates that the paramagnetic and ferromagnetic *s.l* phases contribute in the same way to the orientation of the RT-AMS. Nevertheless, the high K_m -LT/ K_m -RT ratios observed and the different Pj and T values obtained at the AIRM measurements, in relation to the ones obtained at AMS measurements, suggest a predominant contribution of the paramagnetic phases over the ferromagnetic phases to the total RT-AMS (Lüneburg et al., 1999; Oliva-Urcia et al., 2009; Pueyo-Anchuela et al., 2012). These

interpretations are supported by the low susceptibility of the samples, which fit within the typical paramagnetic range (Rochette et al., 1992; Martín-Hernández and Hirt, 2003), the high content of paramagnetic minerals (mainly phyllosilicates) revealed by XRD analysis (Table 1), and the dominance of hyperbolic shapes at first stages in thermomagnetic curves (Fig. 6).

Moreover, small amounts of subordinate ferromagnetic minerals, especially when magnetite is present, can introduce strong changes in the corrected degree of anisotropy (Pj), even if they are not influencing the ellipsoid orientation (Borradaile, 1988; Rochette et al., 1992; Martín-Hernández and Hirt, 2003; Debacker et al., 2004). Nevertheless, the lack of correlation between Pj parameter with respect to the bulk susceptibility at sample scale (Fig. 8c) suggest that the presence of subordinate ferromagnetic minerals are not critically influencing the scalar parameters or the magnetic fabric at room temperature for our samples.

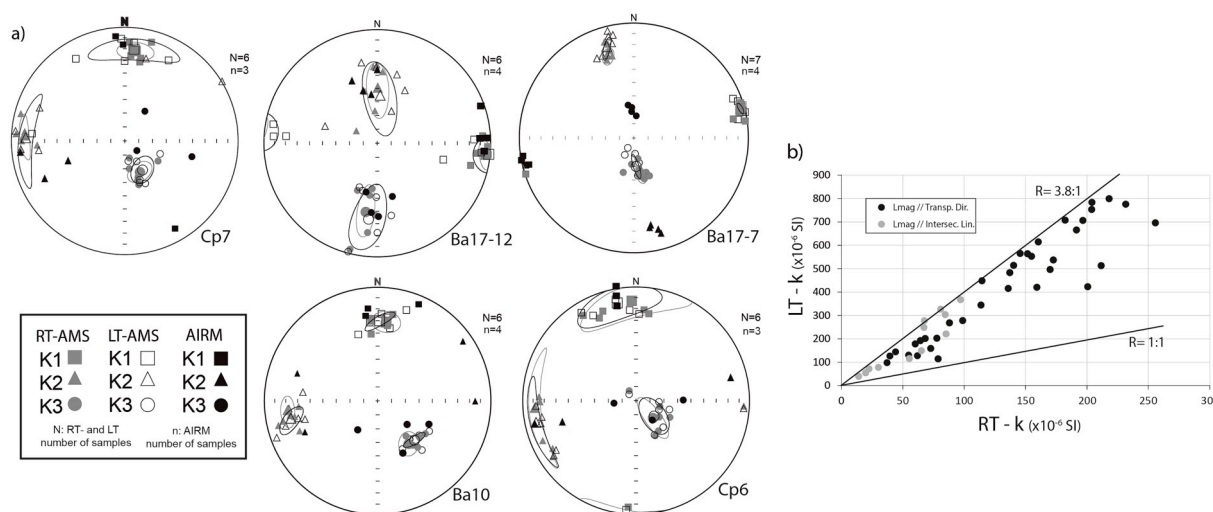


Fig. 11. a) Comparative results of the different methods used for subfabric separation: RT-AMS (white symbols), LT-AMS (grey symbols) and AIRM (black symbols), and their confidence ellipses (only for RT- and LT-AMS). b) Ratio between the magnetic susceptibility at low and room temperature (LT/RT). Lower-hemisphere, equal-area projections.

7.3. On the origin and evolution of foliation

One of the critical points of this structural study is to recognize the imprint of the Alpine shear onto the previous Variscan petro-fabric, or, in other words, to determine how the Variscan petrofabric influences the strain development in this Alpine shear zone. The detailed structural analysis in the field and in thin sections indicates a change in the deformational conditions along the profile B (Fig. 3). Within the first 10 m, brittle-ductile behaviour fits with the presence of well-developed Alpine S-C structures and upwards, the Alpine imprint becomes brittle structures, preserving the S_v Variscan fabric within metric-scale lithons. The dip angle of the S_v planes changes between different lithons, indicating a mechanism of rigid-block rotations within the Alpine shear zone. Furthermore, the bimodal distribution of k_{\max} axes (parallel to the transport direction and parallel to intersection lineations between the Variscan S_v and S_0 planes) along profile B also fits with these two structural zones.

Although the main Variscan S_v fabric is clearly inherited from the protolith, its penetrativeness increases towards the most-strained Alpine shear zone, based on field and microstructural observations (Fig. 3, f, h, j), suggesting that it could have been shear-reactivated, and also rotated, during the Cenozoic deformation. A similar situation is identified in profile A, where the same foliation observed in the Devonian protolith, consisting of dark calcite and phyllosilicate parallel layers, is also present within the Alpine shear zone with better development and stronger parallelism towards the basal thrust plane (Fig. 4f, h, j).

Two questions arise about the usefulness of AMS in this work: i) Is AMS able to provide information (beyond the clear changes in k_{\max} orientation) about strain degree within the ductile sheared zone; and ii) was the Variscan S_v foliation actually reactivated within the shear zone during Alpine deformation? Since values of Pj and T are controlled by the shape anisotropy of phyllosilicates, and not so much by ferromagnetic s.l. minerals, they can be interpreted in terms of the intensity of preferred orientation, following previous works (Housen et al., 1993; Parés and van Der Pluijm, 2002; Debacker et al., 2004, 2009; Haerincx et al., 2013). The novelty of our work resides in the overprinting of two strong tectonics fabrics, rather than the more typical case of a sedimentary fabric (S_0) overprinted tectonically (S_1). For this purpose, only profile B will be analysed because of its homogeneous lithology/rheology and the paramagnetic behaviour, two conditions that profile A does not completely satisfy.

The observed evolution of Pj values and Pj-T relationship vs height along profile B (Fig. 8b, d) suggests the presence of two strong fabrics, both characterized by oblate ellipsoids and values of Pj \approx 1.20–1.30, in the lowermost (0–2 m; Cp7 and Ba17-1 sites) and uppermost (37 m, within the protolith; Ba17-11 site) zones. As previously noted, the geometric relationships between AMS and petrofabrics patterns reveal their Alpine shear or Variscan inherited origin, respectively. Between both ends of the profile (2–23 m), triaxial-oblate ellipsoids and lower Pj values (\approx 1.10) were observed. This intermediate zone is interpreted as the link area between the fabrics developed at the boundaries of the zone.

Within the Alpine ductile zone (0–11 m), the first 2 m (Cp7 and Ba17-1 sites) are characterized by an Alpine C-parallel foliation (Pj \approx 1.20; T \approx 0.8; Fig. 8d), whereas in the 2–11 m interval (Cp8, Ba17-4 sites), the petrofabric is clearly related to Alpine S-C structures (Pj \approx 1.10; T varies from 0.8 to 0; Fig. 8d). The lower Pj and T values in the 2–11 m section are interpreted as a minor strain and preferred orientation in composite S-C fabrics rather than the “single” C-parallel foliation, which is in agreement with microstructural observations.

Upwards, within the Alpine brittle zone (11–23 m), the Variscan S_v textural elements are dominant at micro-scale (Fig. 3f–j), and a progressive increase of Pj and T up to the protolith is noted, indicating weaker preferred orientation of phyllosilicates at the base of this zone (13 m; Ba17-5 site) and a progressive increase towards the upper zone

(Ba17-12, –7, –9 sites). The evolution observed in Fig. 8d shows a certain parallelism with the classical Pj-T evolution with progressive strain in pelitic rocks proposed, among others, in Parés and van der Pluijm (2004). In this model, lower Pj and T values fit with the change from a sedimentary to a tectonic magnetic fabric, where the interaction of the two anisotropy planes that define a composite fabric is stronger. Our results indicate that the lower Pj and T values (Ba17-5 site; Fig. 8d) in the brittle zone (11–23 m) occur where the Variscan S_v fabric seems to be modified and reactivated by the Alpine shear, in function of its higher penetrativeness than in the upper zones of the profile (Fig. 3f–j).

Therefore, the combination of structural and AMS studies lead us to interpret a strain gradient along profile B and most probably the shear-reactivation of the Variscan S_v foliations during the Cenozoic compression. This interpretation is supported by the parallelism between Variscan and Alpine petrofabrics, which could be favoured by rotation of S_v , and also by the presence of N-plunging lineations on the Variscan S_v planes in the brittle zone. In terms of petrofabric, these data indicate that the reactivation of the foliation does not imply stronger preferred orientation of phyllosilicates, reflected in the lower Pj observed in the intermediate zone. In this sense, the Alpine shear is characterized by a strong simple shear component, as the presence of S-C structures or pressure shadows around pyrites indicates, whereas the absence of clear mineral lineations associated with the Variscan foliations indicates dominant pure-simple shear process (flattening) during the Variscan deformation. Therefore, the overprint of subsequent tectonic events by different deformational processes, cannot be considered as a sum of a progressive sequence of infinitesimal strains creating a stronger preferred orientation of the fabric elements. Indeed, our data and analysis indicate a reduction in the preferred orientation (based on a decrease of the Pj value) for the phyllosilicates where two different deformational events or petrofabrics interacted in the same rock volume.

7.4. Implications for Pyrenean tectonics

An overall southwards transport direction has been classically assumed for the South Pyrenean zone, even in the absence of kinematic indicators for most of the thrust sheets, either from the Axial Zone (basement thrust sheets) or the South Pyrenean Zone (cover thrust sheets, Muñoz, 1992 and references therein). Consequently, our direct measurements of kinematic indicators in the GT provide valuable inputs for interpreting the Pyrenean orogeny and its evolution through time (e.g. Rosenbaum et al., 2002), particularly when this kind of indicators is not available in other thrust zones. One of our main results is the relatively simple kinematics preserved in the GT based on: i) the constancy in the transport direction, both along and across the sheared zone, from different indicators, including petrofabrics and AMS; and ii) the concentration of its displacement in a relatively narrow band (up to tens of meters thick). Also, the low obliquity of the transport direction with respect to the overall mapped trace of the GT is remarkable, which is inferred from the E-W attitude of Mesozoic beds undetached from the basement in its main hangingwall anticline (Parish, 1984; Martínez-Peña and Casas-Sainz, 2003; Casas and Pardo, 2004).

The N185E-N200E top-to-the-south transport direction can be interpreted as the result of frontal thrusting during the period of activity of the GT (Mid-Eocene according to Muñoz et al., 2013; Late Eocene-Oligocene following Teixell, 1998; Latest Eocene from absolute dating of illite for its youngest movements, according to Rahl et al., 2011). This interpretation is corroborated by the perpendicularity of the transport direction to the regional Pyrenean cleavage (and to its associated intersection lineation), developed in Cretaceous to Lower Eocene rocks of the Southern Pyrenean Zone (Schellart, 2002; Casas et al., 2003; Izquierdo-Llavall et al., 2015). As stated before, Variscan foliations were locally re-activated during the Cenozoic compression, thus contributing to the overall shortening of the Axial Zone (Mirouse and Barrère, 1993), considering the parallelism between Variscan and Alpine structures in some areas (Cochelin et al., 2017).

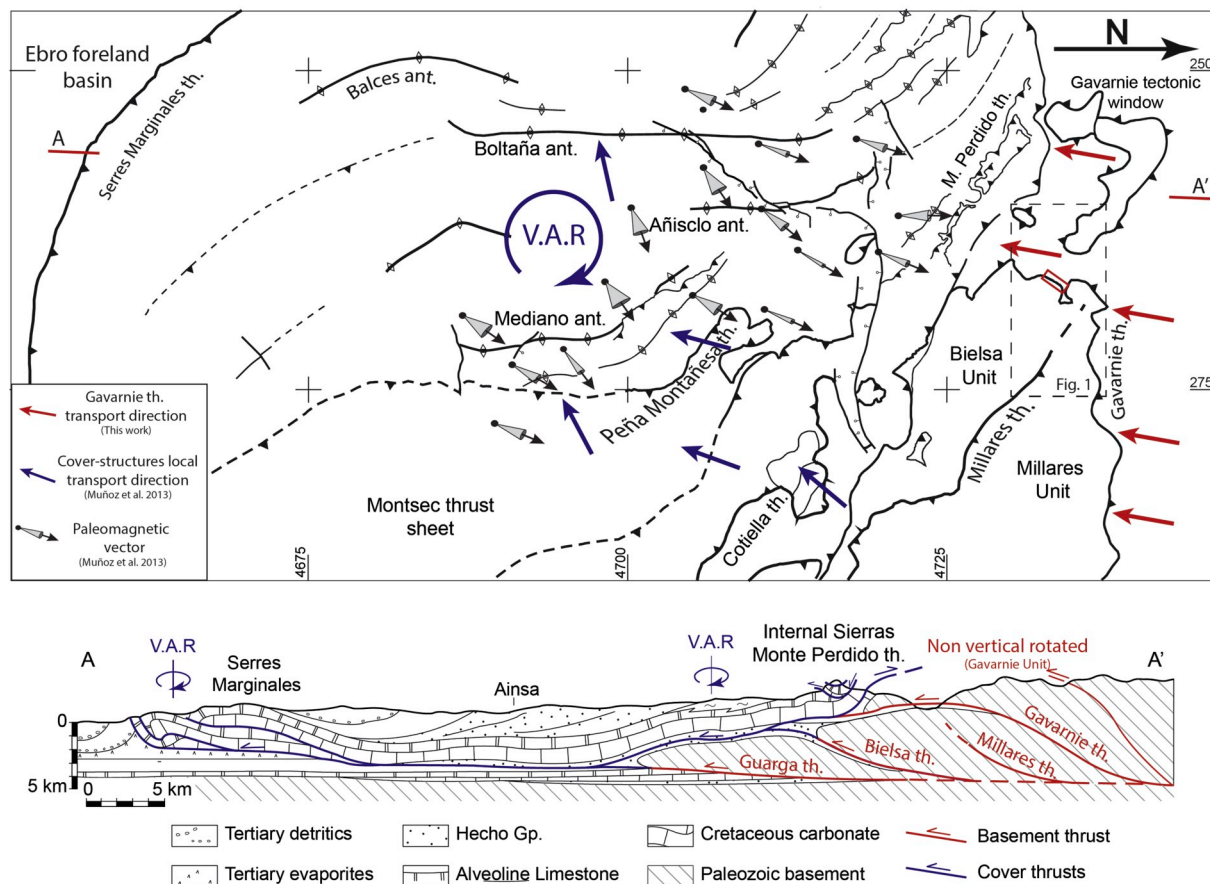


Fig. 12. a) Tectonic sketch of the southern zone of the Pyrenees, showing the main structures, the inferred local transport direction (blue arrows) and vertical axis rotation identified in Muñoz et al. (2013) in the Mesozoic cover, and the transport direction obtained in this work for the Gavarnie Unit (red arrows). b) Geological cross section of the southern zone of the Pyrenees. Red color: basement detachment levels. Blue color: the Mesozoic cover detachment levels. V.A.R.: Vertical axis rotation; th.: Thrust; ant.: anticline. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

The Gavarnie thrust, located in the Paleozoic basement, must be genetically related to the shortening structures developed contemporarily in the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover overlying the Triassic detachment level (Fig. 12). Some of these structures, namely the Boltaña and Mediano anticlines (Fig. 12), are strongly oblique to the mean Pyrenean trend being at an angle of only 20°–30° (Muñoz et al., 2013) with the transport direction obtained for the GT. This is also consistent with the strong vertical-axis rotations observed from paleomagnetic analysis in these N-S folds (Boltaña and Mediano anticlines, Mochales, 2011; Mochales et al., 2016; Muñoz et al., 2013 and references therein). The evolution of N-S folds would then be inferred to result from cover kinematics only, and a complete decoupling between basement and cover must exist.

Our data related to the structures in the shear zone of the GT support an interpretation where non-rotational kinematics occurred for both of the Gavarnie unit and the underlying basement thrust sheets (from bottom to top, Guarga, Bielsa and Millares units; Martínez-Peña and Casas-Sainz, 2003; Casas et al., 2003). In fact, basement-related clockwise rotation of the basement thrusts (including the GT) would be reflected in a clockwise rotation of the transport direction according to a piggyback basement thrust sequence (see Izquierdo-Llavall et al., 2018, where a moderate clockwise rotation of basement thrust sheets is proposed). Changes in the direction of kinematic indicators (namely AMS related to folding) have been also obtained in other areas of the South-Pyrenean Zone (Pueyo-Anchuela et al., 2012; see also Oliva-Urcia et al., 2009; Pocióvi Juan et al., 2014). An alternative explanation for the constancy and consistency in the transport direction obtained for the GT is that different, opposite rotations (counter-clockwise and

clockwise rotations) of different thrust sheets underlying the GT could sum up to finally obtain the SSW transport direction (this is suggested, for example, in Izquierdo-Llavall et al., 2015). The diachronous evolution of these different sheets would contribute to a final finite transport direction that averages the previous movements. Further paleomagnetic work would be needed to confirm this hypothesis.

8. Conclusions

In this work, we combine structural, mineralogical and magnetic data to characterize the kinematics and structure of one of the most important Alpine structures in the Axial Zone, Pyrenees: the Gavarnie Thrust. The detailed, integrated study provides some clues about the heterogeneous strain distribution registered in the shear zone and factors involved: i) a strain gradient with greater deformation towards the thrust plane; ii) the detachment migration towards the Devonian formations; iii) the different rheology of the involved lithologies; and iv) the inherited (and most probably reactivated) Variscan fabrics. In spite of this heterogeneous deformation, strain markers indicate a constant, top-to-the-SSW (average of N010E) transport direction for the Gavarnie Thrust.

This work shows the utility of AMS for studying complex heterogeneous shear zones through changes associated with strain in the magnetic ellipsoid orientation and magnitude of the scalar parameters. Magnetic lineation (k_{max}) orientations parallel to the transport direction are directly related to Alpine ductile deformational structures (mainly S-C structures and C-parallel mylonitic foliations), whereas k_{max} parallel to the intersection lineation are inherited from the protolith

(intersection between bedding and Variscan foliation) and undisturbed by Alpine brittle structures. Furthermore, variations in the magnitude of scalar parameters P_j and T are interpreted in relation with variations in the Alpine strain across the shear zone: larger values of P_j and T are present where Alpine deformation are qualitatively greater. Smaller values coincide with zones where Alpine deformation reorients and most probably shear-deformation reactivates coaxial, inherited Variscan foliations.

Finally, the SSW transport direction inferred from structural analysis and k_{\max} orientations are parallel to the Alpine regional shortening direction, suggesting that the Gavarnie Unit did not rotate during Alpine compression. Furthermore, the transport direction of the Gavarnie Thrust contrasts with the strong obliquity of the genetically-related structures developed in the southern fold-and-thrust foreland belt (e.g. Mediano or Boltaña anticlines). Our results suggest that a strong decoupling between the Internal (Axial Zone) and External (South Pyrenean Zone) areas occurred, and was favoured by the presence of Triassic, evaporitic, detachment levels in the External areas.

Acknowledgements

The authors acknowledge the careful and constructive revisions from Manish A. Mamtani and an anonymous reviewer, who helped to strongly improve a former version of the manuscript. The authors thank Elisabetta Mariani for her help in the SEM study. Cristina García-Lasanta, Pablo Calvín and Juanjo Villalain are acknowledged for their support in rock magnetism procedures and AIRM measurement. Pablo Santolaria, Bennacer Moussaid and TrekkingMule Company helped in field campaigns. Sveva Corrado is acknowledged for the use of the ALBA academic lab. Authors are grateful to the Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI (Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros and Servicio de Líquidos Criogénicos) of the University of Zaragoza. Financial support was granted by research project CGL2013-42670-P and BES-2014-070167 of the MINECO (Ministerio de Economía y Competitividad of Spain).

References

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2013. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge Univ. Press, pp. 289.
- Aranguren, A., Tubía, J.M., Bouchez, J.L., Vigneresse, J.L., 1996. The Guitiriz granite, Variscan belt of northern Spain: extension-controlled emplacement of magma during tectonic escape. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 165–176.
- Aubourg, C., Hebert, R., Jolivet, L., Cartayrade, G., 2000. The magnetic fabric of meta-sediments in a detachment shear zone: the example of Tinos Island (Greece). *Tectonophysics* 321, 219–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00049-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00049-4).
- Biedermann, A.R., Bender Koch, C., Lorenz, W.E.A., Hirt, A.M., 2014. Low-temperature magnetic anisotropy in micas and chlorite. *Tectonophysics* 629, 63–74. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.015>.
- Bilardello, D., Jackson, M.J., 2014. A comparative study of magnetic anisotropy measurement techniques in relation to rock-magnetic properties. *Tectonophysics* 629, 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.026>.
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic-susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1–20. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90279-x](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90279-x).
- Borradaile, G.J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic-susceptibility (Ams). *Pure Appl. Geophys.* 135, 15–29. <https://doi.org/10.1007/bf00877006>.
- Borradaile, G.J., Alford, C., 1988. Experimental shear zones and magnetic fabrics. *J. Struct. Geol.* 10 (8), 895–904.
- Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77, 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7).
- Boyer, S.E., Elliott, D., 1982. Thrust systems. *A.A.M. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 66, 1196–1230. <https://doi.org/10.1306/03B5A77D-16D1-11D7-8645000102C1865D>.
- Butler, R.W.H., 1987. Thrust sequences. *J. Geol. Soc.* 144, 619–634. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0619>.
- Carreras, J., Druguet, E., Griera, A., 2005. Shear zone-related folds. *J. Struct. Geol.* 27, 1229–1251. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.08.004>.
- Casas, A.M., Pardo, G., 2004. Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca–Oloron. In: Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocovi, A., Sancho, C., Soria, A.R. (Eds.), *Itinerarios geológicos por Aragón*. Geo Guías, vol. 1. Sociedad Geológica de España, 84-930160-2-0, pp. 63–96.
- Casas, A.M., Oliva, B., Román-Berdiel, T., Pueyo, E., 2003. Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodin. Acta* 16, 99–117. <https://doi.org/10.1016/j.geoact.2003.09.001>.
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalain, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros–Demanda thrust (North Spain). *Int. J. Earth Sci. Springer Berlin Heidelberg*. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1349-5>.
- Chadima, M., Hroudá, F., 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.
- Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.
- Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., De Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S., 2017. Structural inheritance in the central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the axial zone. *J. Geol. Soc.* 16p.
- de Bresser, J.H.P., 1989. Calcite c-axis textures along the Gavarnie thrust zone, central Pyrenees. *Geol. Mijnbouw* 68, 367–376.
- Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 238, 77–107. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.238.01.08>.
- Debacker, T.N., Hirt, A.M., Sintubin, M., Robion, P., 2009. Differences between magnetic and mineral fabrics in low-grade, cleaved siliciclastic pelites: a case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium). *Tectonophysics* 466, 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.039>.
- Den Hartog, S.A.M., Spiers, C.J., 2013. Influence of subduction zone conditions and gouge composition on frictional slip stability of megathrust faults. *Tectonophysics* 600, 75–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.006>.
- Den Hartog, S.A.M., Niemeijer, A.R., Spiers, C.J., 2013. Friction on subduction megathrust faults: beyond the illite-muscovite transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 373, 8–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.036>.
- Elliott, D., 1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. Math. Phys. Eng. Sci.* 283, 289–312. <https://doi.org/10.1098/rsta.1976.0086>.
- Ferré, E.C., Martín-Hernández, F., Teyssier, C., Jackson, M., 2004. Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications. *Geophys. J. Int.* 157, 1119–1129. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02294.x>.
- Ferré, E.C., Gébelin, A., Till, J.L., Sassi, C., Burmeister, K.C., 2014. Deformation and magnetic fabrics in ductile shear zones: a review. *Tectonophysics* 629, 179–188. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.008>.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Hirt, A.M., 2014. Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *J. Struct. Geol.* 66, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.013>.
- García-Sansegundo, J., 1996. Hercynian structure of the axial zone of the Pyrenees: the aran valley cross-section (Spain-France). *J. Struct. Geol.* 18, 1315–1325. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00050-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00050-8).
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J.L., Clariana, P., 2011. Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 349, 169–184. <https://doi.org/10.1144/SP349.9>.
- Giorgetti, C., Carpenter, B.M., Colletti, C., 2015. Frictional behavior of talc-calcite mixtures. *J. Geophys. Res. B B Solid Earth* 120, 6614–6633. <https://doi.org/10.1002/2015JB011970>.
- Girdler, R.W., 1961. The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility in rocks. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 5, 34–44.
- Grant, N.T., 1989. *Deformation and Fluid Processes in Thrust Sheets from the Central Pyrenees*. Unpublished Ph.D. thesis. University of Leeds.
- Grant, N.T., 1990. Episodic discrete and distributed deformation: consequences and controls in a thrust culmination from the central Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 12, 835–850. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90058-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90058-7).
- Haerincx, T., Adriaens, R., Debacker, T.N., Hirt, A.M., Sintubin, M., 2013. Paramagnetic metamorphic mineral assemblages controlling AMS in low-grade deformed metasediments and the implications with respect to the use of AMS as a strain marker. *J. Geol. Soc.* 170, 263–280. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-062>.
- Haerincx, T., Wenk, H.R., Debacker, T.N., Sintubin, M., 2015. Preferred mineral orientation of a chloritoid-bearing slate in relation to its magnetic fabric. *J. Struct. Geol.* 71, 125–135. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.013>.
- Holl, J.E., Anastasio, D.J., 1995. Cleavage development within a foreland fold and thrust belt, southern Pyrenees, Spain. *J. Struct. Geol.* 17, 357–369. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00062-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00062-5).
- Housen, B.A., Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models and implications for the quantification of rock fabrics. *Tectonophysics* 220, 1–12. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90219-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90219-A).
- Hroudá, F., 1987. Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. *Tectonophysics* 142, 323–327. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90131-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90131-4).
- Hroudá, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Planet. In.* 77, 237–249. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90101-E](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90101-E).
- Hroudá, F., 2004. Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic rocks. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 238, 49–59. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.05>.
- Hroudá, F., Jelinek, V., Zapletal, K., 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.* 129, 715–719.
- Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W., Dietrich, D., 1989. Inverse fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1383–1386.
- Issachar, R., Levi, T., Lyakhovskiy, V., Marco, S., Weinberger, R., 2016. Improving the

- method of low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS) measurements in air. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2940–2950. <https://doi.org/10.1002/2016GC006339>. Received.
- Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Cantarelli, V., Corrado, S., Gil-Peña, I., Invernizzi, C., Casas, A.M., 2013. On the origin of cleavage in the Central Pyrenees: structural and paleo-thermal study. *Tectonophysics* 608, 303–318. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.09.027>.
- Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A., Oliva-Urcia, B., Scholger, R., 2014. Paleomagnetism and magnetic fabrics of the Late Palaeozoic volcanism in the Castejón-Laspaules basin (Central Pyrenees). Implications for palaeoflow directions and basin configuration. *Geol. Mag.* 151, 777–797. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000769>.
- Izquierdo-Llavall, E., Casas Sainz, A., Oliva-Urcia, B., Burmester, R., Pueyo, E.L., Housen, B., 2015. Multi-episodic remagnetization related to deformation in the Pyrenean internal Sierras. *Geophys. J. Int.* 201, 891–914. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv042>.
- Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Villalín, J.J., Pueyo, E., Scholger, R., 2018. Rotational kinematics of basement antiformal stacks: paleomagnetic study of the western Noguera Zone (western Pyrenees). *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2018TC005153>.
- Jackson, M., Tauxe, L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric. *Rev. Geophys.* 29, 371–376.
- Jelinek, V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofiz. Brno* 87.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measures on groups of specimens. *Stud. geophysica et geodetica* 22, 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–67.
- Joseph, J., Lucas, C., 1972. Deformation Hercyniennes et Pyrenees dans la nappe de Gavarnie. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 276, 3107–3110.
- Jover, O., Rochette, P., Lorand, J.P., Maeder, M., Bouchez, J.L., 1989. Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central: origin of their low-field susceptibility. *Phys. Earth Planet. In.* 55, 79–92. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(89\)90235-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(89)90235-5).
- Lacroix, B., Buatier, M., Labaume, P., Travé, A., Dubois, M., Charpentier, D., Ventalon, S., Convert-Gaubier, D., 2011. Microtectonic and geochemical characterization of thrusting in a foreland basin: example of the South-Pyrenean orogenic wedge (Spain). *J. Struct. Geol.* 33, 1359–1377. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.06.006>.
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.* 6, 617–638.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17 (2), 159–162.
- Lu, Z., He, C., 2014. Frictional behavior of simulated biotite fault gouge under hydro-thermal conditions. *Tectonophysics* 622, 62–80. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.002>.
- Lüneburg, C.M., Lampert, S. a., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics* 307, 51–74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00118-3).
- Marcén, M., Román-Berdiel, T., Marianni, E., 2017. Registro de la deformación a escala microestructural en el cabalgamiento de Gavarnie (Zona Axial Pirenaica). *Geogaceta* 61, 99–102.
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics* 367, 13–28. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00127-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00127-6).
- Martínez-Peña, M.B., Casas-Sainz, A.M., 2003. Cretaceous-tertiary tectonic inversion of the Cotiella basin (southern Pyrenees, Spain). *Int. J. Earth Sci.* 92, 99–113.
- McCaig, A.M., Wayne, D.M., Marshall, J.D., Banks, D., Henderson, I., 1995. Isotopic and fluid inclusion studies of fluid movement along the Gavarnie Thrust, central Pyrenees; reaction fronts in carbonate mylonites. *Am. J. Sci.* 295 (3), 309–343.
- McCaig, A.M., Tritilla, J., Banks, D.A., 2000. Fluid flow patterns during Pyrenean thrusting. *J. Geochim. Explor.* 69 (70), 539–543. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(00\)00060-1](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00060-1).
- Mertanen, S., Karell, F., 2012. Palaeomagnetic and AMS studies on Satulinmäki and Kojjärvi fault and shear zones. In: *Special Paper of the Geological Survey of Finland* 2012, pp. 195–226.
- Metcalfe, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta pluton in the central Pyrenean axial zone. *Earth Planet Sci. Lett.* 287, 488–503. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.036>.
- Mirouse, R., Barrère, P., 1993. Carte géologique de la France a 1/50000. *Vielle-Aure (1083)*. BRGM. Service Géologique National.
- Mochales, T., 2011. Chronostratigraphy, Vertical Axis Rotations and Ams in the Boltaña Anticline (Southern Pyrenees): Kinematic Implications (PhD). Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Barnolas, A., 2016. Restoring paleomagnetic data in complex superposed folding settings: the Boltaña anticline (Southern Pyrenees). *Tectonophysics* 671, 281–298. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.008>.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 235–246. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_21.
- Muñoz, J.A., Martínez, A., Verges, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 8, 399–405. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90058-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90058-1).
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J., Poblet, J., 2013. The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics* 32, 1142–1175. <https://doi.org/10.1002/tect.20070>.
- Oliva-Urcia, B., Larrasoña, J.C., Pueyo, E.L., Gil, a., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, a. M., Pueyo, O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.* 31, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.11.002>.
- Oliva-Urcia, B., Rahl, J.M., Schleicher, A.M., Parés, J.M., 2010. Correlation between the anisotropy of the magnetic susceptibility, strain and X-ray Texture Goniometry in phyllites from Crete, Greece. *Tectonophysics* 486, 120–131.
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Ramón, M.J., Leiss, B., Mariani, E., Román-Berdiel, T., 2012a. On the reliability of AMS in ilmenite-type granites: an insight from the Marimanha pluton, central Pyrenees. *Geophys. J. Int.* 189, 187–203. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05355.x>.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Larrasoña, J.C., Casas, A.M., Román-Berdiel, T., van der Voo, R., Scholger, R., 2012b. New and revisited paleomagnetic data from Permian-Triassic red beds: two kinematic domains in the west-central Pyrenees. *Tectonophysics* 522–523, 158–175. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.023>.
- Ono, T., Hosomi, Y., Arai, H., Takagi, H., 2010. Comparison of petrofabrics with composite magnetic fabrics of S-C mylonite in paramagnetic granite. *J. Struct. Geol.* 32, 2–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.009>.
- Parés, J.M., Van Der Pluijm, B.A., 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics* 350, 283–298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1).
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2004. Correlating magnetic fabrics with finite strain: comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens. *Geol. Acta* 2, 213–220.
- Parish, M., 1984. A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology. *J. Struct. Geol.* 6, 247–255. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90049-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90049-X).
- Pocoví Juan, A., Anchueta, Pueyo, Pueyo, E.L., Casas-Sainz, A.M., Román Berdiel, M.T., Gil Imaz, A., Ramajo Cordero, J., Mochales, T., García Lasanta, C., Izquierdo-Llavall, E., Parés, J.M., Sánchez, E., Soto Marín, R., Oliván, C., Rodríguez Pintó, A., Oliva-Urcia, B., Villalín, J.J., 2014. Magnetic fabrics in the western central-Pyrenees: an overview. *Tectonophysics* 629, 303–318. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.027>.
- Potter, D.K., 2004. A comparison of anisotropy of magnetic remanence methods – a user's guide for application to paleomagnetism and magnetic fabric studies. In: *Martín-Hernández, F., Lünenburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), Magnetic Fabrics*, vol. 238. Geological Society of London Special Publication, pp. 21–35.
- Pueyo-Anchueta, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., 2012. Factors affecting the record of strain fabrics at the anisotropy of magnetic susceptibility: west-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain). *Tectonophysics* 554–557, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.028>.
- Rahl, J.M., Haines, S.H., van der Pluijm, B.A., 2011. Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth Planet Sci. Lett.* 307, 180–190.
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7, 786–813. <https://doi.org/10.1139/e70-078>.
- Rathore, J.S., Courriou, G., Choukroune, P., 1983. Study of ductile shear zones (Galicia, Spain) using texture goniometry and magnetic fabric methods. *Tectonophysics* 98 (1–2), 87–109. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90212-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90212-3).
- Ritcher, C., van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Phys. Earth Planet. In.* 82, 113–123.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock Magnetism and the Interpretation of Magnetic Susceptibility of. pp. 209–226.
- Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Rillo, C., 2004. The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *J. Struct. Geol.* 26, 659–677. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.09.001>.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0).
- Ruf, A.S., Naruk, J., Butler, F., Calderone, G.J., 1988. Strain and magnetic fabric in the Santa Catalina and Pinaleno Mountains metamorphic core complex mylonite zones, Arizona. *Tectonics* 7, 235–248.
- Schellart, W.P., 2002. Alpine deformation at the western termination of the axial zone, Southern Pyrenees. *J. Virtual Explor.* 8. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00055>.
- Schultz-Krutsch, T., Heller, F., 1985. Measurement of magnetic susceptibility anisotropy in Buntsandstein deposits from southern Germany. *J. Geophys.* 56, 51–58.
- Séguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes de séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Thèse Doct. Publ. USTELA, Série Géologique, Montpellier*, pp. 155.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.* 133, 191–213. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>.
- Sidman, D., Ferré, E.C., Teysier, C., Jackson, M., 2005. Magnetic fabric and micro-structure of a mylonite: example from the Bitterroot shear zone, western Montana. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 245, 143–163. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.07>.
- Smeraglia, L., Aldega, L., Billi, A., Carminati, E., Doglioni, C., 2016. Phyllosilicate injection along extensional carbonate-hosted faults and implications for co-seismic slip propagation: case studies from the central Apennines, Italy. *J. Struct. Geol.* 93, 29–50. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.10.003>.
- Solum, J.G., van der Pluijm, B. a., 2009. Quantification of fabrics in clay gouge from the

- Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior. *Tectonophysics* 475, 554–562. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>.
- Soula, J.C., Debat, P., Deramond, J., Pouget, P., 1986. The geological evolution of the Pyrenees a dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics* 129, 29–51. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90244-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90244-1).
- Stephenson, A., Sadikun, S., Potter, D.K., 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic-susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 84, 185–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04351.x>.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395–406. <https://doi.org/10.1029/98TC00561>.
- Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., Blanquat, de St.M., Habert, G., Morgan, S., 2005. Fabric studies within the Cascade lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400, 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.003>.
- Tomezzoli, R.N., MacDonald, W.D., Tickyj, H., 2003. Composite magnetic fabrics and S-C structure in granitic gneiss of Cerro de los Viejos, La Pampa province, Argentina. *J. Struct. Geol.* 25, 159–169. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00030-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00030-5).
- Verberne, B.A., Niemeijer, A.R., De Bresser, J.H.P., Spiers, C.J., 2015. Mechanical behavior and microstructure of simulated calcite fault gouge sheared at 20–600°C: implications for natural faults in limestones. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 8169–8196. <https://doi.org/10.1002/2015JB012292>.
- Williams, G.D., Fischer, M.W., 1984. A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics* 3, 773–780. <https://doi.org/10.1029/TC003i007p00773>.
- Zhang, L., He, C., 2016. Frictional properties of phyllosilicate-rich mylonite and conditions for the brittle-ductile transition. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 3017–3047. <https://doi.org/10.1002/2015JB012489>.
- Zhou, Y., Zhou, P., Min, S., Bin, X., Jiang, J., 2002. Magnetic fabric study across the Ailao Shan – red River shear zone. *Geology* 346, 137–150. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00269-4).

6. Estudio de fallas transpresivas: Fallas del Vallès-Penedès y Río Grío

6.1 Unraveling Multiple Thermotectonic Events Accommodated by Crustal-Scale Faults in Northern Iberia, Spain: Insights From K-Ar Dating of Clay Gouges. ...	137
6.2 Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès-Penedès Fault revisited	161
6.3 Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica / <i>Geometry and kinematics of the Río Grío fault zone: Evidence of Alpine transpression in the Iberian Chain.</i>	181

Las zonas de falla suponen áreas de debilidad en la corteza, en tanto en cuanto las rocas de falla presentan valores de resistencia a la cizalla varios órdenes de magnitud por debajo de las rocas circundantes con menor deformación. Por este motivo, y una vez generadas, estas estructuras pueden ser reactivadas bajo diferentes regímenes tectónicos a lo largo del tiempo geológico, controlando la evolución estructural y tectónica de cuencas y orógenos (e.g. Holdsworth et al., 1997). De los cinco casos naturales estudiados en esta tesis doctoral, las fallas del Vallès-Penedès y de Rio Grío se corresponden con estructuras longevas, múltiplemente reactivadas, y que ejercen un importante control tectónico en las cadenas en las que se ubican, concretamente en las cadenas Costero Catalanas e Ibérica, respectivamente. No obstante, la deformación en la zona de falla de estructuras de este tipo suele registrar de forma mayoritaria un único evento de deformación, asociado por lo general al último episodio de actividad de la falla que oblitera deformaciones previas. El estudio realizado en ambas estructuras se fundamenta en el estudio cinemático de la deformación a través del análisis estructural y de fábricas magnéticas. Por otra parte, la realización de dataciones absolutas mediante K-Ar en la roca de falla nos permite determinar diferentes eventos tectónicos no preservados en la roca deformada. Pese a ubicarse en cadenas distintas, ambas estructuras presentan características muy similares. Son fallas verticales originadas durante la fracturación tardi-varisca, reactivadas durante la orogenia Alpina como estructuras transpresivas, y que han funcionado en contextos extensionales (posiblemente en transtensión) y controlando tectónicamente el desarrollo de cuencas sedimentarias en etapas más recientes o intermedias.

La roca de falla del Vallès-Penedès se caracteriza por una foliación pervasiva y por bandas de cizalla en diferentes orientaciones, muchas veces solapadas en la misma roca y de cinemáticas muy variables: desde cizallas direccionales (mayoritariamente sinistras, pero también dexas) e inversas, asociadas a la compresión Alpina, a cizallas normales, asociadas al último periodo de actividad de la falla durante el Neógeno. El estudio de fábricas magnéticas en la falla del Vallès-Penedès tiene su principal objetivo en la caracterización cinemática de la estructura, teniendo en cuenta su evolución tectónica y complejidad estructural. La coexistencia de estructuras con diversas cinemáticas superpuestas entraña una notable dificultad a la hora de interpretar la orientación de las fábricas magnéticas, por lo que se recurre a un muestreo denso, tanto en el número de estaciones como en el de especímenes por estación, para obtener datos robustos que permitan identificar los diferentes movimientos registrados en la roca. Tres afloramientos diferentes han sido estudiados, dos de ellos en la zona de mayor espesor de rocas de falla, y un tercero en una estructura cabalgante accesoria a la banda de falla principal.

La falla de Rio Grío es una de las principales fallas que configuran la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica. Al igual que la falla del Vallès-Penedès, su actividad se prolonga desde etapas tardi-variscas y, si bien no se observan grandes evidencias de actividad extensional reciente, sí es una estructura reactivada durante la compresión Alpina. Asociada a esta última, la falla funciona en régimen transpresivo dextro, desarrollándose una zona de falla con arquitectura típicamente en flor positiva fuertemente influenciada por procesos de partición de la deformación. En este sentido, el estudio se centra fundamentalmente en el afloramiento de Los Abuelos, en donde la zona deformada queda expuesta de forma espectacular, permitiendo analizar en detalle la deformación y los repartos del desplazamiento y sus influencias en la fábrica magnética.

Tectonics

RESEARCH ARTICLE

10.1029/2019TC005585

Key Points:

- Illite polytype determinations allowed discriminating between authigenic/synkinematic and detrital illite crystals
- K-Ar ages of synkinematic illite indicate multiple reactivation for the Río Grío and Vallès-Penedès Faults during the Mesozoic and Paleogene
- Key stages of thermotectonic evolution of the Iberian Plate can be explained within the frame of K-Ar illite ages

Correspondence to:

L. Aldega,
luca.aldega@uniroma1.it

Citation:

Aldega, L., Viola, G., Casas-Sainz, A., Marcén, M., Román-Berdiel, T., & van der Lelij, R. (2019). Unraveling multiple thermotectonic events accommodated by crustal-scale faults in northern Iberia, Spain: Insights from K-Ar dating of clay gouges. *Tectonics*, 38. <https://doi.org/10.1029/2019TC005585>

Received 19 MAR 2019

Accepted 31 AUG 2019

Accepted article online 6 SEP 2019

Unraveling Multiple Thermotectonic Events Accommodated by Crustal-Scale Faults in Northern Iberia, Spain: Insights From K-Ar Dating of Clay Gouges

L. Aldega¹ , G. Viola² , A. Casas-Sainz³ , M. Marcén³, T. Román-Berdiel³ , and R. van der Lelij⁴

¹Dipartimento di Scienze della Terra, Sapienza Università di Roma, Roma, Italy, ²Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali – BiGeA, Università degli Studi di Bologna, Bologna, Italy, ³Geotransfer (IUCA), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, Spain, ⁴Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway

Abstract Large-scale faults in the continental crust are significant features that control the evolution of sedimentary basins and intraplate mountain chains. Deciphering their evolution is a significant task because faults slip and reactivate in a variety of geological settings. In this work, clay gouges of two major orogen-scale, long-lived faults in northern Iberia, the Río Grío and Vallès-Penedès Faults, were investigated by X-ray diffraction and K-Ar isotopic analysis. Illite polytype determinations of 44 subfractions (from <0.1 to 10 μm) allowed us to discriminate between authigenic/synkinematic illite crystals formed during faulting and detrital illite crystals inherited from the host rock. K-Ar dating provided a detailed set of ages corresponding to key stages of the thermotectonic evolution of the Iberian Plate: (a) the Permian to Late Triassic extensional/transensional activity associated to the emplacement of Late Variscan magmatic bodies and hydrothermal mineralizations, (b) the opening of the Central Atlantic Rift during Late Triassic-Early Jurassic times, (c) the Late Jurassic-Early Cretaceous rifting that led to the development of Mesozoic extensional/transensional basins in northern Iberia, (d) the final stage of the anticlockwise rotation of the Iberian Plate with respect to Eurasia and the accommodation of the first Pyrenean compressional pulses in Campanian time, and (e) the positive inversion of Mesozoic extensional basins due to far-field stresses associated with the Alpine orogeny during the Paleogene. The results highlight that thermotectonic conditions characterized by high-geothermal gradients strongly favor fault movement and neof ormation of clay minerals in fault gouges, regardless of the prevailing tectonic regime.

1. Introduction

Fault zones are natural archives of crustal tectonic histories and of the prevailing physical and chemical conditions at the time of brittle deformation (Viola et al., 2016). This is because, once formed, faults may be extremely sensitive to variations of the stress field and environmental conditions and are prone to slip and reactivate in a variety of geological settings even in regions affected by weak far-field stresses. In addition, multiple reactivated faults do not necessarily conform to theoretical length-displacement relationships (Schultz et al., 2006). Multiple reactivations and long slip histories may lead to extremely complex fault architectures, the unraveling of which remains challenging in the absence of solid time constraints. Hence, the study of fault zones by K-Ar isotopic dating of authigenic/synkinematic illite coupled with X-ray diffraction of clay gouges may offer a unique possibility to decipher protracted brittle deformation, the details of which could otherwise remain hidden in the rock record.

One major tectonic system formed by long-lived orogen-scale faults is the so-called “Late Variscan fracturing system” of the Iberian Plate, inherited from the Carboniferous Variscan orogeny. The Late Variscan structural configuration conditioned the architecture of Mesozoic and Cenozoic basins and evolution of the plate during both periods (Arthaud & Matte, 1977; Alvaro et al., 1979; Ziegler, 1982; Kronberg, 1991; Gomes et al., 2007; Figure 1a). This makes the Iberian Plate an interesting area where to test techniques aimed at studying crustal-to-lithospheric-scale faults.

The details of the complex kinematic history of many large faults of the Iberian Plate during the Mesozoic remain still poorly understood because, once formed, faults have been overprinted by either Mesozoic

©2019. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

ALDEGA ET AL.

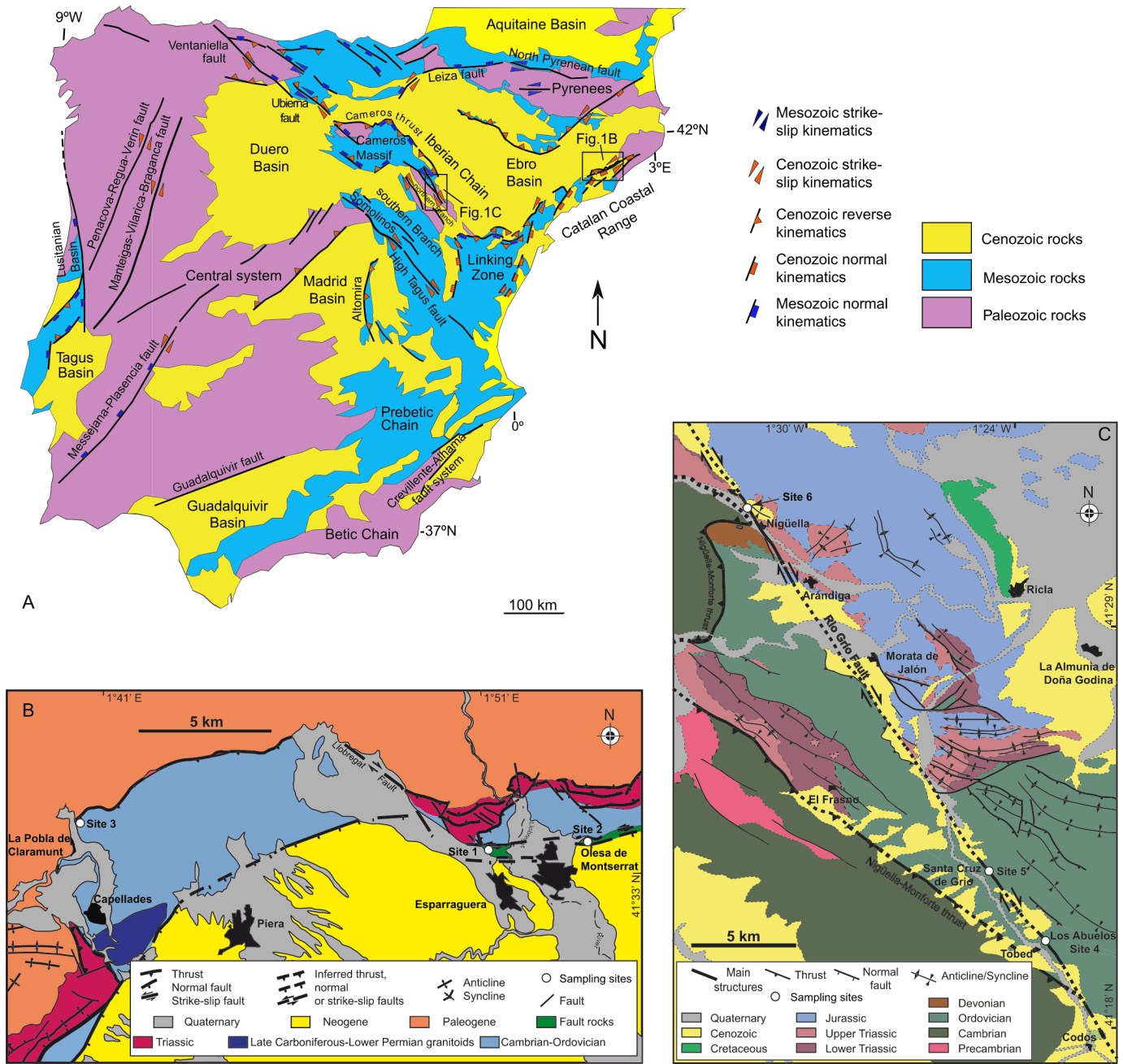


Figure 1. (a) Crustal- and lithospheric-scale faults in the Iberian Peninsula (most of them having a Late Variscan origin). Boxes indicate the studied faults. (b) Geological sketch map of the central segment of the Vallès-Penedès Fault with sampling sites (after Marcén et al., 2018, modified). (c) Geological sketch map of the Río Grio Fault with sampling sites.

extensional tectonics or positive inversion during the Cenozoic (Eocene to Miocene, depending on their location within the Iberian Plate, e.g., Casas Sainz, 1993; Cortés et al., 1999; Salas et al., 2001; De Vicente et al., 2009). Further complexity was added by the negative inversion during the Oligocene and Miocene linked to the evolution of the eastern margin of Iberia and the opening of the València Trough (Fontboté et al., 1990; Vegas, 1992).

Faults of the “Late Variscan fracturing system,” characterized by a dominant strike-slip component, formed by switching of the σ_2 and σ_3 principal stress axes with variable contributions of escape tectonics after the

main stage of crustal thickening (Picha, 2002; Tapponnier et al., 1986; Tapponnier & Molnar, 1976). Locally, normal faults formed as a result of extensional collapse (and switching between σ_2 and σ_1 stress axes) of some sectors of the Variscan orogen (see, e.g., Malavieille, 1993; Doblas et al., 1994; Román-Berdiel et al., 1995; Llana-Fúnez & Marcos, 2001; Marques et al., 2002). Traditionally, the Permian (and also the Late Carboniferous, e.g., Cantarelli et al., 2013) is considered the main stage of Variscan post-orogenic extensional faulting, also associated with volcanism of mantle origin (Lago et al., 2004a, 2004b). However, hydrothermal mineralizations connected to this event in the Iberian Plate point to a more complex and longer evolution suggesting multiple deformation stages. These stages are related to the opening of the Central Atlantic during Middle to Late Triassic (Pocoví et al., 1990) or even Middle Jurassic times (Palencia-Ortas et al., 2006, and references therein).

The details of the transition from an extensional to a compressional regime in the Iberian Plate during the Late Mesozoic and Cenozoic are still poorly constrained. No known sedimentary record directly attests to the transition from rift tectonics (believed to be dominant from the Permian to the Triassic, Jurassic, and Early Cretaceous) to clear compressional tectonics (starting during the Late Cretaceous, e.g., Martínez-Peña & Casas-Sainz, 2003, and references therein). The Early to Late Cretaceous corresponds to plate reorganization and volcanism at the global scale (Matthews et al., 2012; Scotese et al., 1988; Seton et al., 2012). Both phenomena are matched by important, regional-scale events in the western Tethys, such as the well-constrained remagnetization event of the basins of the High Atlas (African Plate, e.g., Torres-López et al., 2014; Moussaid et al., 2015) and of the Iberian Chain (Iberian Plate, e.g., Juárez et al., 1994, 1996, 1998; Villalain et al., 2003; Soto, Villalain, & Casas-Sainz, 2008).

Additionally, the timing of some of the post-Permian events affecting the Iberian Plate is also controversial because of the discrepancies between the chronological constraints provided by ocean floor magnetic anomalies (Rosenbaum et al., 2002) on the one hand and by paleomagnetic data (Gong et al., 2008; Neres et al., 2012) on the other. While paleomagnetic data point to a counterclockwise rotation of the plate during Aptian times (e.g., Gong et al., 2009), models based on magnetic anomalies of the ocean floor (Srivastava et al., 2000) indicate instead a more gradual and longer process (see Seton et al., 2012, and references therein).

Available fission-track data on zircon and apatite and U-Th/He ages on apatite for the Iberian Plate record the last period of cooling during the Alpine compression. Moreover, they suggest slow cooling throughout the Jurassic and thermal stability during the Late Cretaceous for the Iberian Chain and Catalan Coastal Range (De Bruijne & Andriessen, 2002; Del Río et al., 2009; Juez-Larré & Andriessen, 2006).

In this work we aim at providing absolute time constraints for the thermotectonic events responsible for the structuring and evolution of the Iberian Plate in post-Variscan times, especially during the Mesozoic. For this purpose, we have dated fault gouges from two crustal-scale fault zones of the northern Iberian Plate: the Río Grío Fault in the Iberian Chain and the Vallès-Penedès Fault in the Catalan Coastal Range (Figure 1). The new K-Ar dates derived from authigenic and synkinematic illite separated from structurally well-constrained gouge samples allow us to propose an evolutionary model of these important faults, wherein we can identify and constrain in time a series of slip events that would otherwise remain hidden in the faults' structural record.

These faults are long-lived deformation zones active since the Paleozoic. Their polyphase tectonic activity played a major role in the location, development, and control of the architecture of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins. Our results are crucial to the further development of existing tectonic reconstructions based upon their detailed study, involving structural, magnetic, and multiscale structural analysis (Marcén et al., 2018).

2. Geological Setting: The Vallès-Penedès and Río Grío Faults

The Vallès-Penedès and Río Grío Faults are excellent examples of crustal-scale faults that steered the geometric and kinematic evolution of the Catalan Coastal and Iberian Ranges, respectively (Figures 1b and 1c). These two mountain chains, together with the Central System (De Vicente et al., 2007; De Vicente & Muñoz-Martín, 2013), are the areas where deformation localized in the inner part of the Iberian Plate in response to far-field stresses transferred from the plate margins.

The Catalan Coastal Range is a thick-skinned belt that strikes predominantly NE-SW and is controlled by large-scale thrusts such as the Vallès-Penedès Fault (Marcén et al., 2018, and references therein). Cenozoic extensional tectonics responsible for the opening of the València Trough reactivated the NE-SW striking fault system as normal faults, both in the Catalan Coastal Range and in the Eastern Iberian Range (Antolín-Tomás et al., 2007; Roca et al., 1999).

The Vallès-Penedès Fault has an outcropping length of more than 100 km onshore, and it propagates in the marine platform of the València Trough with the same NE-SW direction. It hosts a prominent gouge fault core up to 500 m thick (Santanach & Julià, 1984). As in the Iberian Chain, subsequent negative and positive inversions of the precursor Late Variscan, crustal-scale discontinuities controlled the evolution of the Catalan Coastal Range during the Mesozoic and Cenozoic. Although deformational or synsedimentary records of this Late Variscan period are not preserved, the emplacement of fault-parallel, early-Triassic magmatic bodies of subcrustal origin (Institut Cartogràfic de Catalunya, 2006a, 2006b) and mineralizations along the range (Canals & Ayora, 1988; Canals & Cardellach, 1997) were probably favored by these crustal discontinuities. The distribution of Triassic depocenters (Sopeña et al., 1983) along the Vallès-Penedès Fault and the different thickness of the Mesozoic series in each fault block (Institut Cartogràfic de Catalunya, 2005; Marín et al., 2008; Roca, 1994) indicate that subsidence during Mesozoic time was controlled by the activity of this fault. The subsequent Paleogene N-NNW/S-SSE shortening produced positive inversion of the Mesozoic structures and uplift of the Catalan Coastal Range (Anadón et al., 1979; Fontboté, 1954; Llopis Lladó, 1947; Roca et al., 1999). The Vallès-Penedès Fault contains kinematic indicators (e.g., asymmetric foliation, slickensides, SC structures, and anisotropy of magnetic susceptibility data; see Marcén et al., 2018) indicative of sinistral and reverse slips under a transpressive regime during the Paleogene. Finally, negative tectonic inversion during the Oligocene-Miocene affected the easternmost part of the fault zone, which was reactivated in an extensional fashion, leading to discrete normal faults. These more localized faults cut through the earlier fault cores, defined by fault gouge, and the damage zones (Marcén et al., 2018). In addition to the main fault plane bounding the Neogene extensional basin, which accommodated a dip-slip normal displacement of several thousands of meters, minor discrete fault planes also occur. These can be several meters long and accommodate centimetric displacements as evidenced by deflected structural markers.

The Iberian Chain strikes predominantly NW-SE (Figures 1a and 1c) and is characterized by widespread occurrences of Paleozoic rocks, bounded by steeply dipping faults (Cortés-Gracia & Casas Sainz, 1996; De Vicente et al., 2009). The most prominent thrust systems of the chain reflect a thin-skinned style, with the major thrusts detaching on low-strength Upper Triassic shales and evaporites. Thrusts generally trend NW-SE but become E-W, at both the northwestern and southeastern terminations of the chain (Casas-Sainz et al., 2017; Guimerà, 1984). They are N-S in the Altomira Range. A thick-skinned structural style, with basement-involving thrusts accommodating horizontal displacements of up to 25 km and vertical displacements of up to 4 km (Casas Sainz, 1993), also dominates in several segments of the Iberian Chain (De Vicente, 2018; Liesa et al., 2018).

The Río Grío Fault is the northernmost outcropping large-scale fault of the Iberian Chain and defines the shape of its northern (Aragonian) Branch (Figure 1a). It crops out for more than 100 km along strike with a general NNW-SSE trend bordering the most important intracontinental rift basin in Western Europe (Camerós Basin). Its trace partly coincides with one of the most important Variscan thrusts of the Iberian Chain, the Nigiüella-Monforte Thrust (Calvín-Ballester & Casas, 2014), which accommodated kilometer-scale, top-to-the-NE displacement. The Late and post-Variscan evolution of the Río Grío Fault is documented by mineralizations that are hosted along its trace within Paleozoic and Triassic rocks (Pocovi et al., 1990) as well as Permian volcanites (Lago et al., 2004a). Moreover, tectonic slivers formed by Triassic rocks that can be interpreted as strike-slip duplexes are found in the fault zone. Cataclasite and gouge are found in a heterogeneous, up to 200 m thick deformation zone that also contains large blocks of relatively less-deformed pre-Variscan, Permian, and Triassic rocks containing a subvertical foliation bearing both horizontal and dip-slip lineation. Its complex deformation history includes dextral and reverse slips associated with late transpressive movement during Cenozoic compression (Marcén & Román Berdiel, 2015). Quaternary reactivation has been also documented (Casas-Sainz et al., 2018, and references therein) and controls the morphology of the area, characterized by longitudinal valleys parallel to the fault.

3. Methods

The analytical procedures for separating, characterizing, and dating the samples are described in detail in Viola et al. (2018) and represent the current routine workflow at the recently established laboratory for clay characterization and K-Ar dating at the Geological Survey of Norway, Trondheim. Particle sizes of <0.1, 0.1–0.4, 0.4–2, 2–6, and 6–10 μm were generated using sedimentation with Stokes law and a combination of continuous flow and fixed angle rotor centrifuges. Ar was extracted from clay aliquots packed in Mo foil in a stainless steel ultrahigh vacuum line using a Pond Engineering furnace at 1400 °C. The evolved sample gas was purified in a first stage using a titanium sublimation pump, and in a second stage with one SAES GP50 getter at room temperature and one SAES GP50 getter at 350 °C. Sample gas was spiked with approximately 2×10^{-13} moles of pure ^{38}Ar (Schumacher, 1975) and analyzed in an IsotopX NGX multicollector noble gas mass spectrometer fitted with five faraday cups for 600 integrations of 1 s each. Nominal argon beam intensities were determined by using a degree 2 polynomial regression to the time the sample was let into the mass spectrometer, with an in-house Python program. Beam intensities for ^{38}Ar and ^{36}Ar were corrected for mass discrimination relative to ^{40}Ar by a power law (e.g., Renne et al., 2009), using the weighted mean $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios of 299.781 ± 0.014 measured from atmospheric argon in an online air pipette. Radiogenic $^{40}\text{Ar}^*$ concentrations and their uncertainties were calculated using the equations outlined in Hałas and Wójtowicz (2014) using the atmospheric argon composition of Lee et al. (2006). Within this analytical batch, four aliquots of GA-1550 biotite (98.5 ± 0.5 Ma; McDougall & Wellman, 2011) were analyzed and yielded a weighted mean age of 98.53 ± 0.36 Ma. Potassium concentrations were determined by fusing an aliquot of approximately 50 mg in lithium tetraborate at ~ 1000 °C to form a glass, which was then dissolved in HNO_3 with a rhodium internal standard at 5 ppm prior to analysis with a Perkin Elmer Optima 4300 DV ICP-OES. K-Ar dates were calculated using the ^{40}K abundance and decay constants of Steiger and Jäger (1977).

X-ray diffraction analyses were performed on a Scintag X1 X-ray system ($\text{CuK}\alpha$ radiation) at 40 kV and 45 mA. Randomly oriented whole-rock powders were run in the $2\text{--}70^\circ$ 2θ interval with a step size of 0.05° 2θ and a counting time of 3 s per step. Oriented air-dried and ethylene-glycol solvated samples of the <2 μm grain size fraction were scanned from 1° to 48° 2θ and from 1° to 30° 2θ respectively with a step size of 0.05° 2θ and a count time of 4 s per step. The presence of expandable clays was determined for samples treated with ethylene-glycol at 25 °C for 24 hr. The illite content in mixed layers illite-smectite (I-S) was determined according to Moore and Reynolds (1997) using the delta two-theta method after decomposing the composite peaks between $9\text{--}10^\circ$ 2θ and $16\text{--}17^\circ$ 2θ . The I-S ordering type (Reichweite parameter, R; Jagodzinski, 1949) was determined by the position of the I001-S001 reflection between 5° and 8.5° 2θ (Moore & Reynolds, 1997). Integrated peak areas of clay minerals and polytype 2M_1 and 1M_d reflections were transformed into mineral concentration by using mineral intensity factors as a calibration constant (for a review, see Moore & Reynolds, 1997). Standard patterns for illite 1M_d , 1M , and 2M_1 polytypes were represented by the pure illites PDU, RM30, and SG4 (Eberl et al., 1987), respectively.

4. Results

4.1. Fault Zone Architectures and Sample Description

The sampled areas correspond to the core of the two studied faults. In each of them, samples were taken at three different sites sampling representative structural domains/fault facies. In the following we characterize each of the two faults, providing a detailed description of their architecture where sampled.

4.1.1. Vallès-Penedès Fault

The Vallès-Penedès Fault is a NE-SW striking basement fault dipping to the SE and accommodating a normal displacement of up to 4 km during the Neogene extension (Roca et al., 1999). The fault zone exhibits a banded heterogenous and anastomosing internal structure with pervasive slaty cleavage that coarsely mimics the strike of the fault trace, changing from WNW-ESE in the westernmost part of the Els Blaus outcrop (Site 1; Figure 1b) to ENE-WSW in the Ribes Blaves outcrop (Site 2) and to NE-SW in the La Pobla de Claramunt sector (Site 3).

The three sampled sites along the Vallès-Penedès Fault are representative of different structural settings within the core of the fault zone (Figure 1b). Site 1 (Els Blaus) is located at the intersection zone between a NW-SE lineament (perpendicular to the main trend of the mountain range) and the NE-SW trending

Vallès-Penedès Fault. This area coincides with the maximum width of the fault zone (several hundreds of meters), which mostly consists of blocks of Cambrian-Ordovician rocks and to a lesser extent of Triassic rocks, embedded within a scaly fault gouge of grayish color, mostly derived from the Paleozoic host rocks (LA73 and FV11, Figure 2a). Foliation planes are generally E-W and dip subvertically, oblique to the trace of the main fault. Quartz rods and fragments with striated surfaces derived from the host rock are frequently observed within the fault gouge. Slickensides and SC structures indicate complex reverse and strike-slip kinematics consistent with an overall transpressional regime for the fault zone. Strong partitioning of a reverse and strike-slip component on different surfaces within the fault zone is suggested by the study of magnetic fabrics (Marcén et al., 2018). Negative tectonic inversion during the Oligocene-Miocene extension affected the easternmost part of the fault zone. At Site 2 (Ribes Blaves), several hundred meters of fault gouge are found with strong similarities to Site 1. A subvertical, E-W foliation is present, oblique to the trace of the main fault, and kinematic indicators constrain sinistral displacement (LA74, Figure 2b). Finally, at the westernmost site (Site 3; La Pobla de Claramunt) the gouge of the fault core (sample LA76) indicates reactivation during thrusting along a fault surface with a WNW-ESE strike that juxtaposes Triassic and Paleozoic rocks in the hanging wall against Paleogene rocks in the footwall. The fault zone is here much thinner than at the other sampled sites (less than 50 m), probably because it is cut by the more recent thrusting. A subhorizontal foliation, parallel to the thrust plane, is dominant in the fault rocks (Figure 2c). More detailed outcrop descriptions can be found in Marcén et al. (2018).

4.1.2. Río Grío Fault

In the case of the Río Grío Fault, the sampled fault core at the Los Abuelos site (Site 4, Figure 2d; Figure 1c for location) is characterized by a NE-dipping, NW-SE striking, gently anastomosed fault array where displacement and deformation are distributed and partitioned into several fault strands. The core of each of these fault strands is defined by black and red clay-rich gouges formed at the expenses of Ordovician (LA77 and RG90) and Triassic (LA78) host rocks, respectively, and frequently mixed in the same fault gouge sample (Figure 2e). These fault cores are flanked by brecciated volumes containing metric to decametric blocks of quartzite. Fault rocks are generally foliated, with foliation planes dipping vertically to subvertically. Moderately plunging folds in the slivers of Paleozoic and Triassic rocks entrained along the fault are likely the expression of the transpressional deformation accommodated by the fault during the Cenozoic. The Santa Cruz de Grío site (Site 5) also displays an anastomosed fault zone architecture similar to that of the Los Abuelos site. Kinematic indicators (mainly SC structures and vertical asymmetrically arranged foliations) are compatible with a dextral strike-slip movement of the fault. The fault core sampled there is derived from Ordovician black shales and Triassic red beds, and well documents by means of SC fabrics the overall dextral kinematics (LA82, Figure 2f). Finally, the fault core at the northernmost site (Nigüella, Site 6) displays a subvertical south-dipping foliation developed in red and white gouge derived from Triassic host rocks (LA83, Figure 2g). In this case, the fault rocks are unconformably overlain by horizontal, Pliocene to Quaternary piedmont deposits. The thin, clayey core of the fault is surrounded by a fine-grained breccia that separates the Triassic dolostones in the southern block of the fault from Triassic red beds in its northern block.

4.2. X-ray Diffraction Analysis

The results of X-ray semiquantitative analysis of the clay gouges for the Vallès-Penedès and Río Grío Faults are shown in Figures 3 and 4 and Tables 1 and 2.

4.2.1. Vallès-Penedès Fault

Subfractions from the Vallès-Penedès Fault are derived from gouges (LA73, LA74, LA76, and FV11) formed at the expense of Ordovician rocks. The whole-rock composition of the former gouges is characterized by chlorite as the major constituent of the coarse fractions (2–6 and 6–10 μm) with contents ranging from 27% to 66% (Figure 3, Table 1). K-bearing minerals in these grain size fractions are illite/muscovite-2M₁ with contents between 15% and 33% and K-feldspar not exceeding 4%. Na-plagioclase and kaolinite <3% occur in the coarse fractions whereas calcite is only sporadically found in sample LA76. Large variations of quartz content in the studied samples (from 1% to 53%) are related to the strong fragmentation of the highly heterogeneous quartz rods and fragments that are present in the rock fault matrix (Figure 2a).

The general and progressive decrease of chlorite, quartz, and illite/muscovite-2M₁ contents in the finer grain size fractions (<0.1, 0.1–0.4, and 0.4–2 μm ; see Figure 3) is compensated by the neoformation of illite-1M_d

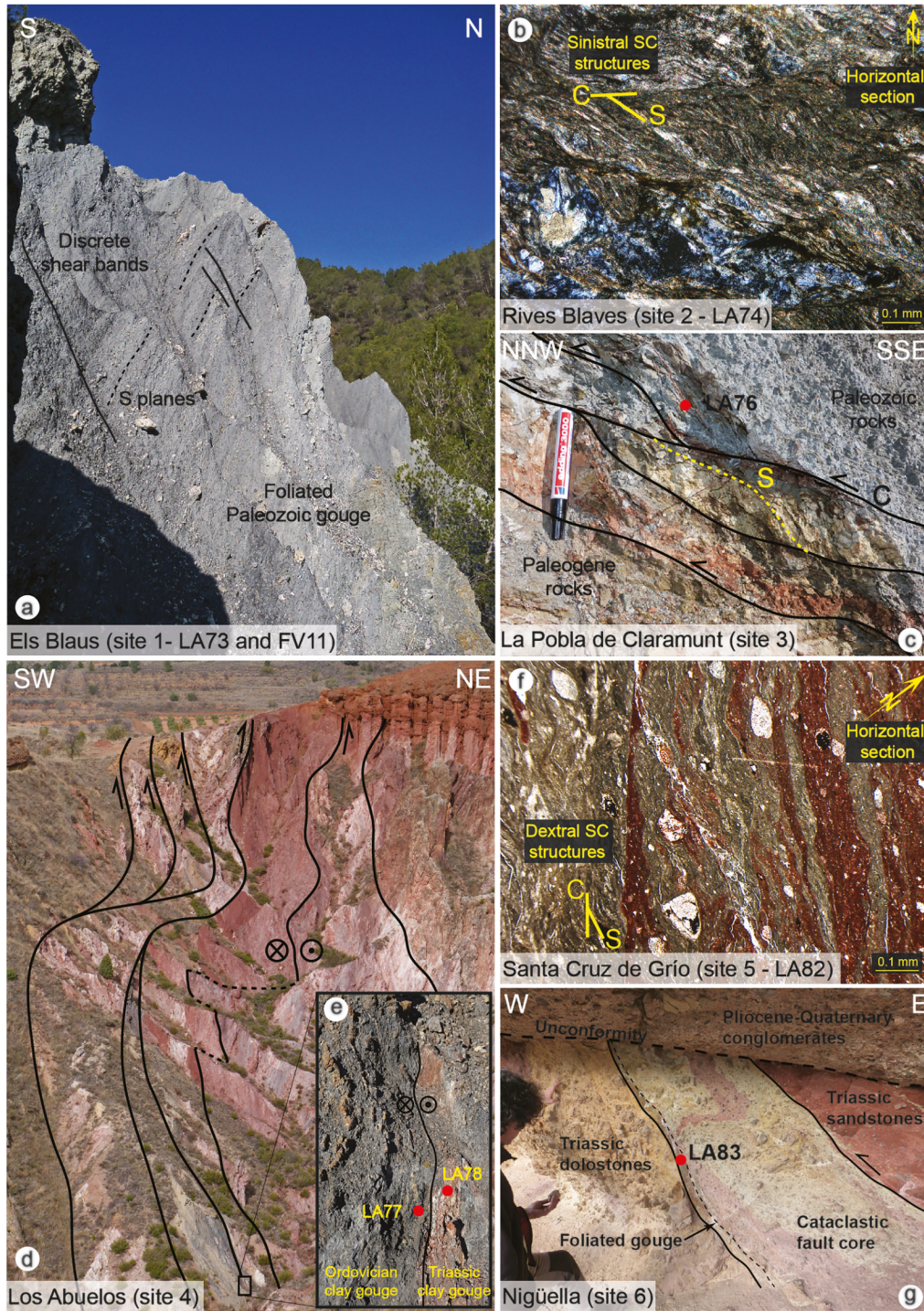


Figure 2. Outcrop photos of the Vallès-Penedès (a–c) and Río Grío (d–g) Faults. (a) Vallès-Penedès Fault (Els Blaus, Site 1; see Figure 1b for location) with a thick-foliated gouge containing centimeter- to meter-scale quartz rods and fragments. (b) Thin section of the Paleozoic rocks in the Rives Blaves outcrop (Site 2) showing sinistral SC structures. (c) Vallès-Penedès Fault in the La Pobla de Claramunt (Site 3) showing the juxtaposition of Paleozoic rocks above Paleogene rocks. (d) Architecture of the Río Grío Fault at Los Abuelos (Site 4), close to Tobed village (see Figure 1c for location). (e) Close-up of the Río Grío fault core with sampling location. (f) Thin section microphotograph of the Río Grío Fault core at Santa Cruz de Grío (Site 5) showing dextral SC structures. (g) Fault architecture at Nigüella (Site 6; see Figure 1c for location) showing red and white gouges derived from Triassic host rocks unconformably overlain by Pliocene to Quaternary conglomerates.

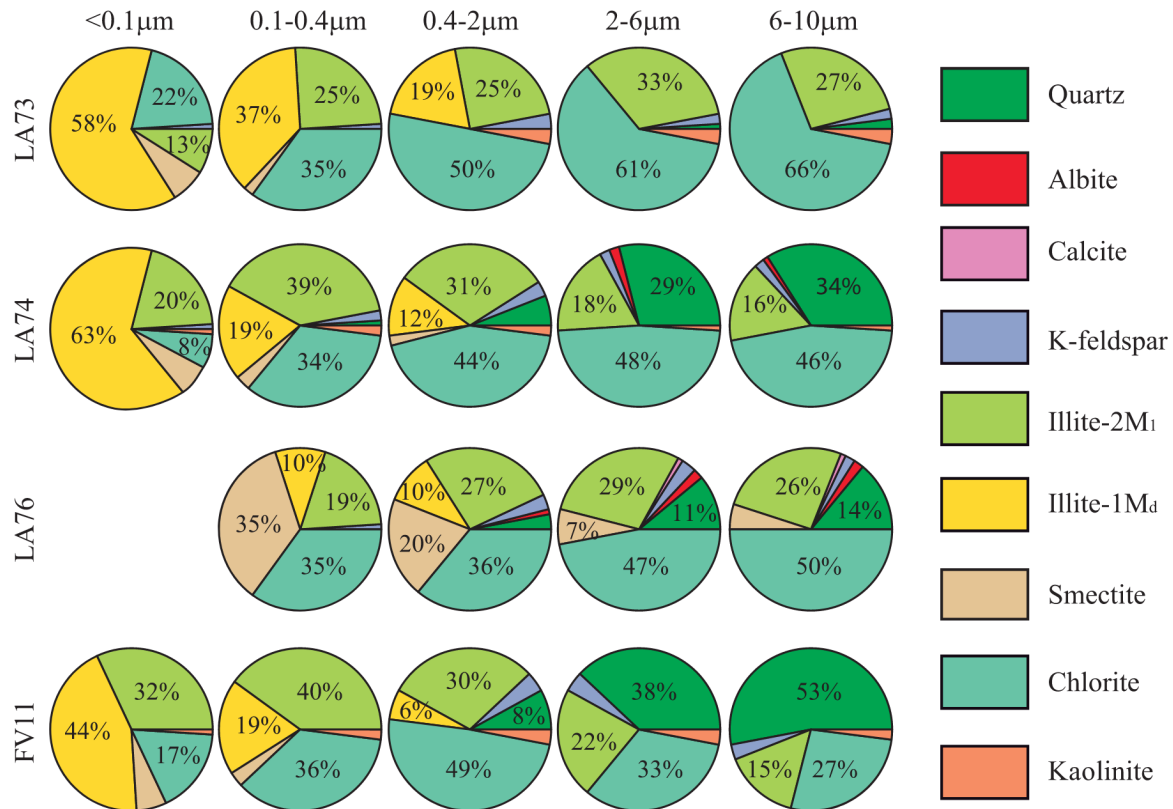


Figure 3. X-ray semiquantitative analysis of clay gouges for the Vallès-Penedès Fault. Samples LA73 and FV11 are from the Els Blaus outcrop (Site 1); LA74 is from the Rives Blaves outcrop (Site 2), and LA76 from the La Pobla de Claramunt sector (Site 3; see Figure 1b for location).

and smectite. Illite-1M_d and smectite are the dominant clay minerals in the <0.1 μm fractions forming at least 50% of the whole-rock mineralogical assemblage (Figure 3, Table 1).

4.2.2. Río Grío Fault

X-ray diffraction analyses for gouges derived from brittle deformation of Triassic (LA78 and LA83) and Ordovician (LA77, LA82, and RG90) rocks from the Río Grío Fault are shown in Figure 4 and Table 2. The mineralogical assemblage of LA78 and LA83 gouges in the 2–6 and 6–10 μm grain size fractions is mainly defined by quartz, illite/muscovite-2M₁, and kaolinite, whose contents vary between 85% and 95% of the overall composition. Low K-feldspar (<3%), hematite (<3%), and chlorite (<6%) contents have also been documented in the coarse fractions. Mixed layers I-S occur only in sample LA83 with contents lower than 3%.

Quartz and kaolinite become progressively less abundant in the finer fractions (<0.1, 0.1–0.4, and 0.4–2 μm) where a general increase of illite-1M_d and long range ordered (R3) mixed layers I-S is instead observed from 7% to 62% and from 7% to 26%, respectively. Illite-1M_d and illite/muscovite-2M₁ are the dominant clay minerals in the <0.1 μm fraction constituting at least 69% of the whole-rock mineralogical assemblage. No other K-bearing minerals were observed in this fraction.

Undeformed rocks were collected 0.8–3 km far away from the fault in the Lower Triassic pelitic red beds of the Iberian Basin to compare and contrast the levels of thermal maturity due to sedimentary burial and faulting. X-ray diffraction patterns for randomly oriented whole-rock powders display a mineralogical assemblage characterized by phyllosilicate minerals with contents between 71% and 78% and subordinate amounts of quartz (10–18%), hematite (9%), and dolomite (<6%; Table 3). Traces of gypsum have been locally observed. In the oriented patterns of the <2 μm grain size fraction, illite is the major clay mineral with contents between 76% and 91% followed by mixed layers I-S (6–20%) and kaolinite (3–6%). Mixed layers I-S are long range ordered structures (R3) with an illite content of 87% indicating thermal maturity consistent with

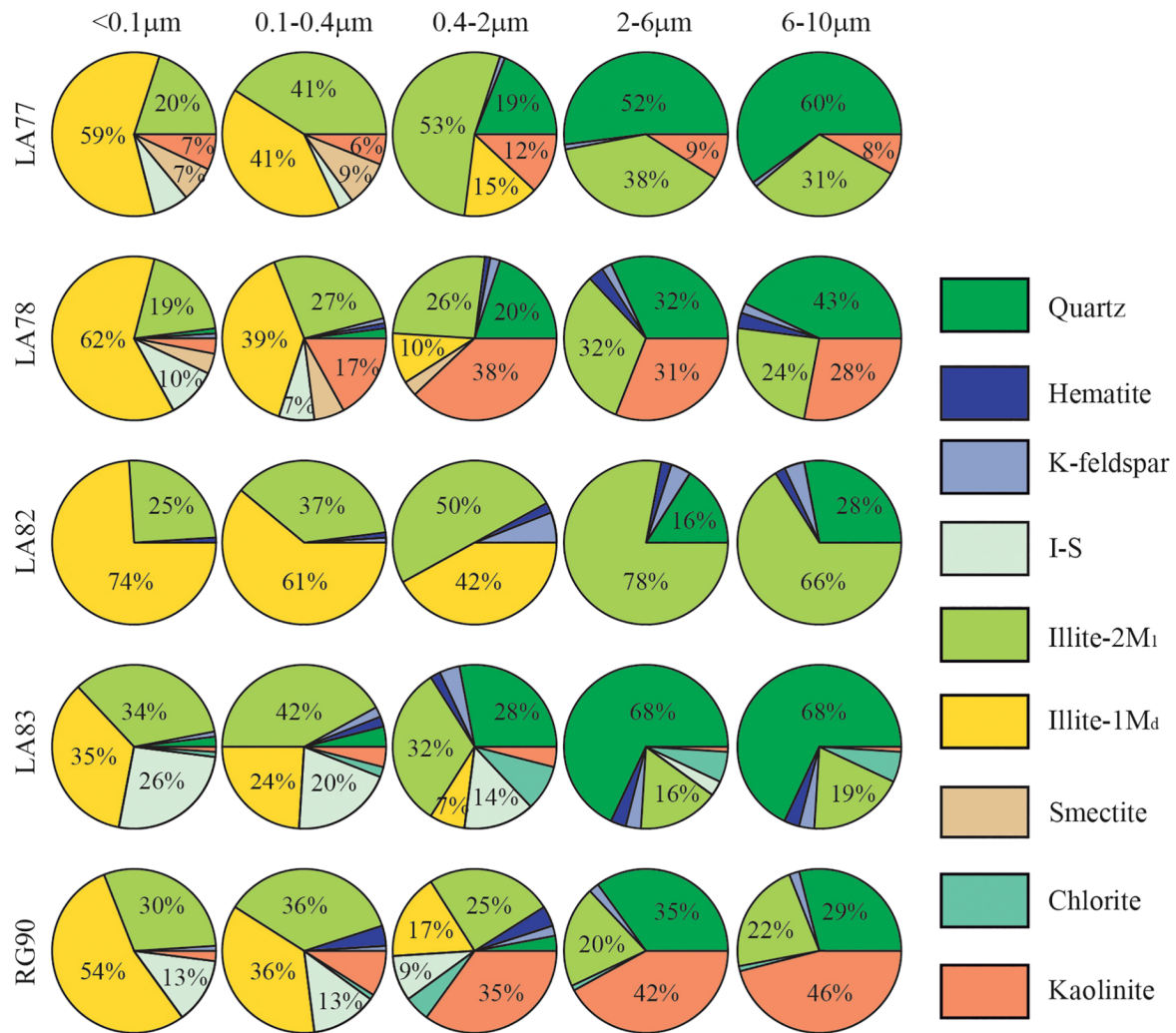


Figure 4. X-ray semiquantitative analysis of clay gouges for the Río Grío Fault. Samples LA77, LA78, and RG90 are from the Los Abuelos outcrops (Site 4), LA82 is from Santa Cruz de Grío (Site 5), and LA83 from the Nigüella outcrops (Site 6; see Figure 1c for site location).

late diagenetic conditions and shallow burial depths (Aldega et al., 2007). The occurrence of low expandable mixed layers I-S with similar stacking order and illite layers in the fault rocks subfractions suggests that brittle deformation occurred at depths (and temperature) similar to those recorded by the undeformed rocks.

LA77, LA82, and RG90 gouges formed by brittle deformation at the expense of Ordovician rocks are mainly characterized by quartz and illite/muscovite-2M₁ with contents >90% in the coarse subfractions, by variable amounts of kaolinite (up to 46%) and by subordinate contents of K-feldspar (<6%) and hematite (2%). In the finer fractions, illite-1M_d and illite/muscovite-2M₁ are the dominant clay minerals followed by low amounts of mixed layers I-S, smectite, and kaolinite (Figure 4).

4.3. K-Ar Geochronology

4.3.1. Vallès-Penedès Fault

Five clay size fractions were analyzed with K-Ar geochronology for each of the four samples dated in this study (Table 4 and Figure 5a). Almost invariably there is a direct grain size-age correlation, wherein the coarser the dated grain size fraction, the older the age (Figure 5a). For sample LA73, the <0.1 μm fraction yields a date of 104.5 ± 1.3 Ma, the 0.1–0.4 μm fraction a date of 164.4 ± 2.0 Ma, the 0.4–2 μm fraction a date of 216.3

Table 1
Whole-Rock Composition of Various Grain Size Fractions for Gouges of the Vallès-Penedès Fault

Sample ID	Whole-rock composition (wt%)								
	Qtz	Ab	Kfs	Cal	I-2M ₁	I-1M _d	Sm	Chl	Kln
LA73_6-10	2	—	2	—	27	—	—	66	3
LA73_2-6	1	—	2	—	33	—	—	61	3
LA73_0.4-2	—	—	3	—	25	19	—	50	3
LA73_0.1-0.4	—	—	1	—	25	37	2	35	—
LA73_<0.1	—	—	1	—	13	58	6	22	—
LA74_6-10	34	1	2	—	16	—	—	46	1
LA74_2-6	29	2	2	—	18	—	—	48	1
LA74_0.4-2	6	—	3	—	31	12	2	44	2
LA74_0.1-0.4	1	—	2	—	39	19	3	34	2
LA74_<0.1	—	—	1	—	20	63	7	8	1
LA76_6-10	14	2	2	1	26	—	5	50	—
LA76_2-6	11	2	3	1	29	—	7	47	—
LA76_0.4-2	3	1	3	—	27	10	20	36	—
LA76_0.1-0.4	—	—	1	—	19	10	35	35	—
FV11_6-10	53	—	3	—	15	—	—	27	2
FV11_2-6	38	—	4	—	22	—	—	33	3
FV11_0.4-2	8	—	4	—	30	6	—	49	3
FV11_0.1-0.4	—	—	—	—	40	19	3	36	2
FV11_<0.1	—	—	—	—	32	44	6	17	1

Note. Ab = albite; Cal = calcite; Chl = chlorite; I-1M_d = illite-1M_d; I-2M₁ = illite-2M₁; Kfs = K-feldspar; Kln = kaolinite; Qtz = quartz; Sm = smectite.

Table 2
Whole-Rock Composition of Various Grain Size Fractions for Gouges of the Rio Grio Fault

Sample ID	Whole-rock composition (wt%)								
	Qtz	Kfs	Hem	I-2M ₁	I-1M _d	I-S	Sm	Chl	Kln
LA77_6-10	60	1	—	31	—	—	—	—	8
LA77_2-6	52	1	—	38	—	—	—	—	9
LA77_0.4-2	19	1	—	53	15	—	—	—	12
LA77_0.1-0.4	—	—	—	41	41	3	9	—	6
LA77_<0.1	—	—	—	20	59	7	7	—	7
LA78_6-10	43	2	3	24	—	—	—	—	28
LA78_2-6	32	2	3	32	—	—	—	—	31
LA78_0.4-2	20	2	1	26	10	—	3	—	38
LA78_0.1-0.4	2	1	1	27	39	7	6	—	17
LA78_<0.1	1	1	—	19	62	10	4	—	3
LA82_6-10	28	4	2	66	—	—	—	—	—
LA82_2-6	16	4	2	78	—	—	—	—	—
LA82_0.4-2	—	6	2	50	42	—	—	—	—
LA82_0.1-0.4	—	1	1	37	61	—	—	—	—
LA82_<0.1	—	—	1	25	74	—	—	—	—
LA83_6-10	68	3	3	19	—	tr	—	6	1
LA83_2-6	68	3	3	16	—	3	—	6	1
LA83_0.4-2	28	4	2	32	7	14	—	9	4
LA83_0.1-0.4	4	2	2	42	24	20	—	2	4
LA83_<0.1	2	1	—	34	35	26	—	1	1
RG90_6-10	29	2	tr	22	—	—	—	1	46
RG90_2-6	35	2	tr	20	—	—	—	1	42
RG90_0.4-2	3	2	4	25	17	9	—	5	35
RG90_0.1-0.4	—	1	4	36	36	13	—	1	9
RG90_<0.1	—	1	—	30	54	13	—	—	2

Note. Chl = chlorite; Hem = hematite; I-1M_d = illite-1M_d; I-2M₁ = illite-2M₁; I-S = mixed layers illite-smectite; Kfs = K-feldspar; Kln = kaolinite; tr = traces (<1%); Qtz = quartz; Sm = smectite.

Table 3
Whole-Rock Composition and X-ray Diffraction Analysis of the <2 μm Grain Size Fraction for the Undeformed Triassic Rocks Exposed in the Iberian Basin

Sample ID	Age	Whole-rock composition (wt%)						<2 μm grain size fraction (wt%)					%I in I-S
		Qtz	Cal	Dol	Phy	Gy	Hem	I	I-S	C-S	Kln	R	
GT1	Triassic	18	—	—	73	tr	9	91	6	—	3	3	87
GT3	Triassic	14	—	6	71	tr	9	86	8	—	6	3	87
GT4	Triassic	10	—	3	78	—	9	76	20	—	4	3	87
GT5	Triassic	1	1	1	87	1	9	47	3	41	9	3	87

Note. %I in I-S = illite content in mixed layers illite-smectite; Cal = calcite; C-S = mixed layers chlorite-smectite; Dol = dolomite; Gy = gypsum; Hem = hematite; I = illite; I-S = mixed layers illite-smectite; Phy = phyllosilicates; Qtz = quartz; R = I-S stacking order; tr = stands for traces (<1%).

± 2.6 Ma, the 2–6 μm fraction a date of 274.5 ± 2.6 Ma, and, finally, the 6–10 μm split a date of 283.8 ± 3.7 Ma. Sample LA74 yielded K-Ar dates of 195.5 ± 2.7 Ma, 250.5 ± 3.1 Ma, 292.5 ± 3.7 Ma, 318.5 ± 4.5 Ma, and 314.3 ± 4.7 Ma for the <0.1, 0.1–0.4, 0.4–2, 2–6, and 6–10 μm splits, respectively. Sample LA76 yielded identical dates to LA74 within error, with 197.9 ± 4.1 Ma, 254.1 ± 3.4 Ma, 295.5 ± 3.8 Ma, 317.2 ± 4.2 Ma, and 318.1 ± 4.4 Ma for the <0.1, 0.1–0.4, 0.4–2, 2–6, and 6–10 μm fractions, respectively.

Sample FV11 has a statistically identical K-Ar date for the finest <0.1 μm fraction to LA73 (102.2 ± 4.1 Ma), whereas for all other fractions it yielded remarkably younger dates than the other three samples (145.4 ± 1.9 Ma, 178.6 ± 2.3 Ma, 177.5 ± 2.6 Ma, and 191.5 ± 2.9 Ma, for the 0.1–0.4, 0.4–2, 2–6, and 6–10 μm splits).

The effects of potential host rock contamination, especially in relatively low-temperature fault rocks formed at the expense of sedimentary rocks and containing significant amounts of illite derived from the sedimentary history of the faulted lithology, are generally assessed with the Illite Age Analysis (IAA) approach (e.g., Hunziker et al., 1986; Peaver, 1999). The IAA discriminates between the mostly detrital $2M_1$ polytype (which in turn might represent a mixture of authigenic high-temperature illite and cataclastic, synkinematic muscovite) and a truly authigenic phase $1M_d$ formed during brittle faulting. To estimate the age and uncertainty of authigenic/synkinematic illite- $1M_d$ and detrital illite- $2M_1$, we normalized to 100% the proportion of illite- $2M_1$ and illite- $1M_d$ determined by X-ray diffraction analysis plotting the data as apparent K-Ar date versus percent of detrital illite, and linearly extrapolated to 0% and 100% illite- $2M_1$ (Figure 6a) by ordinary least square regression. Although more sophisticated regression methods exist which account for the

Table 4
K-Ar Data for the Vallès-Penedès Fault

Sample ID	Grain size fraction (μm)	K (wt %)	Error (%)	Mass rad. ^{40}Ar (mg)	Rad. ^{40}Ar (mol/g)	Error (%)	Rad. ^{40}Ar (%)	Age (Ma)	Error (Ma)
LA73	<0.1	5.696	1.2	3.114	1.062E-09	0.32	81.552	104.5	1.3
	0.1–0.4	5.787	1.2	3.856	1.727E-09	0.31	90.501	164.4	2.0
	0.4–2	5.799	1.2	4.166	2.311E-09	0.31	95.492	216.3	2.6
	2–6	5.087	1.2	4.132	2.615E-09	0.31	98.569	274.5	3.5
	6–10	4.737	1.3	3.032	2.525E-09	0.32	98.668	283.8	3.7
LA74	<0.1	5.565	1.3	4.774	1.993E-09	0.30	89.198	195.5	2.7
	0.1–0.4	5.749	1.2	4.212	2.678E-09	0.31	94.418	250.5	3.1
	0.4–2	5.236	1.2	3.492	2.883E-09	0.31	96.939	292.5	3.7
	2–6	3.465	1.4	4.830	2.093E-09	0.30	98.355	318.5	4.5
	6–10	2.730	1.5	2.874	1.625E-09	0.33	98.540	314.3	4.7
LA76	<0.1	3.531	2.1	5.346	1.280E-09	0.30	83.305	197.9	4.1
	0.1–0.4	4.383	1.3	3.386	2.074E-09	0.32	92.695	254.1	3.4
	0.4–2	4.807	1.3	5.130	2.679E-09	0.30	96.420	295.5	3.8
	2–6	4.312	1.3	3.280	2.593E-09	0.32	98.010	317.2	4.2
	6–10	3.680	1.3	2.802	2.220E-09	0.33	98.090	318.1	4.4
FV11	<0.1	5.027	1.2	3.672	9.167E-10	0.32	75.707	102.2	1.3
	0.1–0.4	5.008	1.2	4.374	1.314E-09	0.31	85.490	145.4	1.9
	0.4–2	4.475	1.3	4.150	1.457E-09	0.31	90.068	178.6	2.3
	2–6	3.135	1.4	3.356	1.014E-09	0.32	90.920	177.5	2.6
	6–10	2.420	1.5	5.176	8.475E-10	0.30	91.057	191.5	2.9

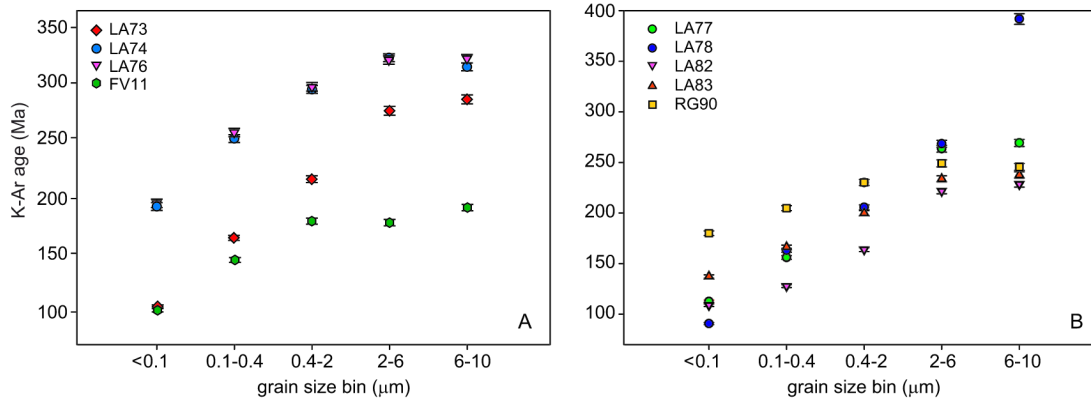


Figure 5. K-Ar age versus grain size spectra for the Vallès-Penedès (a) and Río Grío (b) Faults.

uncertainties on the individual data points (e.g., York et al., 2004), these assume a Gaussian distribution of the uncertainty envelopes in both x and y coordinates which are likely not valid for the quantified X-ray diffraction mineralogy proportions. By means of this ordinary least square regression, the age of the last slip event recorded by LA73 is at 80 ± 15 Ma, by LA74 at 157 ± 18 Ma, by LA76 at 169 ± 42 Ma, and, finally, by FV11 at 47 ± 18 Ma. Differences between the extrapolated results for the 100% authigenic/synkinematic illite- $1M_d$ and the K-Ar date of the finest $<0.1 \mu\text{m}$ fractions confirm that even the finest separates yield mixed K-Ar dates that have to be considered as maximum ages of faulting. The IAA age of the illite- $2M_1$ polytype recorded by LA73 is at 284 ± 10 Ma, by LA74 at 318 ± 9 Ma, by LA76 at 320 ± 11 Ma, and, finally, by FV11 at 190 ± 7 Ma. The illite- $2M_1$ polytype cannot be considered a detrital contamination from the host rocks because the IAA ages are younger than the depositional age of the host rock (Ordovician), and therefore they may record the first (oldest) slip event.

4.3.2. Río Grío Fault

For the Río Grío Fault it was also possible to date five fractions for each of the studied samples thus generating a significant database. Results are shown in Table 5 and illustrated in Figure 5b.

As for the Vallès-Penedès Fault, there is a clear direct grain size-age correlation, with ages becoming progressively younger with decreasing grain size (Figure 5b). For sample LA77, the $<0.1 \mu\text{m}$ fraction yields a K-Ar date of 112.6 ± 1.3 Ma, the $0.1\text{--}0.4 \mu\text{m}$ fraction a date of 156.0 ± 1.8 Ma, the $0.4\text{--}2 \mu\text{m}$ fraction a date of 205.7 ± 2.4 Ma, the $2\text{--}6 \mu\text{m}$ fraction a date of 263.6 ± 3.3 Ma, and, finally, the $6\text{--}10 \mu\text{m}$ split a date of 269.4 ± 3.5 Ma.

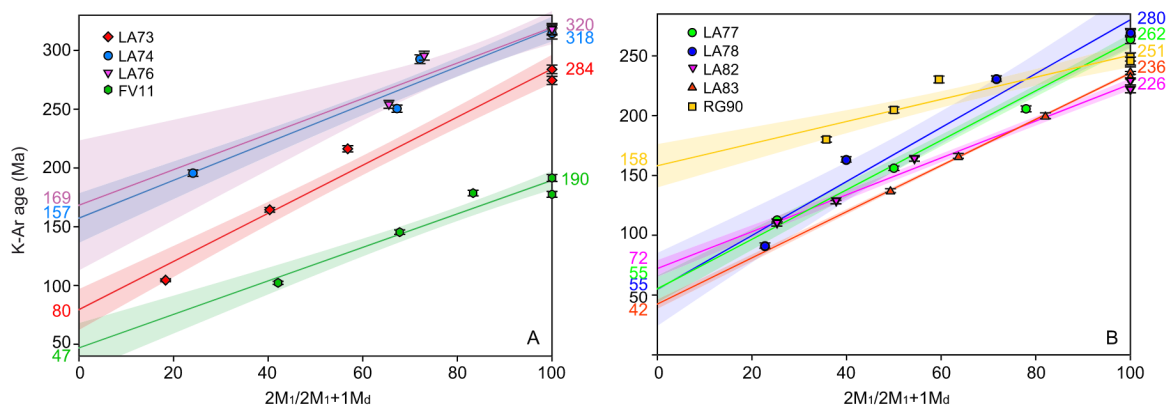


Figure 6. Illite age analysis for the clay gouges of the Vallès-Penedès (a) and Río Grío (b) Faults. To estimate the ages of the authigenic illite- $1M_d$ end-member, which correspond to the last faulting event recorded by the illite, we plotted K-Ar ages versus percentage of illite- $2M_1$ (normalized to 100%) and linearly extrapolate to 0% illite- $2M_1$. K-Ar ages extrapolated to 100% illite- $2M_1$ correspond to the age of the oldest faulting event or represent a detrital component from the host rock (see text).

Table 5
K-Ar Data for the Rio Grio Fault

Sample ID	Grain size fraction (μm)	K (wt %)	Error (%)	Mass rad. ^{40}Ar (mg)	Rad. ^{40}Ar (mol/g)	Error (%)	Rad. ^{40}Ar (%)	Age (Ma)	Error (Ma)
LA77	<0.1	6.640	1.1	7.126	1.338E-09	0.30	88.681	112.6	1.3
	0.1–0.4	6.437	1.1	7.964	1.819E-09	0.30	92.482	156.0	1.8
	0.4–2	6.448	1.2	4.820	2.436E-09	0.30	96.352	205.7	2.4
	2–6	5.179	1.2	4.128	2.549E-09	0.31	98.299	263.6	3.3
	6–10	4.520	1.3	8.530	2.277E-09	0.30	98.331	269.4	3.5
LA78	<0.1	6.082	1.2	3.520	9.817E-10	0.32	88.896	90.8	1.1
	0.1–0.4	5.993	1.2	4.114	1.775E-09	0.31	92.573	163.2	2.0
	0.4–2	5.170	1.2	4.308	2.200E-09	0.31	96.551	230.2	2.9
	2–6	4.870	1.3	3.696	2.445E-09	0.31	98.017	268.5	3.5
	6–10	4.149	1.3	2.468	3.148E-09	0.33	98.113	391.8	5.3
LA82	<0.1	7.215	1.1	2.516	1.404E-09	0.34	95.071	108.9	1.3
	0.1–0.4	7.157	1.1	5.234	1.642E-09	0.30	96.563	127.7	1.5
	0.4–2	7.133	1.1	2.748	2.121E-09	0.33	97.777	163.8	1.9
	2–6	6.275	1.2	4.008	2.567E-09	0.31	98.883	221.7	2.7
	6–10	5.828	1.2	5.020	2.461E-09	0.30	98.414	228.5	2.8
LA83	<0.1	6.315	1.2	3.568	1.561E-09	0.31	90.887	137.3	1.6
	0.1–0.4	6.207	1.2	4.500	1.875E-09	0.31	95.033	166.3	2.0
	0.4–2	5.887	1.2	5.384	2.158E-09	0.30	97.100	199.9	2.4
	2–6	4.417	1.3	5.978	1.912E-09	0.30	98.757	233.8	3.1
	6–10	4.557	1.3	5.746	2.007E-09	0.30	98.598	237.7	3.1
RG90	<0.1	5.820	1.2	4.380	1.910E-09	0.31	79.356	180.0	2.2
	0.1–0.4	5.760	1.2	4.930	2.166E-09	0.30	86.711	204.8	2.5
	0.4–2	5.385	1.2	5.940	2.293E-09	0.30	91.677	230.2	2.9
	2–6	3.570	1.4	7.412	1.653E-09	0.30	90.802	249.1	3.5
	6–10	3.916	1.3	3.680	1.786E-09	0.31	91.265	245.6	3.3

Sample LA78 yielded K-Ar dates of 90.8 ± 1.1 Ma, 163.2 ± 2.0 Ma, 230.2 ± 2.9 Ma, 268.5 ± 3.5 Ma, and 391.8 ± 5.3 Ma for the <0.1, 0.1–0.4, 0.4–2, 2–6, and 6–10 μm splits, respectively. Sample LA82 yielded K-Ar dates of 108.9 ± 1.3 Ma, 127.7 ± 1.5 Ma, 163.8 ± 1.9 Ma, 221.7 ± 2.7 Ma, and 228.5 ± 2.8 Ma for the <0.1, 0.1–0.4, 0.4–2, 2–6, and 6–10 μm fractions, respectively. The finest fraction of LA83 yielded a date of 137.3 ± 1.6 Ma, whereas dates of 166.3 ± 2.0 Ma, 199.9 ± 2.4 Ma, 233.8 ± 3.1 Ma, and 237.7 ± 3.1 Ma were obtained from the 0.1–0.4, 0.4–2, 2–6, and 6–10 μm splits, respectively. Finally, sample RG90 yielded K-Ar dates of 180.0 ± 2.2 Ma, 204.8 ± 2.5 Ma, 230.2 ± 2.9 Ma, 249.1 ± 3.5 Ma, and 245.6 ± 3.3 Ma from the finest to the coarsest fractions.

The IAA regression analyses yield 100% authigenic/synkinematic illite- $1M_d$ ages of 55 ± 10 Ma for LA77, 55 ± 23 Ma for LA78, 72 ± 6 Ma for LA82, 42 ± 3 Ma for LA83, and, finally, 158 ± 15 Ma for RG90 (Figure 6b).

The age of the regressed illite- $2M_1$ polytype recorded by LA77 is at 262 ± 5 Ma, by LA78 at 280 ± 18 Ma, by LA82 at 226 ± 4 Ma, by LA83 at 236 ± 1 Ma, and, finally, by RG90 at 251 ± 8 Ma (Figure 6b). The illite- $2M_1$ polytype represents a detrital contamination from the host rocks for samples LA78 and LA83 and an authigenic/synkinematic phase for samples LA77, LA82, and RG90 as IAA ages are older and younger than the depositional age of the host rock, respectively.

5. Discussion

5.1. Multiple Fault Reactivation Episodes Since Post-Variscan Time and Implications for the Iberian Plate Evolution

There is a growing consensus that the K-Ar dates of the <0.1 μm (or finer) illite fraction from a fault gouge most closely match the timing of the last episode of deformation recorded by the fault rock through the growth of synkinematic and authigenic illite (e.g., Boles et al., 2018; Rahl et al., 2011; Solum et al., 2005; Viola et al., 2016).

The polytype of the newly formed illite reflects mostly the thermal boundary conditions, with $1M_d$ being representative of lower-temperature and $2M_1$ of higher-temperature conditions (e.g., Torgersen et al.,

2014). The age of the coarsest fractions can instead be interpreted as an inherited contribution to the fault rock from the host rock, or alternatively and under certain conditions, it may also record an earlier deformation or thermal event (Scheiber & Viola, 2018; Torgersen et al., 2014; Viola et al., 2013, 2016, 2018). The coarsest fractions are thus in general predominantly characterized by mica or illite-2M₁ derived from a previous cooling history of the rock or from an earlier faulting or fluid flow/alteration episode. The ages of the intermediate size fractions are more difficult to interpret as they represent mixing between these two end-members.

The plots of age versus grain size (Peaver, 1999) of Figures 5a and 5b are characterized by the presence of some (sub)plateaus (i.e., where the ages of at least two fractions are the same or very similar within error) at either the lower and higher ends of the mixing lines defining the spectra. This is an intermediate situation toward a flat age spectrum wherein all grain size fractions yield the same age (e.g., Torgersen et al., 2015; see also Viola et al., 2016). However, this is a rare scenario for illite from brittle fault rocks, and when illite synkinematic authigenesis can be documented, it argues for a very significant authigenesis during faulting such that illite of the same age can grow in all of the separated and dated grain size fractions, up to 10 μm. In multi-grain size fraction analysis of brittle fault rocks, the K-Ar date of the finest fraction is thus considered to be the closest to the age of the last recorded faulting episode, when synkinematic illite growth is instead limited to the finest fraction. Even for the latter, however, the date of the finest fraction might still be “mixed,” that is, it still partially reflects the isotopic contribution of K-bearing phases that are not synkinematic but are simply reworked from the host into the fault rock during cataclastic deformation.

The IAA approach can be of significant help in discriminating the net contribution to the final age of the fraction of authigenic/synkinematic illite and of that derived from the earlier rock history (which can also be that of an earlier faulting episode). All samples analyzed in this study permitted calculating the IAA, allowing us to extrapolate “ideal” fully authigenic/synkinematic illite-1M₄ and illite-2M₁ ages. In the following, we analyze the IAA results and propose interpretative scenarios capable of assigning our results to geologically meaningful tectonic events.

The illite-2M₁ IAA ages in the plots of Figures 6a and 6b indicate two main events of illite/muscovite formation during the Carboniferous and Permian for the Vallès-Penedès Fault and during the Late Permian and Late Triassic for the Río Grío Fault. Only the illite-2M₁ IAA age from sample FV11 indicates an Early Jurassic crystallization event. The illite/muscovite-2M₁ of the coarse fractions cannot be considered as a detrital contribution to the fault rock from the host rock as their K-Ar dates are younger than the depositional age of the host rock themselves. Therefore, the illite populations in the coarse grain size fractions for both faults crystallized authigenically/synkinematically during episodes of regional deformation or fluid flow.

Following the Variscan orogeny, an important period of magmatism related to the subduction of oceanic crust took place in the Catalan Coastal Range (Solé et al., 1998). The intrusion of large plutonic bodies and related hypabyssal dykes caused contact metamorphism up to pyroxene-hornfels facies conditions at the end of Carboniferous or during the Permian (Solé et al., 1998). The Vallès-Penedès Fault likely played a role at that time, possibly accommodating isostatic instabilities induced by the emplacement of the magmatic bodies (Figure 7). Evidence of extensional tectonic activity might be recorded by the 2M₁-IAA age of the coarse fractions that indicate a short time deformation interval (320 ± 11 – 318 ± 9 Ma, Figure 7). After this tectonic episode associated with Late Variscan magmatism, a second reactivation took place during the Permian as indicated by the 2M₁-IAA age of 284 ± 10 Ma (Figures 6a and 7) that coincides with the main stage of Variscan post-orogenic extensional faulting (Lago et al., 2004a, b) and the onset of cooling of the Catalan Coastal batholith dated by biotite K-Ar ages to 284 ± 4 Ma (Solé et al., 1998). Illite/muscovite-2M₁ IAA ages from the Río Grío Fault (262 ± 5 , 251 ± 8 , and 226 ± 4 Ma) allow us to propose a longer post-orogenic Variscan evolution for the Iberian Plate than previously assumed. Extensional deformation would extend through Late Triassic times, suggesting a continuity between Permian tectonics/magmatism, where strike-slip faulting played a relevant role (Cantarelli et al., 2013) and Triassic extension/magmatism (Figures 6b and 7; Pocoví et al., 1990).

Evidence of Early Jurassic extensional tectonic activity of the Vallès-Penedès Fault might be recorded by the 190 ± 7 Ma 2M₁-IAA age (Figure 7), which can be linked to the broader Latest Triassic-Early Jurassic thermotectonic event related to the opening of the Central Atlantic Rift. This event has been constrained by geological evidence in the Catalan Coastal Range, where mafic intrusions, volcanic rocks, and widespread

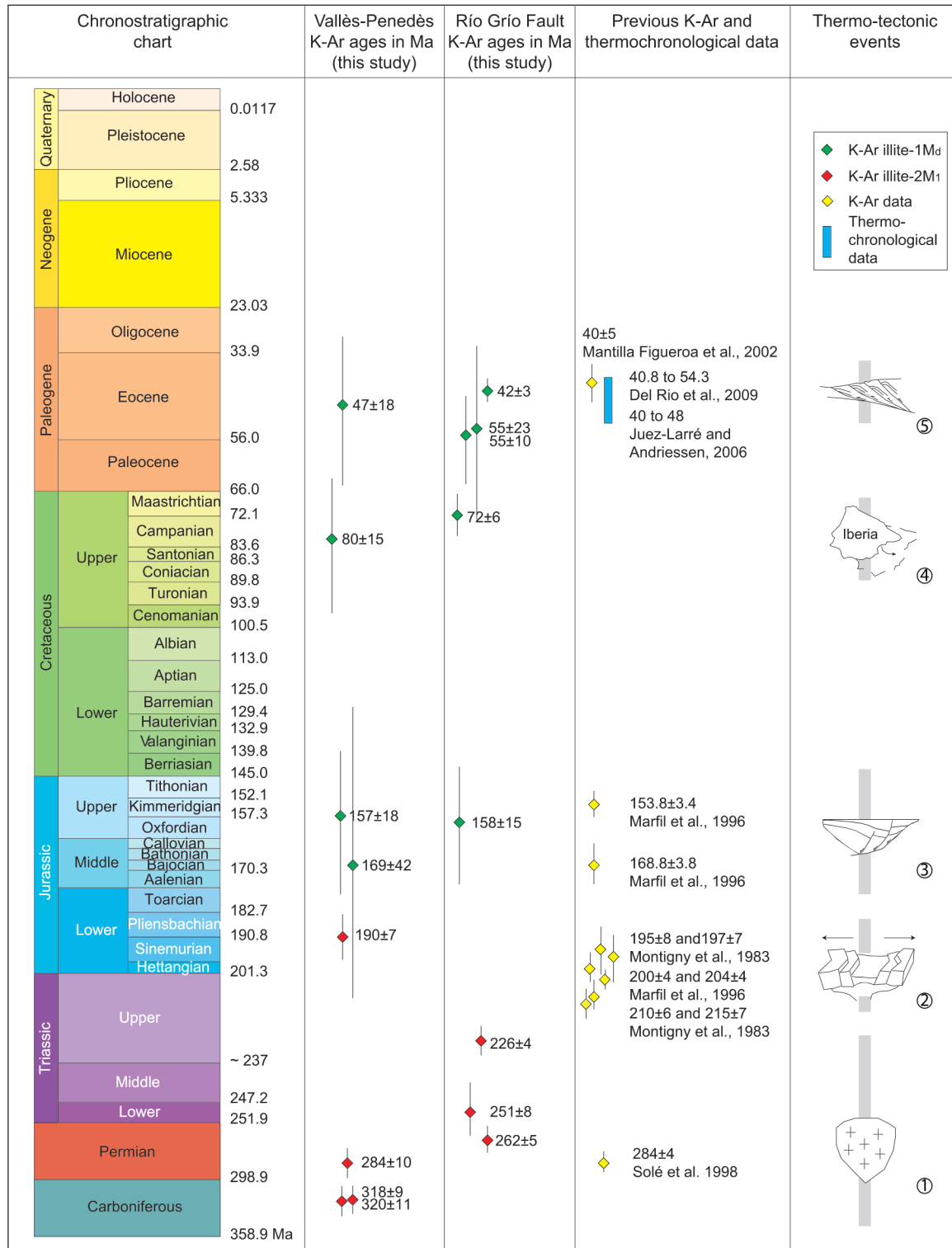


Figure 7. Polyphase activity of the Vallès-Penedès and Río Grio Faults as constrained by the interpretation of our new K-Ar dates and their comparison with previous K-Ar and low-temperature thermochronological data. (1) Post-orogenic extensional faulting associated with Late Variscan magmatism; (2) opening of the Central Atlantic Rift; (3) extensional/transensional faulting that led to the development of Mesozoic Basins in northern Iberia; (4) final stage of Iberian Plate rotation and accommodation of compressional pulses; (5) positive inversion of Mesozoic extensional basins in response to far-field stresses of the Alpine orogeny.

hydrothermal activity occurred at that time and by $200\text{--}203 \pm 4$ Ma K-Ar ages from authigenic illites in the Iberian Chain, which, taken together, are indicative of significant extensional tectonics and volcanism (Marfil et al., 1996).

Other thermochronological studies throughout the Iberian Peninsula support the obtained illite/muscovite- $2M_1$ IAA age. Montigny et al. (1983), for example, studied ophiolites and lavas associated with Triassic sediments in the Pyrenees obtaining K-Ar ages of 195 ± 8 and 197 ± 7 Ma, and 210 ± 6 and 215 ± 7 Ma respectively. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and paleomagnetic data of tholeiitic basalts and volcanic dykes from Iberia and other sectors of the Central Atlantic magmatic province indicate that magmatism associated with the opening of the Central Atlantic Rift was most intense at about 200 Ma (Sebai et al., 1991).

The authigenic/synkinematic $1M_d$ -IAA ages in the plots of Figures 6a and 6b indicate that illite- $1M_d$ formed during three younger thermotectonic events that can be interpreted as the result of multiple fault reactivation episodes since the Middle-Late Jurassic for both the Vallès-Penedès and Río Grío Faults (Figure 7). These ages and their interpretation are supported by the known Mesozoic-Cenozoic evolution of local intraplate basins of the Iberian Plate, which are excellent markers of the large-scale tectonic events of that time in the Iberian Plate (e.g., Bally, 1982; Figure 8a).

The oldest event of formation of illite- $1M_d$, spanning from Bajocian to earliest Kimmeridgian (169–157 Ma; Figures 6a, 6b, and 7), coincides with the beginning of a major phase of rifting in northern Iberia, related to the opening of the western Tethys and the Central Atlantic Ocean, which caused left-lateral movement of the Iberian Plate relative to Eurasia (Jammes et al., 2010; Salas et al., 2001). Transtensional deformation progressively affected the Iberian Plate, developing distinct extensional systems. Associated crustal thinning diminished from the Pyrenean-Basque-Cantabrian domains to the Central Iberian extensional system (Tugend et al., 2015). In this context, this episode of faulting led to the initial development of Mesozoic extensional-/transtensional basins (e.g., Cameros Basin) which host more than 5-km thick sedimentary sequences (Figure 8a). The timing of this faulting event is consistent with the neof ormation of hairy illites in Permian-Triassic red sandstones of the Iberian Chain as a consequence of significant extensional tectonics and fluid circulation that yielded similar K-Ar ages 153.8 ± 3.4 and 168.8 ± 3.8 Ma (Marfil et al., 1996).

A second episode of nucleation of illite- $1M_d$ occurred in the Campanian (80–72 Ma; Figures 6a and 6b) and can be explained within the framework of the rotation of the Iberian Plate. The opening of the North Atlantic during Aptian-Cenomanian times caused 35° anticlockwise rotation of the Iberian Plate with respect to Eurasia (Ziegler et al., 2001). Rotation slowed down during the Latest Cretaceous as a result of the ensuing collision within the context of the Alpine orogeny. The Campanian age suggests fault reactivation in both the Iberian Chain and Catalan Coastal Range as a response to the final stage of plate rotation and the accommodation of the first Pyrenean compressional pulses. The Late Cretaceous tectonics of the Vallès-Penedès Fault is difficult to recognize in the field due to the lack of good outcrops of Cretaceous deposits. The fault zone roughly delimits a southern zone where Mesozoic (Triassic, Jurassic, and, to a lesser extent, Lower Cretaceous) rocks overlie the Paleozoic sediments and igneous rocks, from a northern domain where only Paleozoic low-grade metasediments and Late Variscan granitoids are exposed (Marín et al., 2008; Roca, 1994). The Río Grío Fault neither shows evidence of activity during this period of time, because most sediments of Late Cretaceous age crop out south and west of the studied area. Only some indirect constraints, such as particular fracture patterns (Maestro, 1999) and thickness changes of Cretaceous rocks (Soria de Miguel, 1997), can account for fault activity at that time.

The last documented episode of crystallization of illite- $1M_d$ occurred in the Eocene (approximately 47 Ma for the Vallès-Penedès Fault and between 42 and 55 Ma for the Río Grío Fault) and can be interpreted as due to the far-field stresses of the Alpine orogeny. Intraplate compressional stresses inverted Mesozoic extensional basins in the Iberian Plate during the Paleogene, leading to the development of the Pyrenees, the Iberian Chain, the Spanish Central System, and the Catalan Coastal Range (Casas-Sainz & Faccenna, 2001; Fernández-Lozano et al., 2011; Guimerá & Alvaro, 1990). The Río Grío Fault played a major role during that time, with important transpression documented by the present-day geometry of the Cameros Basin, where Cenozoic compressional structures strike E-W to NW-SE and the footwall of the main thrust consists of up to 4 km thick Eocene molasse of the Ebro Basin (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997). Furthermore, the reactivation of the Río Grío Fault during the Eocene is supported by a 40 ± 5 Ma K-Ar illite date (Mantilla Figueroa et al., 2002) and by apatite (U-Th)/He and fission-track data indicating that the main part of the

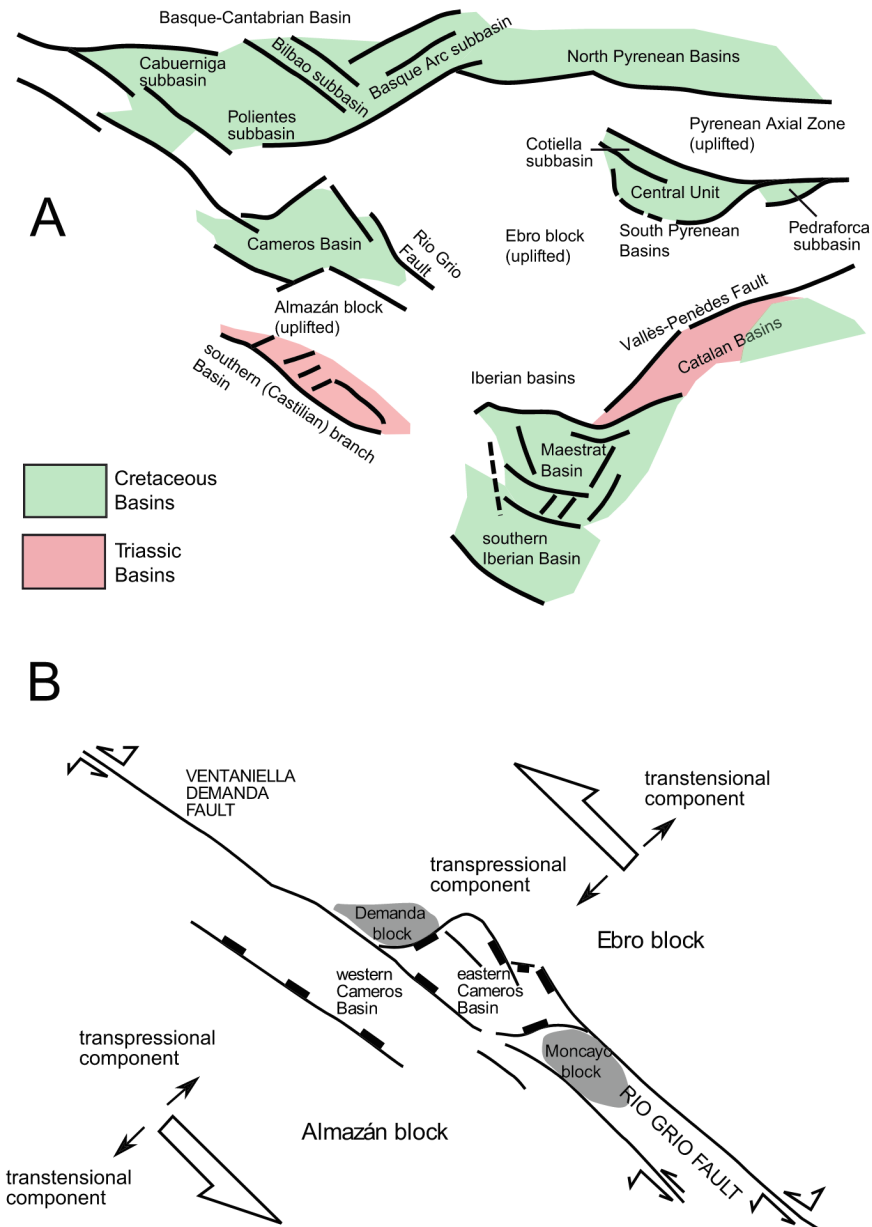


Figure 8. (a) Sedimentary basins and structures in northern Iberia. Río Grio Fault, Vallès-Penedès Fault, Iberian, Catalan, Basque-Cantabrian, and Pyrenean Basins. (b) Interpretation of the Cameros Basin within the frame of northern Iberia and main structures active during basin formation (probably the Río Grio Fault).

Cameros Basin was exhumed at 40 Ma (Del Río et al., 2009). The crystallization of illite-1M_d in the clay gouge of the Vallès-Penedès Fault at about 47 Ma is coeval to the exhumation of a few Variscan granitoids in the Catalan Coastal Range that provided a time interval of 40–48 Ma based on low-temperature thermochronological data (Juez-Larré & Andriessen, 2006). According to these data, there is no clear evidence for diachronous exhumation between the eastern and central parts of the Iberian Peninsula.

5.2. Evidence of Mesozoic Strike-Slip Faulting in Iberia and Switch From Transtensional to Transpressional Regime

The Río Grio Fault can be directly related to the evolution of the Cameros Basin because the multiple movements of the fault fit well temporally important stages of the basin evolution, such as, for example, the

Jurassic-Early Cretaceous rifting, the final stage of the anticlockwise rotation of the Iberian Plate, and the accommodation of compressional pulses that led to the positive inversion of the basin (Figure 7). Sinistral movements along the Río Grío Fault during the Late Cretaceous could represent the response of the plate interior to the anticlockwise rotation of Iberia, within an overall change of the faulting regime from transtension to transpression, as documented in other basins of the northern plate margin (Figure 8a).

Cleavage and low-grade metamorphism in the Cameros Basin have been documented by chloritoid formation, remagnetization (Casas et al., 2009; García-Lasanta et al., 2017; Villalaín et al., 2003), thermal maturity of organic matter (Omodeo-Salé et al., 2017), fluid inclusions (Mata et al., 2001), mineralogy (González-Acebrón et al., 2011; Mata et al., 2001), and fission-track data (Del Río, 2009; Rat et al., 2019). The absolute dating of the thermal metamorphic peak by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of illite (Goldberg et al., 1988) and K-Ar analysis of illite (Casquet et al., 1992) indicates an age ranging between 86 and 108 Ma. The Albian-Coniacian thermal event, evidenced by a plethora of organic and inorganic thermal and thermochronological indicators, has not been recorded by K-Ar dating of fault gouge indicating that metamorphism postdates the main extensional/transensional activity of the Río Grío Fault.

The abnormally high-thermal gradient found in the Cameros Basin is thus consistent with a pull-apart basin geometry with master faults that would be striking NW-SE, the Río Grío Fault being the northeastern and the Ventaniella-Demanda Fault (Colchen, 1974; Lepvrier & Martínez-García, 1990; Marcos, 1979) the south-western (Figure 8b). The scarcity of seismic data prevents us from unequivocally establishing the continuity between the Ventaniella and Demanda fault systems under the Cenozoic fill of the Ebro basin. Nevertheless, their similar strike and the alignment of their mapped traces after restoring the Cenozoic convergent movement between the Southern Pyrenees and the Cameros-Demanda Massif, point to their initial physical continuity, such that they can be assigned to a single fault system. Sinistral movement along the Ventaniella-Demanda and Río Grío Faults would form a tensional jog, thus providing the possibility of strong subsidence and crustal thinning. Transtension could also steer the geometry of normal faults at the northern basin border, the most active during the basinal stage (Casas et al., 2009; Villalaín et al., 2003). Within this tectonic frame, the early inversion interpreted from the sedimentary geometry of the basin filling or foliation development (Soto, Casas-Sainz, et al., 2008) can be explained by a switch from transtension to transpression following a small change of the movement vector of Iberia with respect to Eurasia, always keeping a generalized sinistral displacement approximately parallel to the North Pyrenean transform (as defined by Choukroune et al., 1973).

5.3. Implications for Long-Term Fault Activity and Reactivation

The first K-Ar dating of illite-bearing gouges in northern Iberia permits the following important considerations:

1. The episodes of faulting of the studied long-lived faults are not easy to constrain and are more complicated than previously thought and described in the literature (Casas-Sainz & Gil-imaz, 1998; Villalaín et al., 2003). Syn-tectonic sedimentation, biostratigraphy of continental deposits, hydrothermal mineralizations, and kinematic indicators may partly assist when unraveling the long-term evolution of fault zones but may be insufficient for unraveling multiple reactivations and long slip histories. K-Ar dating of fault gouges and illite polytype determinations proved to be a valuable tool for unraveling extremely complex fault architectures and single out the key thermotectonic stages of intraplate brittle deformation. These new absolute age constraints need to be considered for further tectonic and geodynamic reconstructions.
2. K-Ar dating of fault gouges is sensitive to P-T conditions at which brittle deformation occurs. The fault rocks of the Río Grío and Vallès-Penedès Faults did not yield K-Ar dates younger than the Eocene, even though Alpine deformation is documented until the Late Miocene for some areas of the Iberian Chain and the Middle Miocene for the Catalan Coastal Range. Sedimentological, structural, and low-temperature thermochronological studies for the latter range showed that rocks exposed nowadays were deformed at a maximum depth of 3.6 km during the Paleogene compression at a temperature of 110 °C, and they were at depths of about 2 km and temperatures lower than 60 °C prior to the Miocene extension (Anadón et al., 1979; Cantarero et al., 2014; Juez-Larré & Andriessen, 2006). This may suggest that Late Oligocene-Miocene deformation in both chains occurred under shallower and/or cooler P-T conditions than those prevailing during Mesozoic and Eocene times and/or the absence of physicochemical conditions favorable to illite authigenic growth during brittle deformation.

3. Reactivation of fault zones does not necessarily correspond to the timing of the highest temperature thermal event. K-Ar dating of gouges from the Río Grío Fault does not record the Albian-Coniacian thermal peak in the Cameros Basin, indicating that metamorphism postdates the main extensional/transensional activity of the Río Grío Fault. This stresses the need of a truly multidisciplinary study when aiming at unraveling the details of complex and long lasting intraplate faulting.

6. Conclusions

K-Ar dating of illite from clay gouges of crustal-scale faults of NE Iberia sheds new light onto the polyphase tectonic activity of the Río Grío and Vallès-Penedès Faults, two major structures that played a significant role in the development and subsequent shaping of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins of the Iberian Plate. Illite/muscovite- $2M_1$ K-Ar ages indicated that faulting was coeval to Late Variscan hydrothermal mineralizations and magmatism and suggest a longer Variscan post-orogenic evolution for the Iberian Plate than thought earlier, extending the period of extensional tectonics until the Late Triassic, as, for example, the prolonged, discontinuous magmatic activity found by former authors seem to indicate.

Authigenic/synkinematic illite- $1M_d$ dates indicate multiple fault reactivations in response to the known key stages of the thermotectonic evolution of the Iberian Plate. Faults were reactivated during the Late Jurassic-Early Cretaceous rifting that led to the development of Mesozoic extensional/transensional basin in northern Iberia, in Campanian time as a consequence of final stage of plate rotation, and during the compressional pulses associated with the Alpine orogeny (Paleogene). The results obtained from these two well-constrained examples of the Iberian Plate confirm that crustal-scale faults can indeed be reactivated under a variety of tectonic contexts and that thermotectonic conditions characterized by high-geothermal gradients strongly favor fault movement and neof ormation of clay minerals in fault gouges, regardless of the prevailing tectonic regime (compressional, extensional, or strike-slip).

Acknowledgments

This work was supported by Project CGL-2013-42670-P and a pre-doctoral grant to Marcos Marcén from the Spanish Ministry of Science and Education. Financial support from Progetti di Ateneo 2018 and FFABR 2017 to Luca Aldega is acknowledged. Ruikai Xie and Clea Fabian from the Geological Survey of Norway are thanked for assistance with K analysis and sample preparation. We are grateful to Peter van der Beek, Gerardo de Vicente, and Jeffrey Rahl for detailed revisions and helpful suggestions. X-ray and K-Ar geochronological data can be accessed via the following URL: <https://doi.org/10.1594/IEDA/111380>, checking the dataset by Aldega et al. (2019).

References

- Aldega, L., Corrado, S., Grasso, M., & Maniscalco, R. (2007). Correlation of diagenetic data from organic and inorganic studies in the Apenninic-Maghrebian fold-and-thrust belt: A case study from Eastern Sicily. *The Journal of Geology*, *115*(3), 335–353. <https://doi.org/10.1086/512756>
- Aldega, L., Viola, G., Casas-Sainz, A., Marcén, M., Román-Berdiel, T., & van der Lelij, R. (2019). X-ray diffraction and K-Ar geochronological data of fault rocks in northern Iberia. *Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA)*. <https://doi.org/10.1594/IEDA/111380>
- Alvaro, M., Capote del Villar, R., & Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geologica Hispánica*, *14*(1), 172–177.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P., & Sagrañes, S. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geologica Hispánica*, *14*, 242–270.
- Antolín-Tomás, B., Liesa, C. L., Casas, A. M., & Gil-Peña, I. (2007). Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo basin (Eastern Iberian Chain, Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, *20*(3-4), 351–365.
- Arthaud, F., & Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, *88*(9), 1305–1320. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1305:LPSFIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1305:LPSFIS>2.0.CO;2)
- Bally, A. W. (1982). Musings over sedimentary basin evolution. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, *305*(1489), 325–338. <https://doi.org/10.1098/rsta.1982.0040>
- Boles, A., Schleicher, A. M., Solum, J., & van der Pluijm, B. A. (2018). Quantitative X-ray powder diffraction and the illite polytype analysis method for direct fault rock dating: A comparison of analytical techniques. *Clays and Clay Minerals*, *66*, 220–232.
- Calvín-Ballester, P., & Casas, A. (2014). Folded Variscan thrusts in the Herrera unit of the Iberian Range (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, *394*(1), 39–52. <https://doi.org/10.1144/SP394.3>
- Canals, À., & Ayora, C. (1988). Las mineralizaciones filonianas del sector de l'Argentera (Cadenas Costeras Catalanas): contexto geológico, estructura, tipología y condiciones de formación. *Acta Geologica Hispánica*, *23*(3), 155–170.
- Canals, A., & Cardellach, E. (1997). Ore lead and sulphur isotope pattern from the low temperature veins of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Mineralium Deposita*, *32*(3), 243–249. <https://doi.org/10.1007/s001260050089>
- Cantarelli, V., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., & Casas-Sainz, A. (2013). Thermal history of the Aragón-Béarn basin (Late Paleozoic, western Pyrenees, Spain); insights into basin tectonic evolution. *Italian Journal of Geosciences*, *132*(3), 443–462. <https://doi.org/10.3301/IJG.2012.41>
- Cantarero, I., Lanari, P., Vidal, O., Alias, G., Travé, A., & Baqués, V. (2014). Long-term fluid circulation in extensional faults in the central Catalan Coastal Ranges: P-T constraints from neof ormed chlorite and K-white mica. *International Journal of Earth Sciences*, *103*(1), 165–188. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0963-8>
- Casas, A. M., Villalain, J. J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P., & Fernández, G. (2009). Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, *470*(1-2), 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.020>
- Casas Sainz, A. M. (1993). Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, *6*(3), 202–216. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105248>
- Casas-Sainz, A., & Faccenna, C. (2001). Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, *13*(4), 281–288. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00355.x>

- Casas-Sainz, A. M., & Gil-imaz, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the Eastern Cameros Basin, Northern Spain. *Geologische Rundschau*, 86(4), 802–818. <https://doi.org/10.1007/s005310050178>
- Casas-Sainz, A. M., Gil-Imaz, A., Simón, J. L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., et al. (2018). Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics*, 730, 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.013>
- Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalain, J. J., Aldega, L., et al. (2017). Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: A case study from the Cameros–Demanda thrust (North Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 106(3), 1023–1055. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1349-5>
- Casquet, A., Galindo, C., González-Casado, J. M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., et al. (1992). El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. *Geocronología e implicaciones tectónicas. Geogaceta*, 11, 22–25.
- Choukroune, P., Seguret, M., & Galdeano, A. (1973). Caracteristiques et evolution structurale des Pyrenees; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5-6), 600–611.
- Colchen, M. (1974). *Geologie de la Sierra de la Demanda* (Vol. 85). Burgos-Logroño (Espagne): Memoria del Instituto Geológico y Minero de España.
- Cortés, A. L., Liesa, C. L., Soria, A. R., & Meléndez, A. (1999). Role of extensional structures on the location of folds and thrusts during tectonic inversion (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 12(2), 113–132. <https://doi.org/10.1080/09853111.1999.11105335>
- Cortés-Gracia, A. L., & Casas Sainz, A. M. (1996). Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9(1-2), 51–66.
- De Bruijne, C. H., & Andriessen, P. A. M. (2002). Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349(1-4), 161–184. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00052-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00052-5)
- De Vicente, G. (2018). Geological record of the alpine deformations in Iberia: Strain partitioning or tectonic phases. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2), 13–22.
- De Vicente, G., & Muñoz-Martín, A. (2013). The Madrid Basin and the Central System: A tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. *Tectonophysics*, 602, 259–285. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.04.003>
- De Vicente, G., Vegas, R., Martín, A. M., Silva, P. G., Andriessen, P., Cloetingh, S., et al. (2007). Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58(1-4), 335–381. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.042>
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J. D., Casas-Sáinz, A., Sopena, A., et al. (2009). Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470(3-4), 224–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.003>
- Del Río, P. (2009). Historia termal del sector oriental de la Sierra de Cameros: restricciones a partir del análisis de huellas de fisión y otras herramientas geocronológicas (U-Pb SHRIMP y (U-Th/He). PhD, University of Zaragoza
- Del Río, P., Barbero, L., & Stuart, F. M. (2009). Exhumation of the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain): Constraints from low-temperature thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 324(1), 153–166.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Moya, Y. S., Hoyos, M., et al. (1994). Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, 238(1-4), 95–116. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90051-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90051-5)
- Eberl, D. D., Środoń, J., Lee, M., Nadeau, P. H., & Northrup, H. R. (1987). Sericite from the Silverton caldera, Colorado: Correlation among structure, composition, origin, and particle thickness. *American Mineralogist*, 72, 914–934.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E. D., Cloetingh, S., & De Vicente, G. (2011). Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. *Tectonics*, 30, TC1001. <https://doi.org/10.1029/2010TC002719>
- Fontboté, J. M. (1954). Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la cordillera prelitoral catalana y con la depresión del Ebro. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 52, 281–310.
- Fontboté, J. M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., & Fernández-Ortigosa, F. (1990). The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3(3-4), 249–259.
- García-Lasanta, C., Casas-Sainz, A., Villalain, J. J., Oliva-Urcia, B., Mochales, T., & Speranza, F. (2017). Remagnetizations used to unravel large-scale fold kinematics: A case study in the Cameros Basin (Northern Spain). *Tectonics*, 36, 714–729. <https://doi.org/10.1002/2016TC004459>
- Goldberg, J. M., Guiraud, M., Maluski, H., & Séguret, M. (1988). Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 307, 521–527.
- Gomes, A., Chaminé, H. I., Teixeira, J., Fonseca, P. E., Pereira, L. G., de Jesus, A. P., et al. (2007). Late Cenozoic basin opening in relation to major strike-slip faulting along the Porto–Coimbra–Tomar fault zone (Northern Portugal). In *In Sedimentary processes, environments and basins: A tribute to Peter friend* (pp. 137–153). Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd.
- Gong, Z., Langereis, C. G., & Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 80–93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.016>
- Gong, Z., van Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., & Dekkers, M. J. (2009). Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin—New constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation. *Tectonophysics*, 473(3-4), 312–323. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.003>
- González-Acebrón, L., Goldstein, R. H., Mas, R., & Arribas, J. (2011). Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 100(8), 1811–1826. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0606-2>
- Guimerà, J. (1984). Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121(5), 413–420. <https://doi.org/10.1017/S0016756800029940>
- Guimerà, J., & Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(2), 339–348.
- Hałas, S., & Wójtowicz, A. (2014). Propagation of error formulas for K/Ar dating method. *Geochronometria*, 41(3), 202–206. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0162-1>
- Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R., Friedrichsen, H., Flehmig, W., et al. (1986). The evolution of illite to muscovite: Mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2), 157–180. <https://doi.org/10.1007/BF00375291>
- Institut Cartogràfic de Catalunya (2005). Mapa geològic comarcal de Catalunya (scale 1:50,000, sheet 13-Barcelonès). Institut Cartogràfic de Catalunya.

- Institut Cartogràfic de Catalunya (2006a). Mapa geològic comarcal de Catalunya (scale 1:50.000; sheet 29-Priorat). Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Institut Cartogràfic de Catalunya (2006b). Mapa geològic comarcal de Catalunya (scale 1:50.000, sheet 34- Selva). Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Jagodzinski, H. (1949). Eindimensionale Fehlordnung in Kristallen und ihr Einfluss auf die Röntgen Interferenzen. *Acta Crystallographica*, 2(4), 201–207. <https://doi.org/10.1107/S0365110X49000552>
- Jammes, S., Lavier, L., & Manatschal, G. (2010). Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q10016. <https://doi.org/10.1029/2010GC003218>
- Juárez, M. T., Lowrie, W., Osete, M. L., & Meléndez, G. (1998). Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 729–743. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00124-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00124-1)
- Juárez, M. T., Osete, M. L., Meléndez, G., Langereis, C. G., & Zijdeveld, J. D. A. (1994). Oxfordian magnetostratigraphy of the Aguilón and Tosos sections (Iberian Range, Spain) and evidence of a pre-Oligocene overprint. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85(1-2), 195–211. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90017-5)
- Juárez, M. T., Osete, M. L., Vegas, R., Langereis, C. G., & Meléndez, G. (1996). Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain): tectonic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 105(1), 83–90. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.07>
- Juez-Larré, J., & Andriessen, P. A. M. (2006). Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U-Th)/He thermochronology: A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(1-2), 159–180. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.026>
- Kronberg, P. (1991). Crustal fracturing and intraplate tectonics in the area between the North Sea and the Alps: A comparison of Landsat-derived fractures with existing map data. *Tectonophysics*, 195(2-4), 261–269. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90214-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90214-D)
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C., & Gil-Imaz, A. (2004a). Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 223(1), 465–490. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.20>
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C., & Gil-Imaz, A. (2004b). Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: A record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 223(1), 439–464. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.19>
- Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J. P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J. B., & Kim, J. S. (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), 4507–4512. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>
- Lepvrier, C., & Martínez-García, E. (1990). Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, 184(3-4), 345–356. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90447-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90447-G)
- Liesa, C., Casas, A., & Simón, J. L. (2018). Tectónica de inversión en una cadena intraplaca: la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2), 23–50.
- Llana-Fúnez, S., & Marcos, A. (2001). The Malpica–Lamego Line: A major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia. *Journal of Structural Geology*, 23(6-7), 1015–1030. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00173-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00173-5)
- Llopis Lladó, N. (1947). Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides; estudio geológico, 372 pp.
- Maestro, A. (1999). Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica) (Doctoral dissertation, Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza).
- Malavieille, J. (1993). Late orogenic extension in mountain belts: Insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, 12(5), 1115–1130. <https://doi.org/10.1029/93TC01129>
- Mantilla Figueroa, L. C., Galindo, C., Mas, R., & Casquet, C. (2002). El metamorfismo hidrotermal cretácico y paleógeno en la cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubia*, 14, 143–154.
- Marcén, M., Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T., Griera, A., Santanach, P., Pocoví, A., et al. (2018). Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès-Penedès Fault revisited. *Journal of Geodynamics*, 121, 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.003>
- Marcén, M., & Román Berdiel, T. (2015). Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica. *Geotemas*, 58, 79–82.
- Marcos, A. (1979). Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León line, Cantabrian Mountains, North Spain)—Discussion. *Tectonophysics*, 60(3-4), 303–308. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90168-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90168-9)
- Marfil, R., Bonhomme, M. G., De la Peña, J. A., Penha Dos Santos, R., & Sell, I. (1996). La edad de las lilitas en areniscas pérmicas y triásicas de la cordillera Ibérica mediante el método K/Ar: Implicaciones en la historia diagenética y evolución de la cuenca. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20, 61–83.
- Marín, M. A., Roca, E., Rosell, O., Marcuello, A., & Cabrera, L. (2008). La Falla del Montmell: un ejemplo del control ejercido por las fallas extensivas mesozoicas en la arquitectura cenozoica de las Cadenas Costeras Catalanas. *Geotemas (Madrid)*, 2, 462–464.
- Marques, F. O., Mateus, A., & Tassinari, C. (2002). The Late-Variscan fault network in central–northern Portugal (NW Iberia): A re-evaluation. *Tectonophysics*, 359(3-4), 255–270. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00514-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00514-0)
- Martínez-Peña, M., & Casas-Sainz, A. (2003). Cretaceous–Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 92(1), 99–113.
- Mata, M. P., Casas, A. M., Canals, A., Gil, A., & Pocoví, A. (2001). Thermal history during Mesozoic extension and tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research*, 13(1), 91–111. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00138.x>
- Matthews, K. J., Seton, M., & Müller, R. D. (2012). A global-scale plate reorganization event at 105–100 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 283–298.
- McDougall, I., & Wellman, P. (2011). Calibration of GA1550 biotite standard for K/Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Chemical Geology*, 280(1-2), 19–25. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.10.001>
- Montigny, B., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R. (1983). Étude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées—Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bulletin de Mineralogie*, 105, 673–680.
- Moore, D. M., & Reynolds, R. C. Jr. (1997). *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals* (p. 378). Oxford, UK: Oxford University Press.
- Moussaid, B., Villalán, J. J., Casas-Sainz, A., El Ouardi, H., Oliva-Urcia, B., Soto, R., et al. (2015). Primary vs. secondary curved fold axes: Deciphering the origin of the Ait Attab syncline (Moroccan High Atlas) using paleomagnetic data. *Journal of Structural Geology*, 70, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.11.004>

- Muñoz-Jiménez, A., & Casas-Sainz, A. M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): Tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9(1), 65–85. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1997.00031.x>
- Neres, M., Font, E., Miranda, J. M., Camps, P., Terrinha, P., & Mirão, J. (2012). Reconciling Cretaceous paleomagnetic and marine magnetic data for Iberia: New Iberian paleomagnetic poles. *Journal of Geophysical Research*, 117, B06102. <https://doi.org/10.1029/2011JB009067>
- Omodeo-Salé, S., Salas, R., Guimerà, J., Ondrak, R., Mas, R., Arribas, J., & Martínez, L. (2017). Subsidence and thermal history of an inverted Late Jurassic-Early Cretaceous extensional basin (Camerós, North-central Spain) affected by very low-to low-grade metamorphism. *Basin Research*, 29(S1), 156–174. <https://doi.org/10.1111/bre.12142>
- Palencia-Ortas, A., Osete, M. L., Vegas, R., & Silva, P. (2006). Paleomagnetic study of the Messejana Plasencia dyke (Portugal and Spain): A lower Jurassic paleopole for the Iberian plate. *Tectonophysics*, 420(3-4), 455–472. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.04.003>
- Peaver, D. R. (1999). Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 96(7), 3440–3446. <https://doi.org/10.1073/pnas.96.7.3440>
- Picha, F. J. (2002). Late orogenic strike-slip faulting and escape tectonics in frontal Dinarides-Hellenides, Croatia, Yugoslavia, Albania, and Greece. *AAPG Bulletin*, 86(9), 1659–1671.
- Pocoví, J. A., Osácar Soriano, M. C., & Lago, M. (1990). Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta*, (8), 25–28.
- Rahl, J. M., Haines, S. H., & van der Pluijm, B. A. (2011). Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: Evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2), 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.036>
- Rat, J., Mouthereau, F., Bricchau, S., Crémades, A., Bernet, M., Balvay, M., et al. (2019). Tectonothermal evolution of the Cameros Basin: Implications for tectonics of North Iberia. *Tectonics*, 38, 440–469. <https://doi.org/10.1029/2018TC005294>
- Renne, P. R., Cassata, W. S., & Morgan, L. E. (2009). The isotopic composition of atmospheric argon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: Time for a change? *Quaternary Geochronology*, 4(4), 288–298. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.02.015>
- Roca, E. (1994). La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geologica Hispánica*, 29(1), 3–25.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., & Marzo, M. (1999). Oligocene to middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, 315(1-4), 209–229. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00289-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00289-9)
- Román-Berdiel, T., Pueyo-Morer, E. L., & Casas-Sainz, A. M. (1995). Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 17(12), 1689–1706. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00062-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00062-1)
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1-2), 117–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0)
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., & Alonso, A. (2001). Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). In P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson, & S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Vol. 186, pp. 145–185). Paris: Mémoires du Muséum national d' Histoire naturelle.
- Santanach, P., & Julià, R. (1984). Estructuras en la salbanda de la falla paleogena de la falla del Vallés-Penedés (Cadenas Costeras Catalanas) su relación con el deslizamiento de la falla. I Congreso español de geología, Segovia, 3, 47–60.
- Scheiber, T., & Viola, G. (2018). Complex bedrock fracture patterns: A multipronged approach to resolve their evolution in space and time. *Tectonics*, 37, 1030–1062. <https://doi.org/10.1002/2017TC004763>
- Schultz, R. A., Okubo, C. H., & Wilkins, S. J. (2006). Displacement-length scaling relations for faults on the terrestrial planets. *Journal of Structural Geology*, 28(12), 2182–2193. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.03.034>
- Schumacher, E. (1975). Herstellung von >99,9997% ^{38}Ar für die ^{40}K - ^{40}Ar Geochronologie. *Chimia*, 29, 441–442.
- Scotese, C. R., Gahagan, L. M., & Larson, R. L. (1988). Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155(1-4), 27–48. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90259-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90259-4)
- Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H., & Hanes, J. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 455–472. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90222-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90222-4)
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., et al. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4), 212–270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
- Solé, J., Delaloye, M., & Enrique, P. (1998). K–Ar ages in biotites and K–feldspars from the Catalan Coastal Batholith: evidence of a post-Hercynian overprinting. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 91, 139–148.
- Solum, J. G., van der Pluijm, B. A., & Peacor, D. R. (2005). Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology*, 27(9), 1563–1576. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.002>
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A., & Hernando, S. (1983). El Triásico. *Geología de España*, 2, 47–63.
- Soria de Miguel, A. R. (1997). La sedimentación en las cuencas marginales del Surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural (Doctoral dissertation, Universidad de Zaragoza).
- Soto, R., Casas-Sainz, A. M., Villalaín, J. J., Gil-Imaz, A., Fernández-González, G., Del Río, P., et al. (2008). Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society*, 165(6), 1007–1018. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-163>
- Soto, R., Villalaín, J. J., & Casas-Sainz, A. M. (2008). Remagnetizations as a tool to analyze the tectonic history of inverted sedimentary basins: A case study from the Basque-Cantabrian basin (north Spain). *Tectonics*, 27, TC1017. <https://doi.org/10.1029/2007TC002208>
- Srivastava, S. P., Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R., & Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 61–76. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00231-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00231-4)
- Steiger, R. H., & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Tapponnier, P., & Molnar, P. (1976). Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264(5584), 319–324. <https://doi.org/10.1038/264319a0>
- Tapponnier, P., Peltzer, G., & Armijo, R. (1986). On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 113–157. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.07>
- Torgersen, E., Viola, G., Zwingham, H., & Harris, C. J. (2014). Structural and temporal evolution of a reactivated brittle-ductile fault: Part II. Timing of fault initiation and reactivation by K–Ar dating of synkinematic illite. *Earth and Planetary Science Letters*, 407, 221–233. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.031>

- Torgersen, E., Viola, G., Zwingmann, H., & Henderson, I. C. (2015). Inclined K-Ar illite age spectra in brittle fault gouges: Effects of fault reactivation and wall-rock contamination. *Terra Nova*, *27*(2), 106–113. <https://doi.org/10.1111/ter.12136>
- Torres-López, S., Villalain, J. J., Casas, A. M., Ouardi, H. E., Moussaid, B., & Ruiz-Martinez, V. C. (2014). Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *Journal of the Geological Society*, *171*(5), 673–687. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-107>
- Tugend, J., Manatschal, G., & Kuszniir, N. J. (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, *43*(1), 15–18. <https://doi.org/10.1130/G36072.1>
- Vegas, R. (1992). The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, *203*(1-4), 249–261. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90226-V](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90226-V)
- Villalain, J. J., Fernández-González, G., Casas, A. M., & Gil-Imaz, A. (2003). Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): Implications for basin geometry. *Tectonophysics*, *377*(1-2), 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.08.024>
- Viola, G., Scheiber, T., Fredin, O., Zwingmann, H., Margreth, A., & Knies, J. (2016). Deconvoluting complex structural histories archived in brittle fault zones. *Nature Communications*, *7*(1), 13448. <https://doi.org/10.1038/ncomms13448>
- Viola, G., Torgersen, E., Mazzarini, F., Musumeci, G., van der Lelij, R., Schönenberger, J., & Garofalo, P. S. (2018). New constraints on the evolution of the inner Northern Apennines by K-Ar dating of Late Miocene-Early Pliocene compression on the Island of Elba, Italy. *Tectonics*, *37*, 3229–3243. <https://doi.org/10.1029/2018TC005182>
- Viola, G., Zwingmann, H., Mattila, J., & Käpyaho, A. (2013). K/Ar illite age constraints on the Proterozoic formation and reactivation history of a brittle fault in Fennoscandia. *Terra Nova*, *25*(3), 236–244. <https://doi.org/10.1111/ter.12031>
- York, D., Evensen, N. M., López Martínez, M., & De Basabe Delgado, J. (2004). Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*, *72*(3), 367–375. <https://doi.org/10.1119/1.1632486>
- Ziegler, P. A. (1982). Faulting and graben formation in western and central Europe. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *305*(1489), 113–143. <https://doi.org/10.1098/rsta.1982.0029>
- Ziegler, P. A., Cloetingh, S., Guiraud, R., & Stampfli, G. M. (2001). Peri-Tethyan platforms: Constraints on dynamics of rifting and basin inversion. In P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson, & S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Vol. 186, pp. 9–49). Paris: Mémoires du Muséum national d' Histoire naturelle.



Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès-Penedès Fault revisited



M. Marcén^{a,*}, A.M. Casas-Sainz^a, T. Román-Berdiel^a, A. Grier^b, P. Santanach^c, A. Pocoví^a, A. Gil-Imaz^a, L. Aldega^d, E. Izquierdo-Llavall^e

^a Departamento de Ciencias de la Tierra, Grupo de Investigación Geotransfer, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain

^b Departament de Geologia, 08183 Universitat Autònoma de Barcelona, E-08193, Bellaterra (Cerdanyola del Vallès), Spain

^c Departament de Dinàmica de la Terra i l'Oceà, Universitat de Barcelona, Spain

^d Dipartimento di Scienze della Terra, Sapienza Università di Roma, Italy

^e E2S-UPPA, UPPA-CNRS-Total, Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Réservoirs, IPRA, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Anisotropy of magnetic susceptibility
Late-Variscan fault
Kinematic indicators
Cataclasis
Iberia

ABSTRACT

Structural analysis and Anisotropy of Magnetic Susceptibility are here applied to the fault zone (several hundreds of meters thick) associated with an E-W striking, 20 km-long segment of the Vallès-Penedès Fault (Catalan Coastal Ranges). The results obtained indicate a complex structure, mainly resulting from the imprint of Paleogene compressional events on a fabric inherited from the Variscan orogeny, and its Late-Variscan and Mesozoic extensional history. The prevailing foliation on the fault gouge and microbreccia is oblique (striking NW-SE) to the main E-W trace of the fault. S-C structures affecting the foliation show both sinistral and dextral shear components on NE-SW and NW-SE planes, respectively, consistent with horizontal striations on quartz rods and planar bodies. Pure reverse and normal dip-slip shear components are also inferred from S-C structures at the meso- and micro-scale, indicating a NW to N (reverse), and S-SSE (normal) transport directions. The magnetic foliation averages the orientation of the observed foliation at the outcrop scale and the magnetic lineation shows two maxima. The first maximum has an overall horizontal plunge, parallel to the strike-slip transport direction inferred from S-C structures. The second maximum is parallel to the dip direction of foliation planes and also parallelizes the reverse transport direction and occasionally the intersection lineation between S and C planes, thus revealing the strong heterogeneity and partitioning of deformation. Cataclasis and pressure-solution are the main deformation mechanisms, in agreement with clay composition and low paleotemperatures determined for the Paleogene. The presented results are consistent with Paleogene transpression occurred through strain partitioning between the main thrust separating the Catalan Coastal Range from the Ebro basin (reverse slip) and the Vallès-Penedès fault zone (sinistral strike-slip), with an important influence of dextral shear associated to the secondary, WNW-ESE, segment of the fault (either an oblique ramp or resulting from the re-activation of the Llobregat Fault). A subsequent, Neogene extensional imprint slightly modified the compressional fabrics in the fault zone.

1. Introduction

Late-Variscan faults are among the most striking features in the tectonic frame of the Iberian Peninsula. They can be recognized both in the large outcrops of the Iberian Massif in the western part of the Iberian Peninsula (e.g. Ventaniella, Odemira-Avila-Messejana, Bragança-Vilarica, etc., e.g. Marqués et al., 2002; Ribeiro et al., 2007; Pais et al., 2012; Veludo et al., 2017) and also within the smaller outcrops of Paleozoic rocks located in the Iberian Chain and the Catalan

Coastal Ranges (Alvaro et al., 1979; Guimerà, 1984; De Vicente et al., 2009). Late-Variscan faults formed during the late to post-orogenic stages throughout the Variscan chain, and are often associated with dike emplacements, mineralizations and cataclasis of the involved rocks (Pocoví Juan et al., 1990; Osácar Soriano et al., 1992; Casas-Sainz et al., 2018). During the Mesozoic rifting (Salas and Casas, 1993), the location and rheology of these structures conditioned the development of sedimentary basins within the Iberian realm, both during the Triassic (De Vicente et al., 2009; García-Lasanta et al., 2015) and the Early

* Corresponding author at: Geotransfer (IUCA), Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza, Spain.
E-mail address: mma@unizar.es (M. Marcén).

<https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.003>

Received 13 March 2018; Received in revised form 7 June 2018; Accepted 26 July 2018

Available online 27 July 2018

0264-3707/© 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

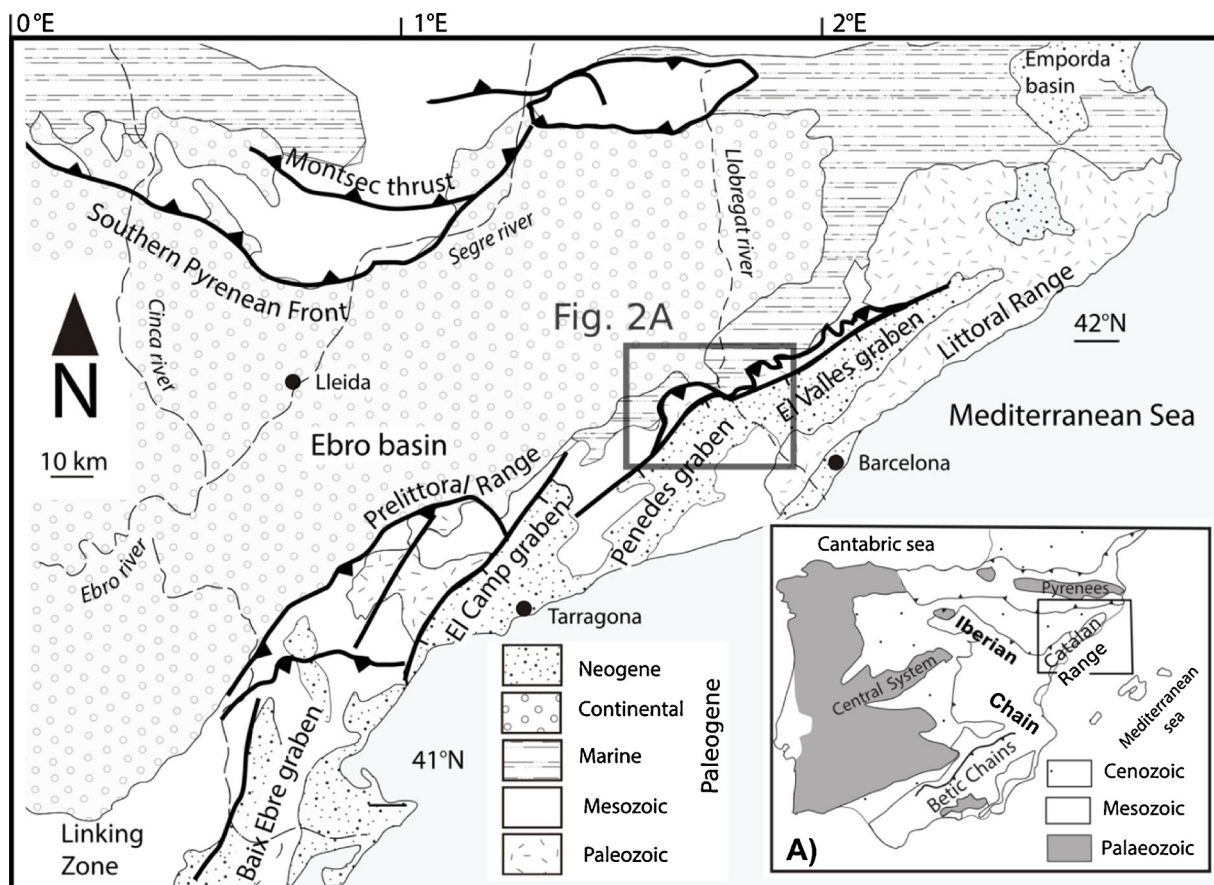


Fig. 1. Geological sketch of the Catalan Coastal Range, showing the Vallès-Penedès Fault within the geological frame of the northeastern Iberian Peninsula. The area mapped in Fig. 2A is also shown.

Creaceous (Querol et al., 1992; Salas et al., 2001; Liesa et al., 2004). However, during the second period the existence of intercalated detachment levels within the pre-rift sequence strongly conditioned basin geometries (Soto et al., 2007; Casas et al., 2009). Similarly, during Cenozoic alpine compression and Neogene rifting, these structures also played a major role in the location, development and architecture of sedimentary basins (e.g. Cabrera, 1981; Bartrina et al., 1992; Gómez-Gras et al., 2001).

The main directional maxima of Late-Variscan structures in the Iberian Peninsula are roughly NE-SW and NW-SE. In the western continental margin, most faults strike to NNE-SSW, while in the northern Iberian margin, faults tend to WNW-ESE direction, similar than the North-Pyrenean fault, a high-angle reverse fault forming the NE margin of Iberia (see e.g. Soto et al., 2012). Late-Variscan faults can be followed hundreds of km along-strike, although their continuity is not so evident when Mesozoic or Cenozoic sedimentary cover exists, and they can be interpreted to be constituted by segments having different directions (Marcén Albero and Román Berdiel, 2015; Casas et al., 2016).

Several Late-Variscan faults have been interpreted in the Iberian and Catalan Coastal Ranges (Fig. 1), with different explanations about their role and relevance during the Alpine compressional evolution of both chains (Guimerà et al., 2004; De Vicente et al., 2009; Marcén Albero and Román Berdiel, 2015). It is generally admitted (Guimerà, 1984; Fontboté et al., 1990; Roca and Guimerà, 1992; Roca, 1994) that sinistral transpression occurred along the Catalan margin during the Paleogene whereas dextral transpression and thrusting dominated in the Iberian Chain and the linking zone between both chains (Guimerà, 1984; Casas-Sainz and Cortés-Gracia, 2002; De Vicente et al., 2009; Liesa and Simón, 2009). Strain partitioning can explain the different displacement directions in thrusts and strike-slip faults (Casas-Sainz

et al., 2018), although temporal evolution in the convergence direction can also account for local changes in the transport direction of different faults (e.g. Guimerà, 1994; Liesa, 2000; Liesa and Simón, 2009).

In this work we explore the role of the Vallès-Penedès Fault, a large-scale structure of probable Late-Variscan origin in Northeastern Iberia, during the Cenozoic evolution of the Catalan Coastal Ranges, through the analysis of kinematic indicators of the fault zone. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is combined with structural analysis (i.e. measurement of orientations of fault surfaces and foliation) to obtain a reliable picture of the movements recorded by the fault rocks. The Vallès-Penedès fault zone reaches several hundreds of meters in thickness and shows spectacular exposures of fault rocks, that change from a strongly deformed core to brecciated areas in the damaged zone and finally the Paleozoic and the Triassic protolith. The possibility of combining classical techniques of structural analysis (field measurements, observation in polished sections and thin sections under the microscope, etc.) with AMS also provides a test for the applicability of AMS to the study of fault rocks in near-surface conditions.

2. Geological setting

The present-day structure of the NE Iberian Peninsula especially reflects the Neogene extensional tectonics that produced the opening of the Western Mediterranean basin (the Valencia Trough) and shaped the NE-SW onshore basins of Vallès-Penedès and El Camp (Fig. 1). These basins are oblique to the coastline and cut the Paleogene structure of the Catalan Coastal Ranges formed during the compressional Alpine stage (e.g. Llopis Lladó, 1947; Fontboté, 1954; Anadón et al., 1979; Roca et al., 1999).

Uplift of the range during the Paleogene was controlled by N-

directed thrusting and strike-slip faults (Guimerà and Santanach, 1978; Guimerà, 1984, 1994; Anadón et al., 1985) within an overall transpressional regime, during which the compression directions changed between NW-SE, N-S and NE-SW (Guimerà, 1994). In general, basement-involved structures dominate in the northern half of the Catalan Coastal Ranges, whereas décollements in the Upper and Middle Triassic are more common in its southern half (Teixell, 1988; Gómez and Guimerà, 1999). Minor back-thrusts are associated with the frontal limb of the monocline resulting from the basement uplift (López Blanco, 2002), while shallow-dipping forethrusts favored the superposition of Paleozoic sedimentary and igneous rocks onto Triassic and Cenozoic deposits of the Ebro basin (i.e. Les Pedritxes, El Bruc and Can Sallent thrust sheets; Ubach, 1990; López Blanco, 1994). Some of these thrust sheets reach horizontal displacements of 5 km and vertical displacements approaching 2 km, that corresponds to the maximum thickness of Cenozoic deposits in the Ebro Basin (Berástegui et al., 1996).

The hinterland of the main thrusts defining the structure of the Catalan Coastal Ranges was affected by steeply-dipping normal faults having vertical displacements of several thousands of meters during the Neogene, that dismantled the compressional topography of the range (Fig. 1). In the studied area, the main Neogene fault, called Vallès-Penedès Fault and with an approximately E-W strike, re-activated strike-slip faults as normal, dip-slip faults. These Neogene normal faults are more or less parallel to the former thrusts, but probably their origin as crustal (or lithospheric) weakness zones can be attributed to the Late Variscan fracturing in the Iberian plate, since they were also active during the Mesozoic extension (Bartrina et al., 1992; Querol et al., 1992; Juez-Larré and Andriessen, 2002; Cantarero et al., 2014), together with NW-SE faults that were especially active during the Triassic (Sopeña et al., 1988).

The negative inversion occurred during the Neogene defines the present-day morphology of the range, in which a coastal (or littoral) range (with elevations between 500 and 700 m.a.s.l.), and a pre-coastal (or pre-littoral) range (reaching more than 1000 m in elevation) are separated by the Vallès-Penedès graben (Fig. 1). Finally, a transverse, secondary set of faults, with WNW-ESE to NW-SE orientation and apparent dextral displacements (Anadón et al., 1979) cut across and deflect the former structures.

The study area, located in the central part of the Catalan Coastal Ranges, close to its boundaries with the Ebro Basin to the North and the Mediterranean coast to the South, shows a good representation of geological systems from the Cambrian to the Neogene. The Paleozoic basement rocks consists of Ordovician and Silurian-Devonian sandstones and shales (Julivert and Durán, 1990a), intruded by Late-Variscan granitoids (Enrique, 1990) and often showing evidences of contact and regional metamorphisms (Ubach, 1990). The Triassic crops out in germanic facies (Buntsandstein red beds, Muschelkalk dolostones and red beds, and Keuper gypsum and shales), reaching more than 500 m in thickness. In the southern border of the Vallès-Penedès basin, the Mesozoic sequences also include Jurassic and Lower Cretaceous calcareous series (Anadón et al., 1979). The sedimentary filling of the Ebro Basin corresponds to conglomerates and sandstones, syn-tectonic to the compressional stage (Riba et al., 1983; Colombo et al., 1995). Finally, the Neogene filling of extensional basins consists of detrital, continental deposits with occasional marine units in their southern sectors (Cabrera and Calvet, 1990; Garcés et al., 1996).

3. Methodology

The methods used in this work include structural analysis, X-ray diffraction of clay minerals and magnetic techniques, namely Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS). Most part of the work was focused in three of the most outstanding outcrops of the Vallès-Penedès fault zone (Fig. 2), namely Els Blaus, Ribes Blaves and Pobla de Clar-amunt, and they are located at different structural positions and distances from the Paleogene thrust front to the North, and the Neogene

normal fault bounding the Vallès basin to the South (Fig. 2). Two of them offer the possibility of analyzing deformation across the damage and core zones, and of comparing the results of magnetic methods with those obtained from other kinematic indicators (Santanach and Julià, 1984).

Structural analysis was carried out in several outcrops of the fault zone. Structures measured include slaty cleavage in the core and damaged zones of the fault, and striations on fault planes surrounding quartz-rich elements isolated within the less competent shales that form most part of the fault zone. Analysis of orientation of structural features was complemented with polished sections and thin section analysis (16 thin sections from 8 AMS sites) under the petrographic microscope to determine the microstructures, deformation mechanisms and sense of displacement in shear bands.

Samples for determination of magnetic fabrics were taken both in situ by means of an electric-powered drill refrigerated with water, and by cutting cubes at the laboratory from oriented hand samples. In the first case, cylindrical samples of 25 mm in diameter with different orientations were obtained and subsequently cut in the laboratory to the standard 21 mm length of paleomagnetic size samples. In the second case, hand samples were cut in cubic specimens of 21 × 21 × 21 mm in size. Between 7 and 21 standard samples were obtained in each site by drilling and a more variable number, between 14 and 57 samples, were obtained from cutting each hand sample. The high number of samples extracted from blocks is a guarantee for obtaining reasonable averages in strongly heterogeneous rocks, both at the outcrop and at the sample scale, as demonstrated in other examples of application of AMS to fault rocks (Casas-Sainz et al., 2017, 2018). The magnetic susceptibility ellipsoid was determined by means of a susceptibility bridge Kappa-bridge-3S (Agico, Czech Republic) at the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza. The average directional and scalar values (Jelinek, 1981) for each site were calculated using Jelinek (1978) statistics with Anisoft 4.2 software (Chadima and Jelinek, 2009). Magnetic mineralogy of 12 representative samples was checked by means of temperature-susceptibility curves with a CS-3 furnace connected to the KLY-3S (Hrouda et al., 1997; Petrovsky and Kapicka, 2006). Data processing was performed with the Cureval 8.0 software (Chadima and Hrouda, 2009). Powdered samples weighting 0.3 g were heated up to 700 °C in Ar atmosphere and subsequently cooled to room temperature. Low-temperature measurements of AMS were also performed in selected sites in order to enhance the paramagnetic contribution to susceptibility, and to determine the possible existence of sub-fabrics (Ritcher and Van der Pluijm, 1994; Lüneburg et al., 1999; Parés and Van der Pluijm, 2002a,b; Martín-Hernández and Ferré, 2007; Oliva-Urcia et al., 2010; Issachar et al., 2016).

To check the composition of paramagnetic minerals, mainly phyllosilicates, X-Ray Diffraction (XRD) analysis was applied to powdered samples corresponding to AMS sites. XRD analyses were performed with a Scintag X1 X-ray system (CuK_{α} radiation) at 40 kV and 45 mA at the University of Roma Tre. Randomly oriented powders were run in the 2–70° 2 θ interval with a step size of 0.05° 2 θ and a counting time of 3 s per step for determining the whole-rock composition of fault rocks. For the clay analysis, the < 2 μ m grain-size fraction was separated by centrifuging, and oriented slides were prepared by the pipette-on-slide method (Moore and Reynolds, 1997). Oriented air-dried samples were scanned from 1 to 48° 2 θ with a step size of 0.05° 2 θ and a count time of 4 s per step. The presence of expandable minerals (smectite, and/or mixed layered minerals) was determined for samples treated with ethylene glycol at 25 °C for 24 h. Ethylene-glycol solvated samples were scanned at the same conditions as air-dried aggregates, with a scanning interval of 1–30° 2 θ .

4. The Vallès-Penedès Fault: geological features and kinematic indicators

The Vallès-Penedès Fault can be followed 100 km along strike,

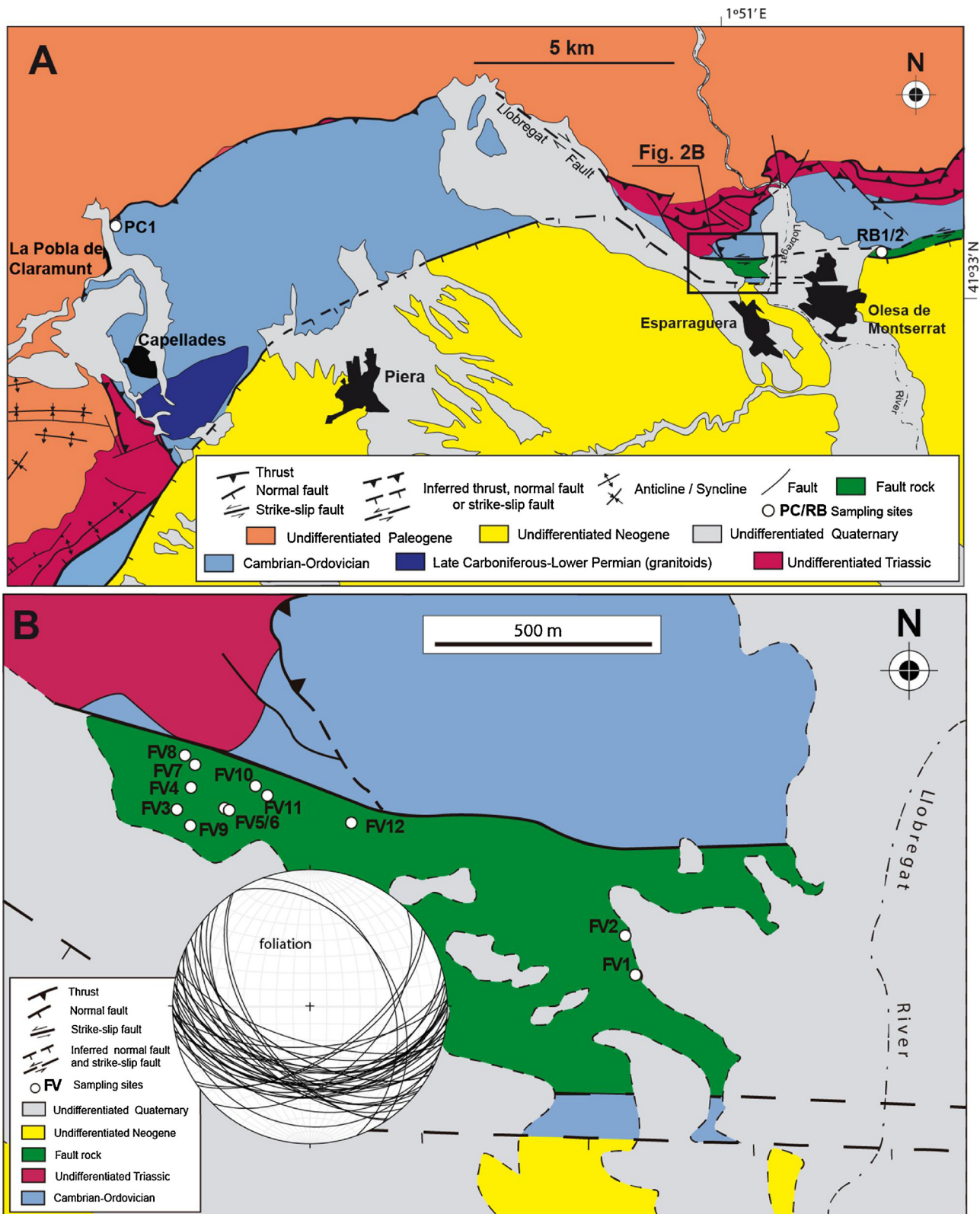


Fig. 2. Geological sketch map of the central segment of the Vallès-Penedès Fault showing the location of the studied outcrops and sites: FV, Els Blaus; RB, Ribes Blaves; PC, Pobla de Claramunt. After geological maps from the Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Stereonet shows main foliation in the fault zone. Lower hemisphere, Schmidt projection, Stereonet software (Allmendinger et al., 2013; Cardozo and Allmendinger, 2013).

defining the northern border of the Vallès-Penedès graben (Fig. 1). It has been generally recognized as a normal fault in whose footwall Paleozoic (in its easternmost part) and Mesozoic (in its western part) rocks crop out (Fig. 2A). Its hanging wall is the downthrown block of the

Vallès-Penedès graben, where the pre-Cenozoic basement is at an average depth of 2000 m below sea level according to gravimetric studies (Casas and Permanyer, 1982; Hernández Chiva and Casas Ponsatí, 1985). Towards the SW, the main fault is substituted by a series



Fig. 3. Field aspects of several features of the Vallès-Penedès Fault. A–D: Els Blaus outcrop showing foliation (A) and normal shear planes (C), and quartz rods with slickenside striations (B, D). E: Ribes Blaves outcrop, showing the main foliation with a vertical attitude. F: La Pobla de Claramunt outcrop, showing the thrust surface and S-C structures between the Triassic (in the footwall) and the fault gouge (in the hangingwall). S: foliation, C: shear planes, qz: quartz, Sl: slickenside striations.

of relay ramps that define the westernmost part of the Vallès-Penedès basin and delimit a NNE-SSW-trending horst structure of Mesozoic materials that separate the Vallès-Penedès and the El Camp grabens (Fig. 1). The Vallès-Penedès Fault trace is more or less rectilinear, except for the segments displaced by the transverse faults (with N-S to NW-SE directions), and whose relative chronology is not well defined. The Llobregat Fault, located at the hinge between the Vallès and the Penedès grabens (Figs. 1 and 2) is the most relevant of these faults.

In its central segment, corresponding with the study area, the Vallès-Penedès Fault shows an E-W direction and is characterized by a damaged zone that reaches a maximum thickness of 500 m in the Llobregat river transect (Els Blaus site, Santanach and Julià, 1984), with an average between 50 and 100 m, progressively thinning towards

the Est and West. This fault zone involves mainly Cambrian-Ordovician shales, although occasionally horses of vertical strata of Lower Triassic sandstones surrounded by Paleozoic shales can be found (Figs. 2 and 3).

The Vallès-Penedès fault zone shows a banded heterogenous and anastomosing structure with pervasive slaty cleavage that roughly mimics the strike of the fault trace, changing from ENE-WSW in the Ribes Blaves outcrop (Fig. 2A) to WNW-ESE in the westernmost part of the Els Blaus outcrop (Fig. 2B) and NE-SW in the Pobla de Claramunt outcrop (Fig. 2A). In the Els Blaus transect, changes in strike and dip related to small-scale folds of foliation (i.e. crenulation folds) are also observable. Overall, foliation related to the fault shows intermediate (30°–60°) southward dips, in the Els Blaus (Figs. 2B, 3 A, C) and Pobla de Claramunt outcrops (in the latter it parallelizes the underlying Paleogene

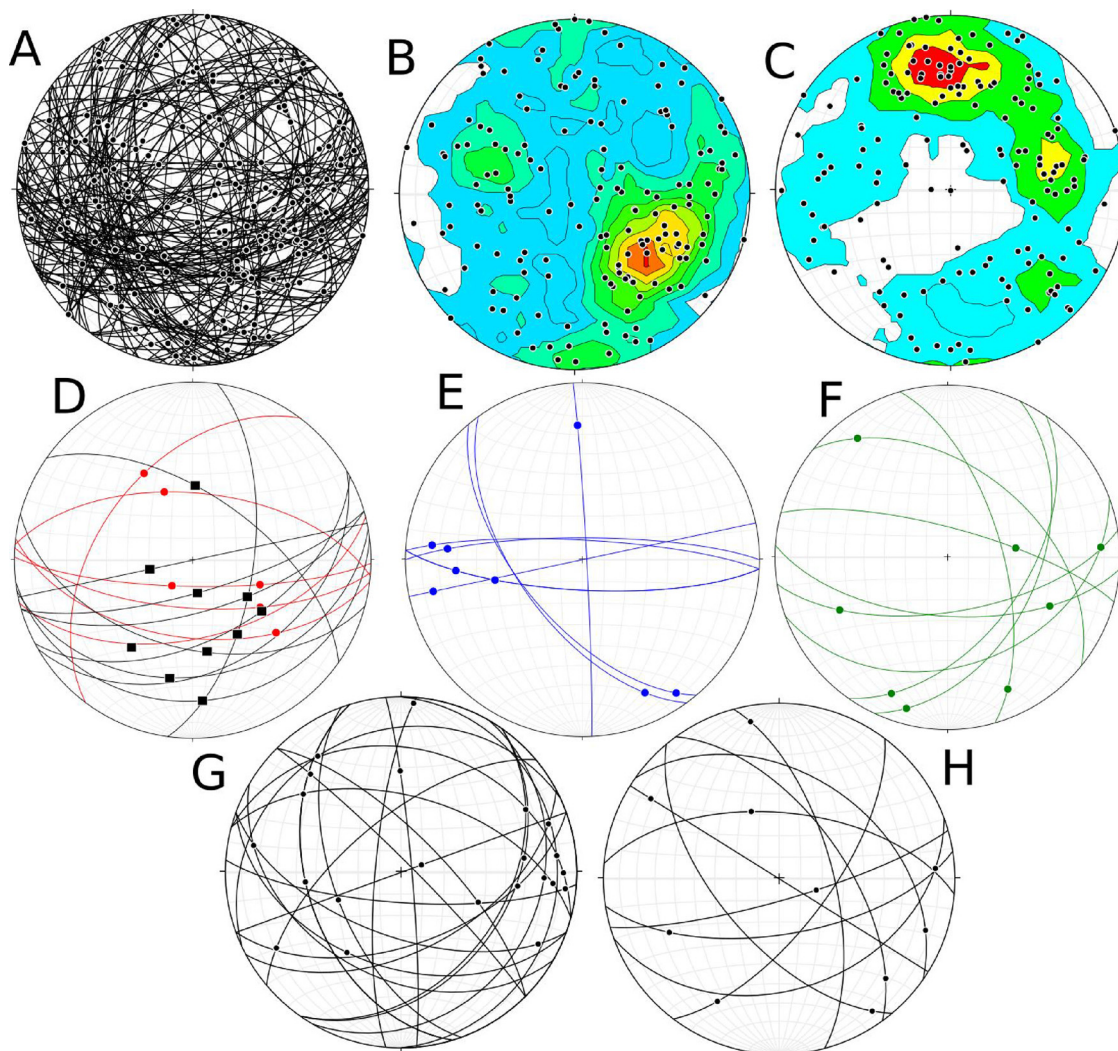


Fig. 4. Directional analysis of slickenside striations on quartz rods associated with the Vallès-Penedès Fault in Els Blaus area (A: sites FV3–FV12, G: sites FV1 and FV2), and in Ribes Blaves area (H). Density diagrams of slickenside striations (B) and of poles to polished surfaces (C) in Els Blaus area (sites FV3 to FV12). Stereoplots showing the orientation of dip slip shear planes (D: in black reverse shears, in red, normal shear planes), dextral shear planes (E), and sinistral shear planes (F) in Els Blaus area (sites FV1 to FV12). Lower hemisphere, Schmidt projection. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

thrust, Fig. 3F), and is nearly vertical in the Ribes Blaves outcrop (Fig. 3E). The original Variscan foliation can be recognized in the low deformed areas, especially within large blocks of the Cambro-Ordovician host rocks that are preserved along the fault zone. In these cases, the Palaeozoic rocks show a dominant N-dipping foliation (Galindo et al., 2002). At the outcrop scale, a lithological banding showing changes of colour (Fig. 3A) is the most common feature in natural exposures. Normal shear planes having steeper dips than the regional foliation are observable, especially in sites FV1 and FV2, where they delimit meter-scale lithons of phyllites and quartz (Fig. 3C). Reverse, shallow-dipping C planes and intermediate dipping C planes related to strike-slip movements can seldom be recognized. However, because of outcrop conditions, in most sites it is difficult to distinguish the type of planes (S or C), and in general only the normal, discrete shear zones are clearly visible.

One of the most outstanding features of the Vallès-Penedès fault zone is the occurrence of metric to centimetric quartz bodies, cylindrical to planar in shape, that are bounded by polished surfaces showing slickenside striations (Fig. 3B, D). Generally, they show a strong grain-size reduction by fragmentation, with low intragrain deformation, undulose extinction and check-board microstructures, but without

evidences of dynamic recrystallisation. Their origin can be linked to quartz-rich dykes and veins that were cut and strongly deformed by fault movements (Santanach and Julià, 1984). More than one hundred measurements of slickenside striations on fault planes limiting these bodies were taken in Els Blaus outcrop (Fig. 4A, G). They show important trend and plunge variability, with a well-defined maximum indicating shallow SE plunge (Fig. 4B). The poles to polished surfaces also show a well-defined maximum with low N to NE plunges (Fig. 4C). In the Ribes Blaves outcrop (Fig. 4H), the lower number of measurements does not allow to define clear maxima of poles of planes or striations.

When considering all measurements of foliations (S planes, C planes or undetermined) in the different sites (Fig. 5), a majoritary E-W strike of foliation with southward dips can be observed. This feature is combined with (i) NNE-SSW shear C planes, that together with S planes define a dominant sinistral shear sense (sites FV1, FV2, Fig. 5), (ii) NNE-SSW sinistral discrete faults (FV5, Fig. 5), (iii) steeper C planes sharing the same strike that S planes (FV4, Fig. 5), (iv) slightly shallower C planes (FV8, PC1, Fig. 5) and (v) C planes with similar attitude than main foliation (FV11, Fig. 5). In other sites (FV9, FV10, RB1, RB2, Fig. 5) only foliation planes, with NW-SE orientation, were identified.

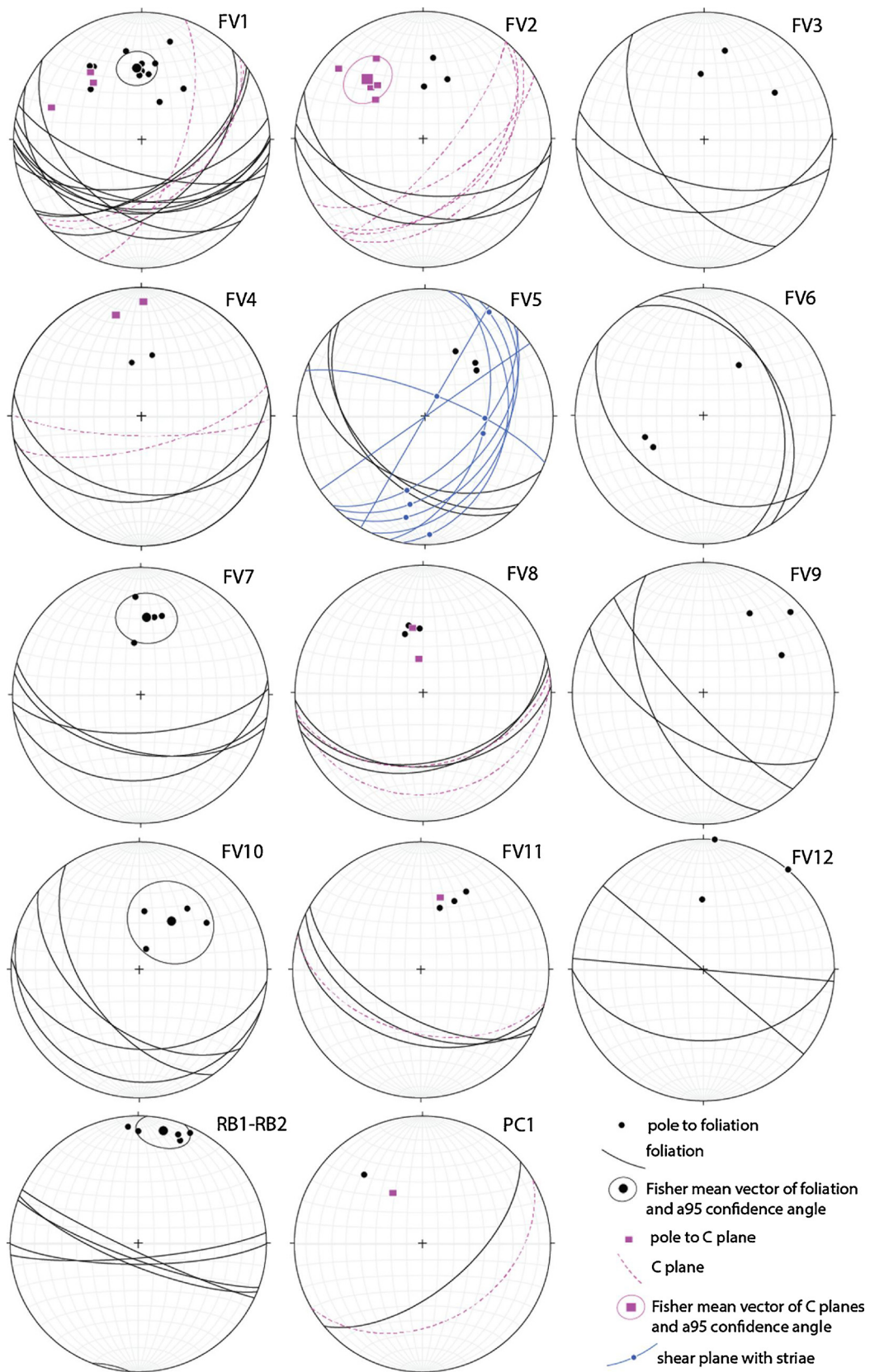


Fig. 5. Stereoplots representing the orientation of foliation and shear planes in the sites where AMS samples were taken (lower hemisphere, Schmidt projection).

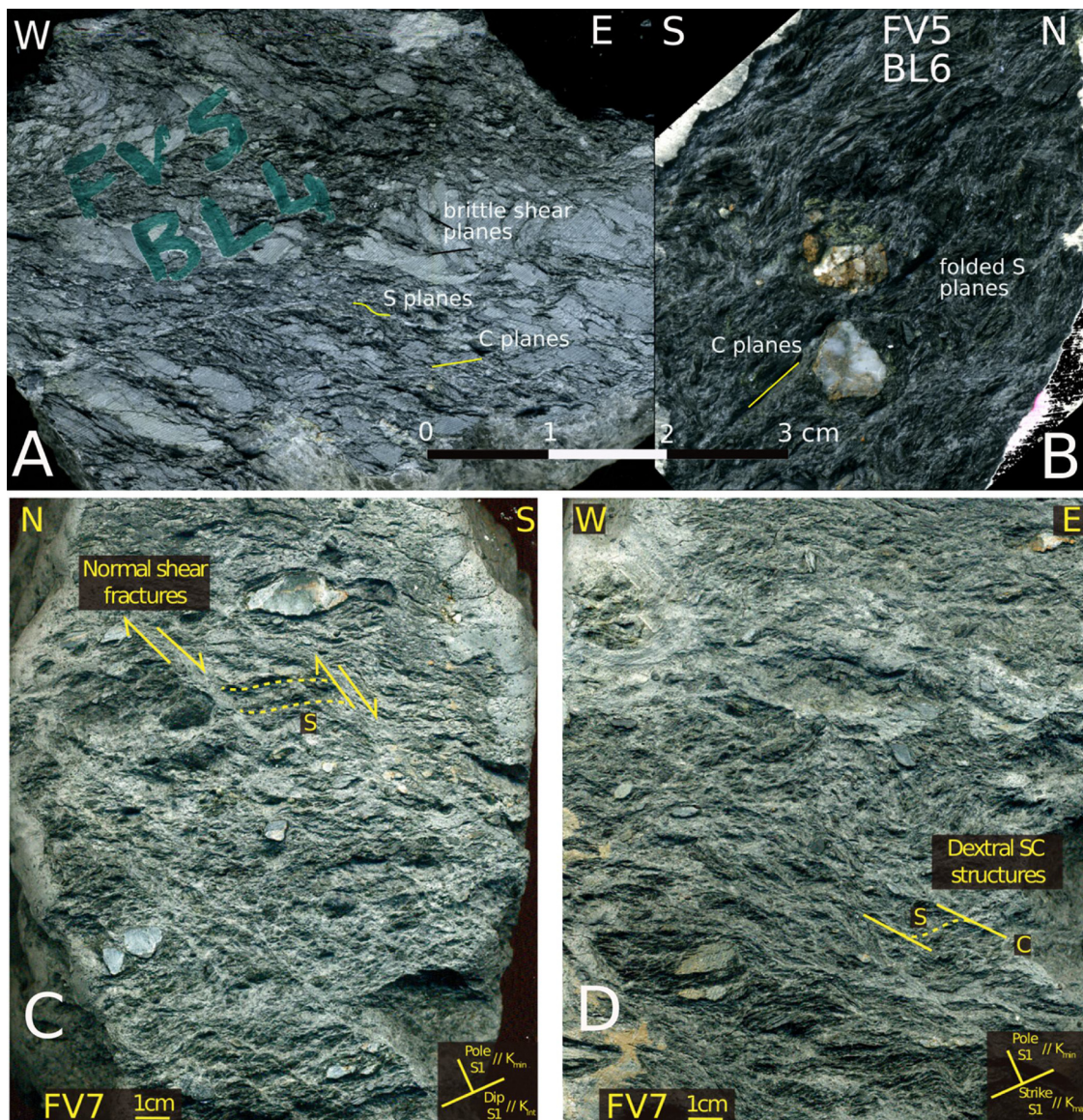


Fig. 6. Polished sections from samples corresponding to oblique (perpendicular to the foliation and containing its strike) and vertical (perpendicular to the foliation) sections. A. Oblique section of sample FV5-BL4 where sinistral shear defined by C and S planes can be observed. B. Vertical section of sample FV5-BL6, characterized by flattening and folding (crenulation) of cleavage. C. Vertical section of sample FV7 where discrete normal shear deforms the horizontal foliation. D. Oblique section of sample FV7 showing more penetrative dextral shear planes.

Finally, in some sites foliations show different dip senses (FV6, Fig. 5), probably indicating the existence of folds or opposite shear senses.

Observations of thin sections under the microscope and in polished sections of hand samples from Els Blaus and Ribes Blaves outcrops (Figs. 6 and 7) also give important clues about shear orientation and the mechanisms of deformation in the Vallès-Penedès fault zone. A strong horizontal shear component can be inferred in all studied sites, indicating mostly sinistral (FV5 site, Figs. 6A, 7D, and FV1, FV6, FV10, FV12, RB1 and RB2 sites, Fig. 7E, H) or, less often, dextral sense of shear (FV7 site, Fig. 6D). Sinistral (with strongly varying orientations, but mostly NE-SW) and dextral (showing WNW-ESE orientation) shear planes have not been seen coexisting in the same site. In vertical sections perpendicular to foliation, reverse S-C and sigmoidal structures are also present in most sites (FV2, FV5, FV10, FV11, FV12 and RB1 sites, Fig. 7B, C, F, G), whereas normal brittle shears are scarce, more spaced, and identified only in FV1, FV5 (Fig. 7A, C), FV7 (Fig. 6C) and FV12 sites. These normal shear planes coexist in the same sites with reverse planes (Fig. 7C) and the first ones show a more brittle behavior

that the reverse ones (Fig. 7A). These observations are consistent with field data that indicate the presence of different and opposite shear senses (Fig. 4D–F), and therefore a strong complexity of the strain distribution within the fault zone. Folded or crenulated foliation planes are also present in vertical sections (Fig. 6B), and very scarce in oblique sections perpendicular to the foliation planes and containing the horizontal (strike of foliation). At the outcrop scale, normal shear planes having steeper dip angles than the regional foliation are present especially in sites FV1 and FV2 (Figs. 3C, and 5), where they delimit decimeter-scale lithons of phyllites and quartz bodies. Normal-sense shear bands are space distributed (Fig. 6C), what makes them hardly discernible in thin sections.

Cataclasis, frictional sliding and pressure-solution are the main deformation mechanisms (Figs. 6 and 7). Small neoblasts of fibrous chlorite and white mica, and calcite cements infilling small-scale fractures locally occur. The anastomosed shear bands and cleavage planes concentrate opaque minerals (probably iron oxides). Deformed, and elongated rock fragments (mostly quartz grains, quartz aggregates and

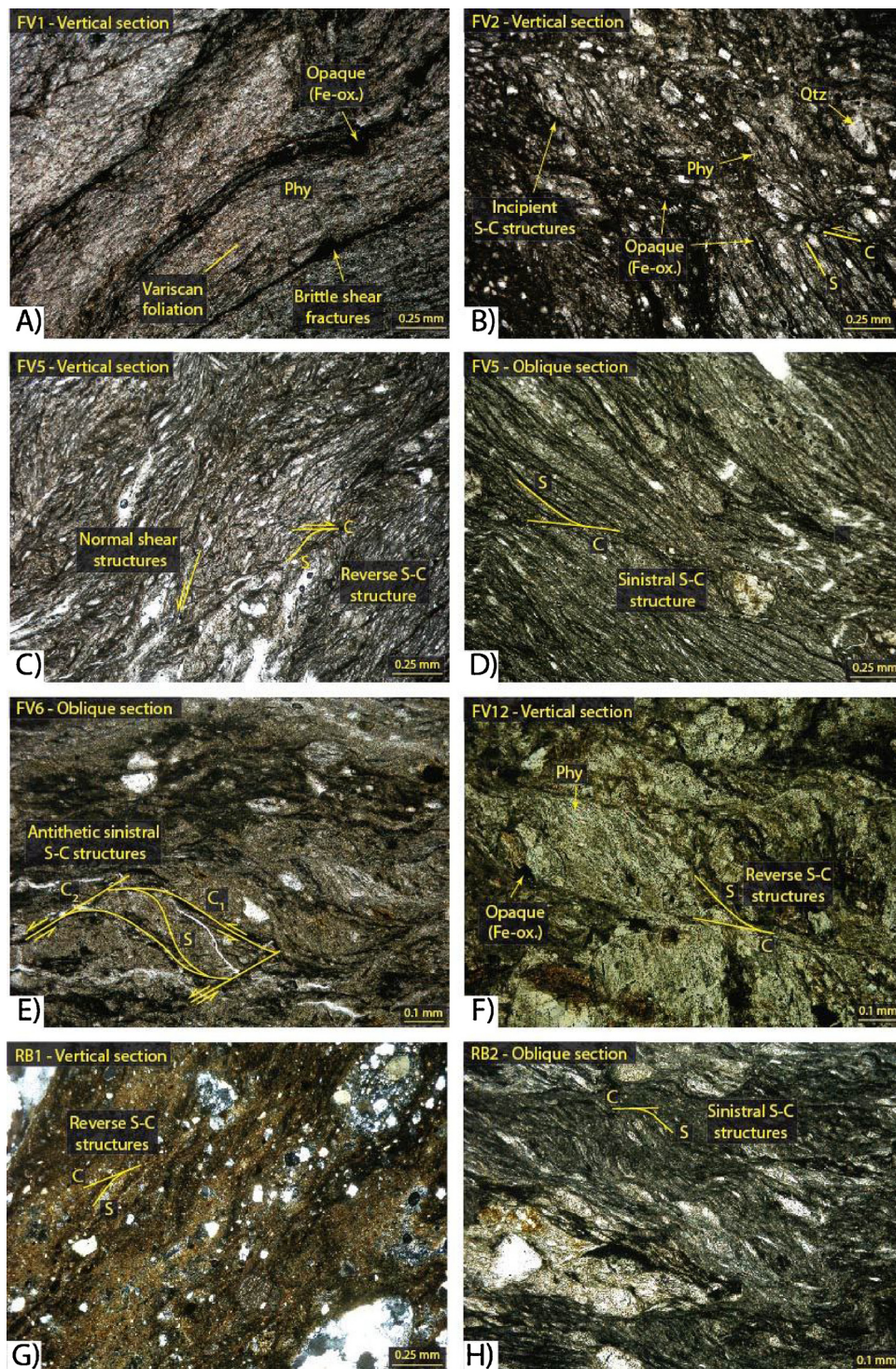


Fig. 7. Petrographic photomicrographs in plane-polarized light of thin sections of the three studied outcrops of the Vallès-Penedès Fault. Vertical sections are perpendicular to the foliation plane. Oblique sections are perpendicular to the foliation plane containing the horizontal (strike of the foliation) line. All oblique sections are seen from above. See text for explanation of the different photographs.

phyllosilicate aggregates) are found between the shear bands. Probably, some microlithons still preserve the Variscan foliation, that was re-oriented between newly formed cleavage by planar rearrangement of phyllosilicates and quartz. Folds with kink geometry (symmetric and asymmetric) are also frequent.

5. X-ray diffraction of fault rocks

XRD analysis of randomly oriented whole-rock powders for the

Variscan slates shows a mineralogical assemblage mainly composed of phyllosilicate minerals (k-white mica and clay minerals, 64% in sample LA75 from Ribes Blaves outcrop), quartz (32%) and plagioclase (3%), with minor amounts of K-feldspar (< 1%, Table 1). Within the faulted zone, we observe a general increase of phyllosilicate amount (67–89% wt) and a decrease of quartz content (6–24%) with respect to the undeformed basement rocks. Carbonate minerals such as calcite with contents up to 10%, traces of ankerite and dolomite and pyrite locally occur (Table 1). Ferromagnetic *s.l.* minerals, such as magnetite or

Table 1

X-ray diffraction semiquantitative analysis of fault rock samples. Acronyms: Phyl = phyllosilicates; Qtz = quartz; Cal = calcite; Kfs = K-feldspar; Pl = plagioclase; Pyr = pyrite; I = illite; Chl = chlorite; Sm = smectite; I-S = mixed layer illite-smectite; Pg = paragonite; Kln = kaolinite; R = stacking order; %I in I-S = illite content in mixed layer illite-smectite; tr stands for traces (< 1%); FR fault rock; P Palaeozoic.

Site	Rock Type	whole rock composition (wt%)						< 2 μm grain size fraction (wt%)					R	% I in I-S	
		Phyl	Qtz	Cal	Kfs	Pl	Pyr	I	Chl	Sm	I-S	Pg			Kln
Els Blaus outcrop															
FV1	FR	73	24	–	1	2	–	50	27	23	–	–	–	–	
FV3	FR	89	6	1	2	2	–	67	20	9	–	1	3	–	
FV8	FR	84	14	–	1	1	–	88	10	tr	–	1	1	–	
FV11	FR	86	13	–	1	–	–	61	19	15	–	–	5	–	
FV12	FR	79	19	–	tr	2	–	49	32	–	2	–	17	R3 80	
Ribes Blaves															
La74	FR	79	19	–	1	1	–	66	23	6	–	2	3	–	
La75	P	64	32	–	1	3	–	74	26	–	–	–	–	–	
Pobla de Claramunt															
PC1-2	FR	67	18	10	2	2	1	32	17	51	–	–	–	–	

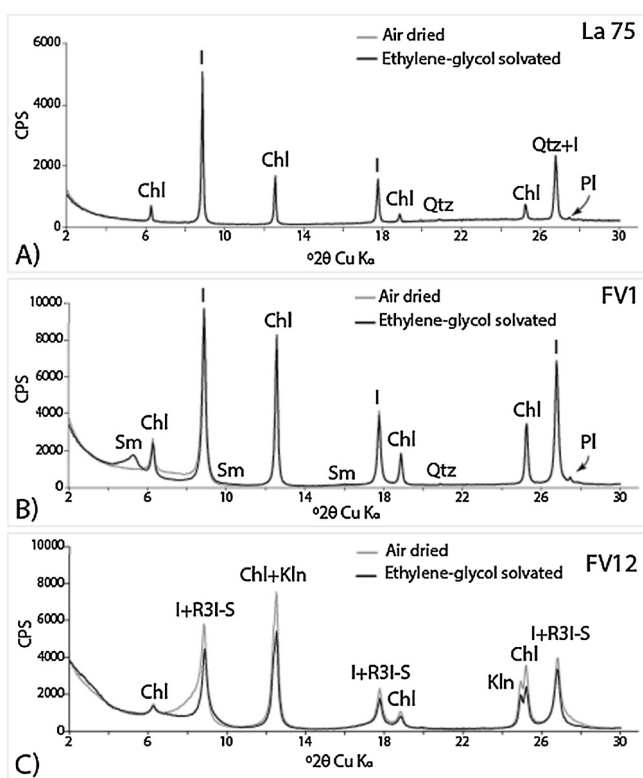


Fig. 8. Selected X-ray diffraction patterns of the < 2 μm grain size fraction: A) sample La75 from Paleozoic wall rock in Ribes Blaves outcrop; B) Sample FV1 from the fault zone in the Els Blaus outcrop; C) Sample FV12 from the fault zone in the Els Blaus outcrop.

pyrrhotite, were not identified as their amounts are lower than the detection limit.

Among the phyllosilicate group, the analysis of the < 2 μm grain-size fraction (Table 1) indicates that the Variscan basement is mainly composed of illite and chlorite (Fig. 8A), whereas within the fault zone, neoformation of smectite and kaolinite is observed (Fig. 8B). Locally in sample FV12 from the Els Blaus outcrop long-range ordered (R3) mixed layers I-S occur (Fig. 8C). As neoformation of smectite and kaolinite is strongly influenced by chemical factors such as pH and Na^+/H^+ and $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^+$ ratio (Velde, 1985), we interpreted the occurrence of these clay minerals in the fault rocks as the result of fluid circulation along or during fault activity with various fluid/rock ratios. In zones of low fluid/rock ratio, the interaction of fluids with the host rock may

increase the pH value or Na^+/H^+ and $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^+$ ratio and favor smectite crystallization. On the other hand, in current fluid circulation zones or in zone with high water/rock ratio, the crystallization of kaolinite is favored.

6. Magnetic fabrics results

6.1. Magnetic mineralogy

Thermomagnetic curves indicate a majority of paramagnetic contribution to the total susceptibility, as inferred from their hyperbolic shape, and minor contributions from magnetite and iron sulphides. Curves are in general not reversible, pointing to the neoformation of ferromagnetic minerals during heating. Magnetic mineralogy is simpler in the Ribes Blaves outcrop (Fig. 9D), and the contribution of sulphides increases in the Els Blaus outcrop (Fig. 9C).

6.2. Directional results

Bulk magnetic susceptibility of the studied samples varies from 7.71×10^{-6} S.I. to 772×10^{-6} S.I. (Fig. 10). Most magnetic fabrics are oblate, with T values between 0.5 and 1 (Table 2, Fig. 10). The degree of anisotropy of most samples is relatively high, and no correlation between this parameter and the bulk susceptibility can be observed for the whole of the samples (Fig. 10), thus indicating that anisotropy does not depend on susceptibility/magnetic mineralogy. When considering the total amount of samples, the magnetic foliation shows strong changes among the three studied outcrops: it shows a WNW strike, with strong variability in dip angles, from horizontal to vertical and an average of 45° in Els Blaus outcrop, an E-W strike, vertical dips in Ribes Blaves, and NE-SW strike and shallow dips (35°) in the Pobla de Claramunt area (Fig. 10).

However, at the site scale orientation patterns are more complex (Fig. 11). In most sites of Els Blaus outcrop (FV1, FV2, FV6, FV8-BL, FV9, FV10, FV11, and FV12) foliation defines a well-clustered maximum with intermediate to steep southwards dips and E-W to WNW-ESE strikes. In Ribes Blaves sites the orientation of foliation shows a strong regularity, and the same occurs with sites from La Pobla de Claramunt. However, some sites of Els Blaus show features that deviates from the general attitude of foliation. For example, FV4 and FV8 show a well-clustered horizontal foliation, in FV7 the magnetic foliation poles are distributed along a NE-SW girdle, while in FV5-BL5-6 the sense of dip of the foliation is the opposite. Finally, FV5-BL6(2) shows an anomalous fabric in which k_2 and k_3 define a girdle that coincides with the magnetic foliation of neighboring sites.

The magnetic lineation shows different patterns in the different

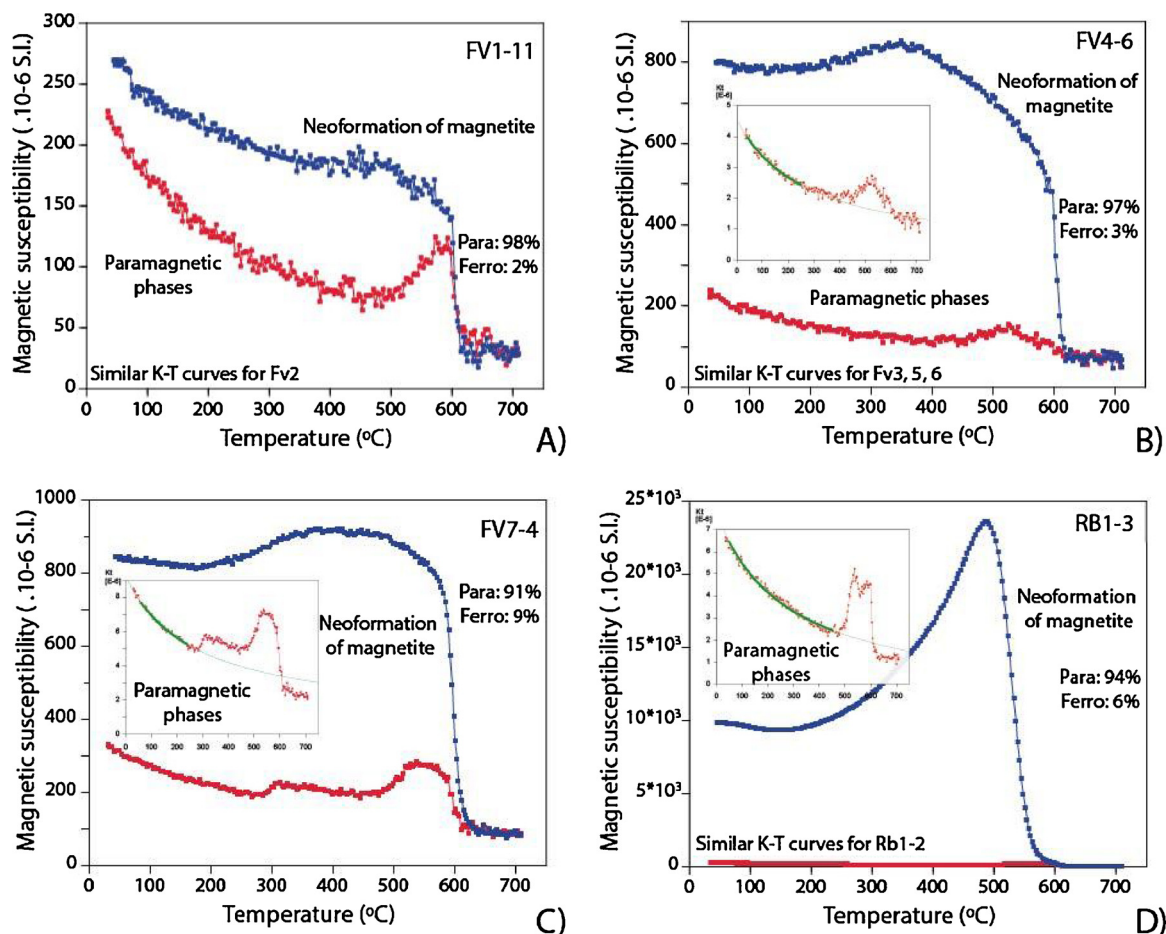


Fig. 9. Temperature-susceptibility curves in selected samples of the Vallès-Penedès Fault. A–C: Els Blaus outcrop; D: Ribes Blaves outcrop. In red: heating curve, in blue: cooling curve. Inset shows the hyperbolic adjustment to paramagnetic behaviour (Hrouda et al., 1997). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

outcrops (Fig. 10), but also among different sites of Els Blaus outcrop, or even in nearby places or different samples within the same site (Fig. 11, Table 3). The main maximum of the magnetic lineation coincides generally with the strike of magnetic foliation, independently of the orientation of the latter. The secondary maximum follows the dip direction of the foliation planes. Both maxima are present in the three studied sectors. In the Els Blaus area, sites FV1, FV2, FV5-BL4, FV8-BL, FV11-BL and partly FV6, show a magnetic lineation parallel to the dip direction of the foliation planes. In the Ribes Blaves and the Pobla de Claramunt areas the two maxima are very well defined, showing strong clustering of k_{\max} axes in both cases. This is the general case except for two of the hand samples, in which a scattering of k_{\max} and k_{int} along a great circle coinciding with the foliation plane can be distinguished (Fig. 11). This is consistent with oblate fabrics for individual samples. Only in one hand sample from the Els Blaus outcrop (FV5-BL6(2) sample) an anomalous fabric is obtained, with horizontal NW-SE k_{\min} and NE-SW k_{\max} .

AMS measurements at low temperature were performed in five selected sites representative of all types of fabrics obtained (FV11, FV11-BL, FV5-BL5-6, FV5-BL6-2, RB1-BL1; Fig. 12). LT-AMS results indicate that the increase in bulk susceptibility with respect to room temperature is very high corresponding to factors between 3.3 and 4.4 (Fig. 12B). Furthermore, in three out of the five measured sites (FV5-BL6-2), Fv11 and Rb1-1 in Fig. 12A) a perfect overlapping between LT-AMS and RT-AMS is obtained. At FV5-BL6 site (that shows a k_{int} parallel to the pole of the S-foliation plane at RT) a switch between k_{int} and k_{\min} is observed, remaining constant the orientation of the magnetic lineation at LT. For FV11-BL site, LT-AMS indicates a higher dispersion for

the magnetic lineation, scattered between dip and strike of the magnetic lineation. Altogether, these observations indicate a strong influence of paramagnetic behavior at RT-AMS, although a ferromagnetic *s.l.* contribution cannot be punctually discarded. This interpretation is consistent with the predominance of paramagnetic behaviors in thermomagnetic curves and the observation of Fe-rich chlorite in XRD patterns.

7. Interpretation of magnetic fabrics according to kinematic indicators

The orientation of the magnetic foliation represents a reasonably good average of the tectonic foliation measured at the outcrop scale in the three studied outcrops (compare inset in Figs. 2 and 10). This applies also, taking into account local, particular features, to site-by-site analysis (Figs. 5 and 11). Deciphering discrepancies and similarities in each case can help to interpret in a bidirectional way both magnetic fabrics and structures measured in the field. In general, the magnetic foliation corresponds with the foliations measured in the outcrops (see, e.g. FV1, FV2, Ribes Blaves and Pobla de Claramunt sites). Some differences in strike between outcrop and magnetic measurements found in some sites (FV7, for example) were checked in laboratory by measurement of the attitude of foliation in the oriented samples, and confirmed the coincidence between the magnetic and tectonic foliations. Other differences result from the scarce number of measurements in the field (FV6) because of the bad quality of the outcrops.

Regarding the origin of magnetic foliation (and lithological banding at the exposures, Fig. 3), thin and polished sections indicate the co-

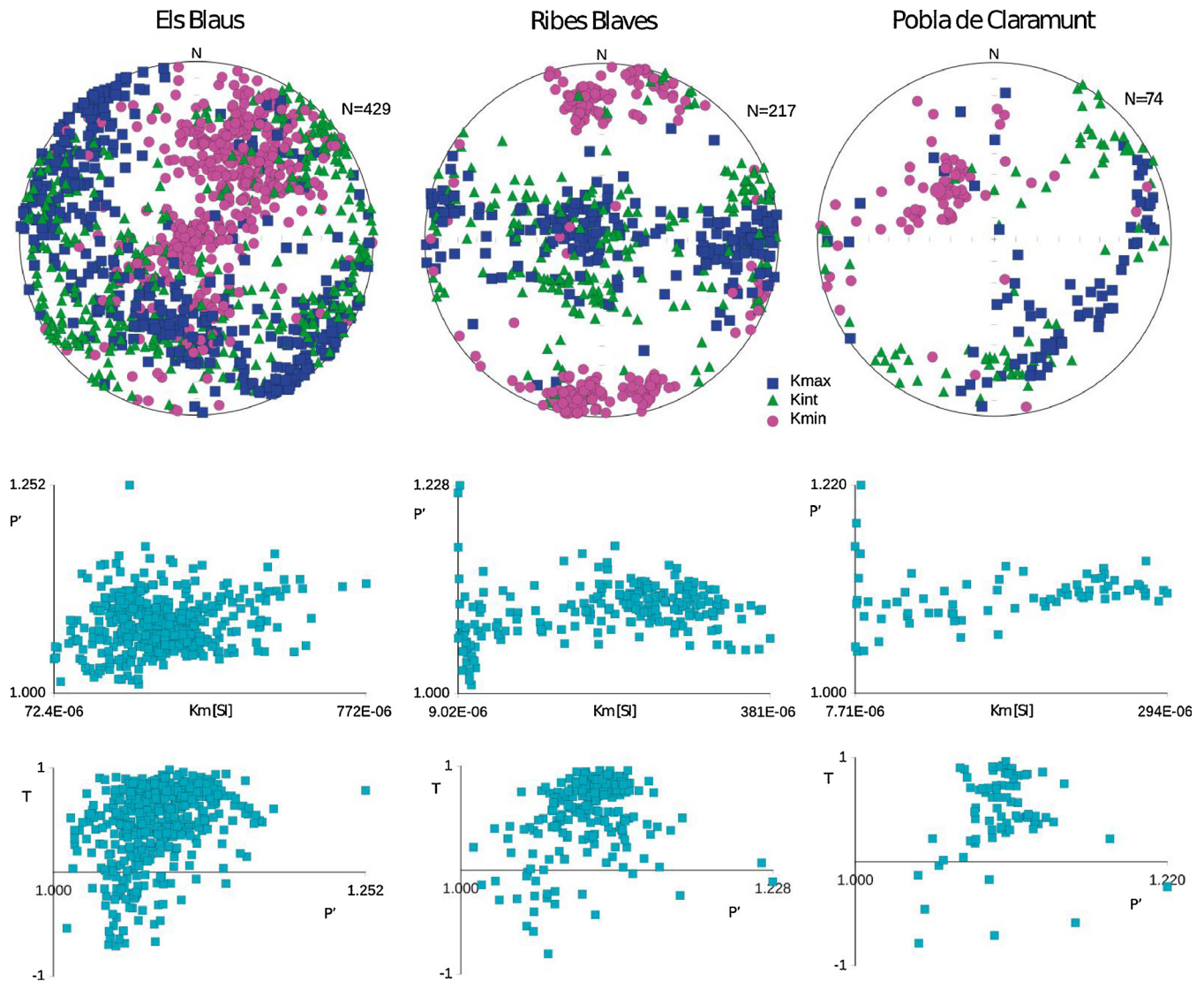


Fig. 10. Summary of AMS directional results (lower hemisphere, equal area projection), and Km-P' and P'-T graphs of all specimens of the three outcrops.

existence of foliation and strike-slip shear planes with similar orientation (observable at the outcrop scale in site FV11), appearing also cases in which (i) reverse shear planes show slightly shallower dips (sites FV3 and FV8), (ii) normal shear planes show steeper dips than the main foliation (e.g. site FV4) and (iii) shear planes show similar dips to S planes but displaying a NNE-SSW oblique strike, thus reflecting a sinistral shear (sites FV1 and FV2). Therefore, distinguishing between S and C planes only from their attitude is difficult because of the already mentioned fact that foliation (but presumably not shear planes) is often folded and the particular exposure conditions of the fault rocks make this task even more difficult. Previous studies (Oliva-Urcia et al., 2009) have proposed to distinguish between shear and foliation surfaces according to their magnetic signature. C planes are identified when planes contain high concentration of ferromagnetic minerals, whereas S planes result from paramagnetic minerals orientation (mainly phyllosilicates), resulting in two different magnetic subfabrics (ferro- and para-magnetic). However, in the case of the Vallès-Penedès Fault, thin sections show the anastomosing geometry of C surfaces that partly coincide with the orientation of S planes and LT-AMS does not help in separating both sets of planes.

The presence and different penetrativeness of strike-slip and dip-slip S-C-like structures, frequently co-existing in the same AMS site within the fault zone in the Els Blaus and Ribes Blaves areas, indicate a

majoritary sinistral (strike-slip) and reverse (dip-slip), and minority dextral (strike-slip) and normal (dip-slip) shears. This context implies a strong heterogeneous strain distribution, which translates into a high variability of the magnetic lineation orientation, even at site scale. According to our microstructural observations, the relative development and weight of the deformational structures related to each type of shear determines the orientation of the magnetic lineation. In this sense, polished sections and thin sections cut along two perpendicular directions (one of the planes vertical and perpendicular to the foliation and the other one also perpendicular to the foliation but containing the horizontal line, see Fig. 6) show different development of strike-slip and dip-slip shears, with a predominance of strike-slip displacements (Fig. 6). In the case of the sample FV7, dextral shear planes are more penetrative and can be observed in the oblique section (Fig. 6C), whereas normal shear planes are discrete and can be observed in the vertical section (Fig. 6D). In this site, magnetic lineation shows a low pitch (2°), parallel to the strike of the foliation and fits perfectly with a dextral shear, which is clearly more penetrative than the discrete normal shears. In FV5, however (Fig. 6A) the magnetic lineation (scattered within the magnetic foliation plane) tends to be parallel to the intersection between S and C planes. In RB1-BL1, the horizontal magnetic lineation corresponds with the shear direction (projected onto the foliation plane) associated to vertical, ENE-WSW sinistral C planes

Table 2

Scalar parameters for AMS sites. Location of sites (WGS84 for geographic coordinates). Site-mean AMS scalar parameters. N: number of specimens analysed at each site; Km: magnitude of the magnetic susceptibility (in 10^{-6} SI); P': corrected anisotropy degree; T: shape parameter; St. dev.: standard deviation.

Site	Latitude	Longitude	N	Km ($\times 10^{-6}$ SI)	St. dev. ($\times 10^{-6}$ SI)	P'	St. dev.	T	St. dev.
FV1	41°33.050'	1°52.066'	16	354	149	1.121	0.033	0.525	0.247
FV2	41°33.100'	1°52.116'	7	264	23	1.109	0.012	0.528	0.109
FV3	41°33.276'	1°51.347'	35	305	97	1.089	0.015	0.389	0.337
FV4	41°33.284'	1°51.361'	41	283	84	1.065	0.025	0.389	0.356
FV5	41°33.278'	1°51.373'	13	239	53	1.109	0.032	0.706	0.159
FV5-BL4	41°33.278'	1°51.373'	34	484	108	1.117	0.030	0.671	0.172
FV5-BL5-6	41°33.278'	1°51.373'	34	261	142	1.075	0.025	0.338	0.418
FV5-BL6(2)	41°33.278'	1°51.373'	17	321	76	1.089	0.031	0.406	0.412
FV6	41°33.290	1°51.356'	14	375	114	1.091	0.029	0.422	0.361
FV7	41°33.300'	1°51.351'	72	346	64	1.079	0.029	0.176	0.428
FV8	41°33.306'	1°51.336'	12	290	66	1.067	0.013	0.374	0.327
FV8-BL	41°33.306'	1°51.336'	35	313	83	1.084	0.026	0.703	0.285
FV9	41°33.268'	1°51.337'	13	237	50	1.102	0.018	0.751	0.192
FV10	41°33.291'	1°51.416'	34	219	49	1.048	0.034	0.503	0.289
FV11	41°33.268'	1°51.413'	12	265	30	1.090	0.009	0.722	0.081
FV11-BL	41°33.268'	1°51.413'	19	185	59	1.069	0.015	0.599	0.262
FV12	41°33.226	1°51.586	21	373	69	1.091	0.022	0.463	0.257
RB1	41°33.347'	1°54.646'	13	310	44	1.071	0.026	0.288	0.439
RB1-BL1	41°33.347'	1°54.646'	55	273	42	1.102	0.017	0.749	0.150
RB1-BL2	41°33.347'	1°54.646'	92	128	93	1.096	0.036	0.417	0.377
RB1-BL3	41°33.347'	1°54.646'	47	167	93	1.079	0.019	0.536	0.330
RB2	41°33.347'	1°54.646'	10	281	56	1.102	0.011	0.594	0.256
PC1-2	41°33.695'	1°40.683'	45	171	97	1.107	0.028	0.540	0.434
PC1-3	41°33.695'	1°40.683'	29	108	76	1.098	0.026	0.361	0.296

that cannot be seen in the outcrop but are clearly represented in the standard cubes for AMS analysis. Transition from strike-slip to reverse-slip shear planes in some outcrops (RB1-BL1 to RB1-BL2, for example) is also pinpointed by changes from horizontal to oblique and dip-slip magnetic lineations (see Fig. 11). The local occurrence of oblique-slip shear directions cannot be excluded (for example in FV1, or RB1-BL3) but, given the clear clusters obtained within the Vallès-Penedès fault zone, can be considered as minority.

Furthermore, horizontal magnetic lineations are dominant in sites where strike-slip shear structures (Fig. 4) are well developed and also coincide with the main transport direction obtained from striations on quartz bodies (Figs. 3B, D, 4 B and 13), which also show strike-slip kinematic indicators. On the other hand, magnetic lineations parallel to the dip of the foliation is consistent with the transport direction (or its projection onto the foliation planes) of the reverse and normal shear planes (Fig. 4D), that could be able to control the internal fabric, as has been observed under the microscope (Fig. 5B, C, F, G).

As previously stated, the existence of secondary magnetic lineations perpendicular to the transport direction (i.e. parallel to the intersection lineation between S and C planes) has been checked in some sites. In the Pobla de Claramunt outcrop, a NW-directed dip-slip transport direction is observed at the outcrop scale, according with the orientation of the main magnetic lineation set, and minor horizontal lineations are most probably parallel to the intersection lineation between foliation and shear planes (Mertanen and Karell, 2012; Parés and van der Pluijm, 2002a). The same relationship can be inferred, for example in FV2 and FV5-BL4, although the lack of shear indicators both at the outcrop and sample scale precludes an automatic correspondence between magnetic and intersection lineations. As a whole, the coexistence of parallel-to-the-intersection-lineation and parallel-to-the-transport-direction fabrics can be interpreted as the result of different fabrics responding to different degrees of deformation, that can co-exist because of the strong heterogeneities in the volume of fault rocks. When moderate to strong discrepancies exist between structures measured at the outcrop and the attitude of magnetic fabrics (case of sites in which horizontal or girdles of magnetic foliations, FV4, FV7 and FV8, or changes in its sense of dip, FV5-BL5-6 are found) a closer look at the outcrops indicates that sharp changes in foliation attitude are due to medium-scale folding of the

foliation, although some minor folds can be averaged in the magnetic fabric stereoplots. Other sources of discrepancy are the presence of conspicuous, intermediate-dipping normal shear planes that can be mistaken for the main foliation planes (probably the case for FV7, see Figs. 6 and 11). In this cases, only a detailed analysis of polished and thin sections can help to resolve the ambiguity in the interpretation.

All in all, considering the three analyzed outcrops of the Vallès-Penedès Fault, four movement directions on foliation and shear planes can be assessed, with their corresponding magnetic lineations: dextral (in WNW-ESE striking planes) and sinistral (in NE-SW s.l. striking planes) strike-slip movements with low pitch and normal and reverse dip-slip movements with high pitch.

8. Discussion: life and times of the Vallès-Penedès Fault

Structural analysis of the fault rocks from the three studied outcrops of the Vallès-Penedès Fault indicate a complex history during which both dip-slip and strike-slip movements were significant. Altogether, two maxima of magnetic lineations (horizontal and dip-slip, Fig. 13A–C) corresponding with petrofabric elements and shear criteria inferred from slickenside striations on quartz rods and from shear planes (Figs. 4 and 5) were obtained (Fig. 13D, E). According to the tests applied in different sites, we can ascribe most of the magnetic lineations to the transport direction in both cases, that is indicative of strong deformation (if only paramagnetic minerals are considered) or, alternatively, of a significant ferromagnetic contribution (that cannot be directly inferred from magnetic mineralogy experiments) to the magnetic fabrics. Some of the magnetic lineations obtained (orthogonal to the main maxima) can also be interpreted as representative of the intersection lineations between S and C planes. Whichever of the three relationships is present in the different sites of the Vallès-Penedès fault zone, the magnetic fabrics can be translated to a structural meaning, in correspondence with other kinematic indicators.

Little can be inferred from the Variscan or Late-Variscan deformations from the structures found in the Vallès-Penedès fault zone, except that the Variscan orogeny was responsible for the formation of the main cleavage occurring throughout (and outside) the fault zone (and preserved in oriented lithons), because it is well developed in areas of the

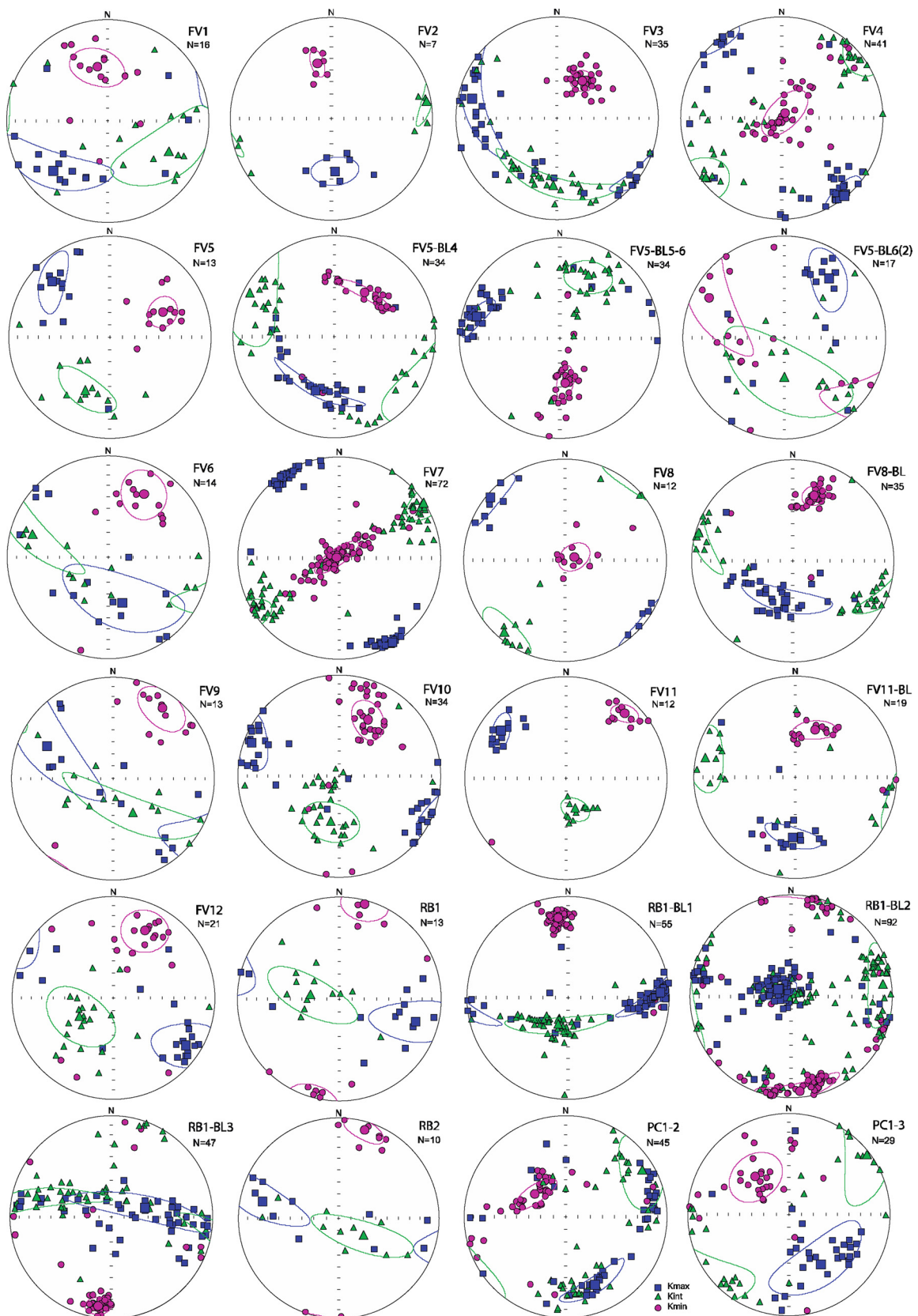


Fig. 11. Stereoplots of AMS results per sites (lower hemisphere, equal area projection, mean vectors and confidence ellipses considering Jelinek statistics).

Table 3

Site-mean AMS directional data. k_{max} , k_{ints} , k_{min} : orientation of mean principal susceptibility axes (T/P: trend/plunge) considering Jelinek statistics (Jelinek, 1978); Conf. angles: confidence angles; S planes: mean of foliation planes; C planes: mean of shear planes.

Site	k_{max} T/P (°)	Conf. angles (°)	k_{ints} T/P (°)	Conf. angles (°)	k_{min} T/P (°)	Conf. angles (°)	S planes (strike,dip)	C planes (strike,dip)
FV1	227/28	46/15	118/32	46/21	349/45	22/15	087,47S	040,65S
FV2	176//46	18/12	081/05	18/5	347/43	12/5	101,43S	047,53S
FV3	283/15	50/10	183/33	50/8	034/53	10/8	113,51S	
FV4	141/01	14/11	231/04	23/13	033/85	23/12	090,36S	086,74S
FV5	314/22	25/11	204/41	25/13	065/41	14/10	129,46S	026,52E
FV5-BL4	199/43	39/5	296/8	39/23	034/46	23/4		
FV5-BL5-6	285/15	18/6	025/33	18/14	173/53	15/6		
FV5-BL6(2)	037/28	27/14	180/57	59/26	298/17	59/16		
FV6	162/51	53/22	286/23	53/10	029/29	22/16	125,40S 154,39N	
FV7	148/02	8/6	058/02	21/08	283/88	21/6	095,51S	
FV8	310/04	19/10	220/07	19/13	070/82	14/10	080,42S	082,32S
FV8-BL	190/57	36/9	286/04	37/7	018/33	10/8		
FV9	296/28	65/17	151/57	65/13	035/16	19/16	120,30S	
FV10	291/08	22/13	190/51	22/16	027/37	17/12	124,37S	
FV11	306/22	14/8	164/64	12/8	042/15	11/7	115,51S	105,49S
FV11-BL	182/40	22/8	281/10	22/17	023/48	17/8		
FV12	123/16	31/15	240/58	31/20	025/27	20/16		
RB1	107/23	41/14	275/67	41/15	015/04	17/14	103,80S	
RB1-BL1	087/10	44/5	199/66	44/6	353/22	6/5		
RB1-BL2	300/78	15/8	083/10	27/15	175/07	27/8		
RB1-BL3	075/62	63/9	284/25	63/7	188/12	10/8		
RB2	282/23	45/11	127/65	45/12	016/09	14/9	103,80S	
PC1-2	156/28	27/7	059/13	27/19	306/59	20/7	050,60S	060,38S
PC1-3	147/41	41/19	053/04	42/17	318/48	22/19	050,60S	060,38S

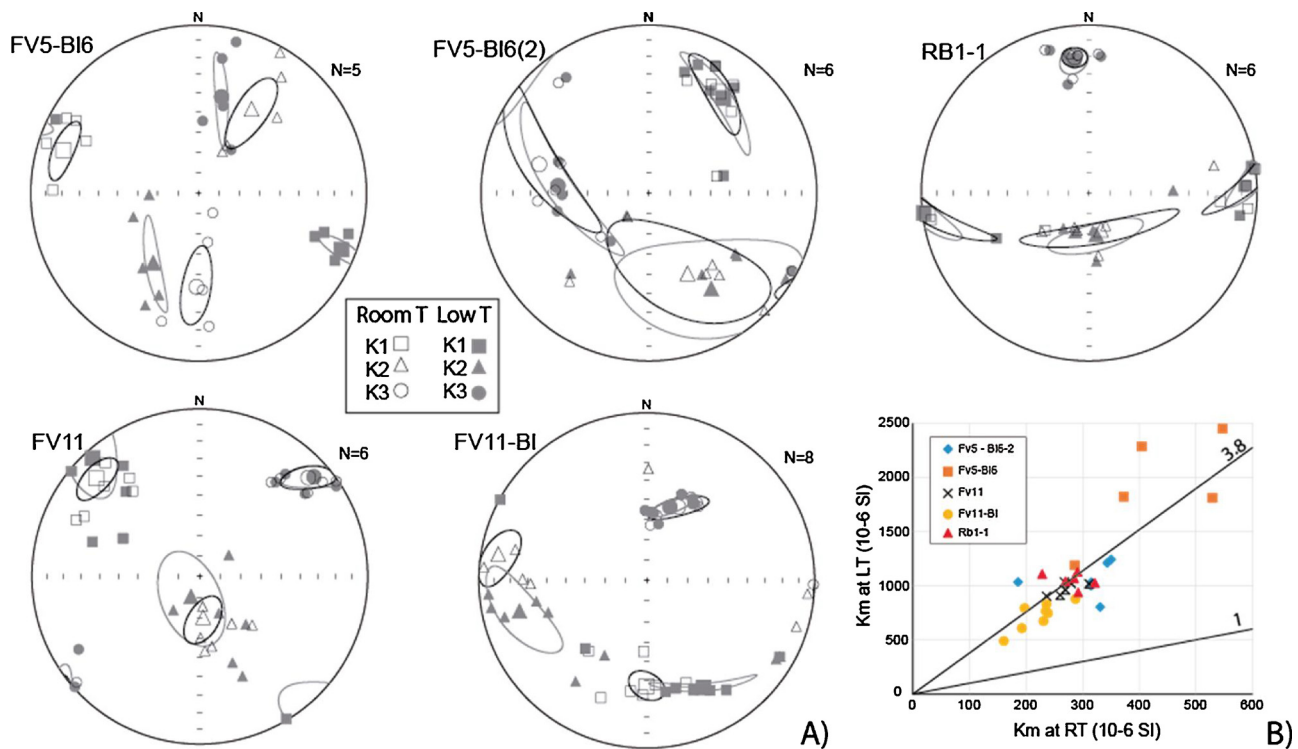


Fig. 12. A) Equal area projection of AMS results at room temperature and at low temperature (sites FV5, RB1 and FV11). Mean vectors and confidence ellipses considering Jelinek statistics. B) Plot of magnetic susceptibility at room temperature (Km-RT) versus magnetic susceptibility at low temperature (Km-LT).

surrounding Paleozoic massifs. In general, Variscan foliation shows an overall WNW-ESE strike (Fontboté and Julivert, 1954; Julivert and Durán, 1990a, b; Barnolas and García-Sansegundo, 1992). The Late-Variscan fracturing was probably relevant in the area and defined the lines of NE-SW crustal weakness, strongly oblique to the zoning and structuring of the Variscan features (Julivert and Durán, 1990a; Juez-Larré and Andriessen, 2002). Crustal anisotropy with these two main

orientations is supported (i) by the existence of aligned magmatic bodies of crustal and subcrustal origin (Enrique, 1990), especially penetrative dyke swarms with NE-SW orientation observable at North and South of the study area (see ICC, 2006a, b), and (ii) by the probable existence of basic igneous bodies at depth along the Llobregat Fault, that can be inferred from several dipolar magnetic anomalies aligned in NW-SE direction (Zeyen and Banda, 1988). Fluid circulation

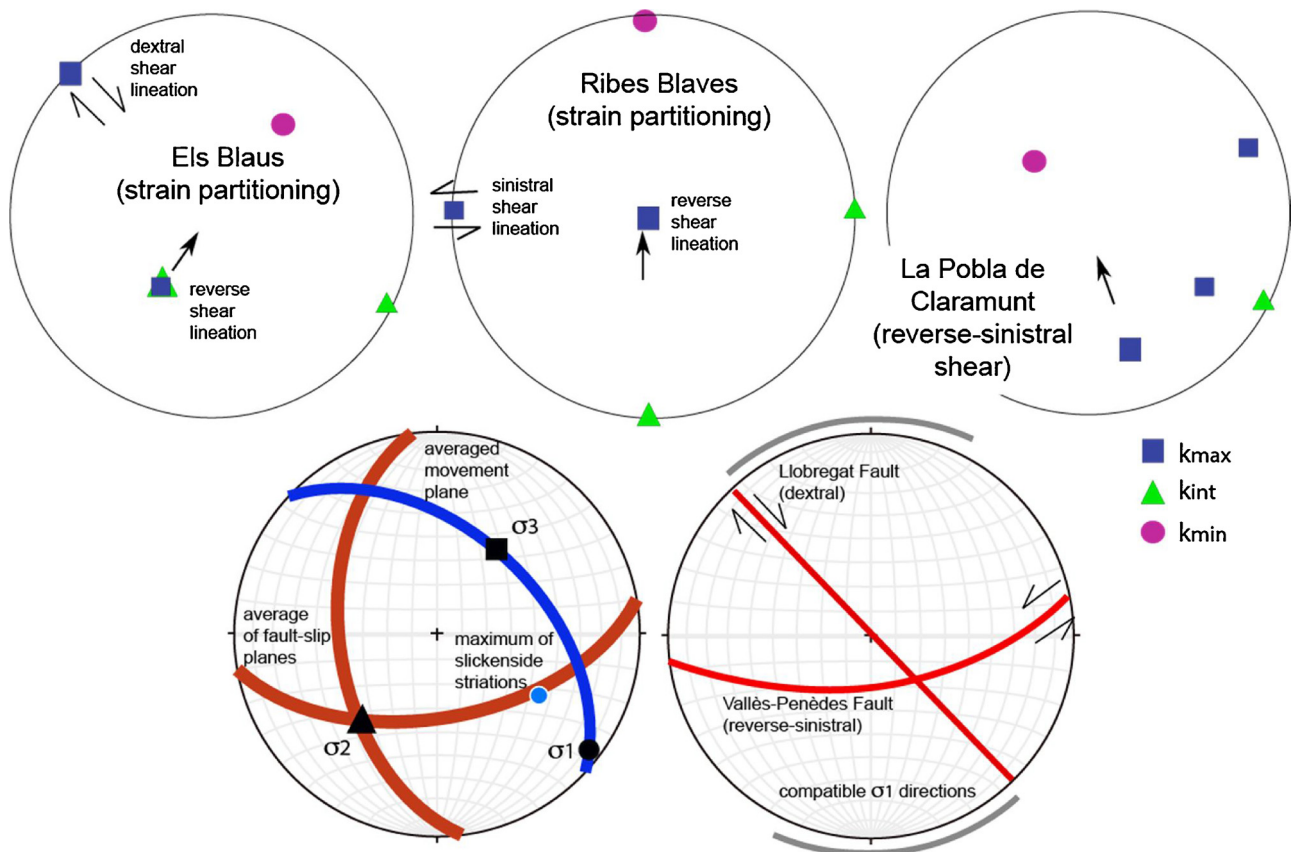


Fig. 13. Summary of directional results from magnetic fabrics in the three studied outcrops (A, B, C), structural features/kinematic indicators inferred from slickenside striations on quartz rods and shear zones (D) and trace of mapped structures (E). The grey arc in E represents compatible directions for the maximum horizontal stress axis. kmax, kint, kmin correspond to the mean AMS axes; σ_1 , σ_2 and σ_3 indicate the principal stress axes.

responsible for mineralizations along the range (Canals and Ayora, 1988; Canals and Cardellach, 1997) in Early Triassic times was probably favored by the existence of these crustal discontinuities.

The Mesozoic extension was controlled by these Late-Variscan features, as inferred from distribution of depocenters during the Triassic (Sopeña et al., 1983). The difference in thickness of the post-Triassic Mesozoic series north and south (Montmell-Garraf block) of the Vallès-Penedès Fault is remarkable (Roca, 1994; ICC, 2005; Marín et al., 2008) and transverse structures could also be responsible for the location of subsidence areas (Querol et al., 1992). Most probably, and because of the intensity and relative age of deformation, we can attribute most of the observable features responding to the structuring of the fault zone during the Paleogene compression and Neogene extension associated with the uplift and the dismantling of the Catalan Coastal Range, respectively (Fig. 14).

Regarding the compressional, Paleogene evolution of the Vallès-Penedès Fault, it can be considered as the result of oblique convergence between the Ebro block and the Catalan Coastal Range (Guimerà and Santanach, 1978). Two end-members can be considered when analyzing oblique-convergence contexts: (i) oblique displacement along a unique fault surface, as occurring in some transpressional scenarios (Casas et al., 1998, 2001), or (ii) distribution of displacement along different fault surfaces (i.e. reverse and strike-slip movements, e.g. Jones and Tanner, 1995; Barcos et al., 2016 and references therein). Complexity of the deformation zone also increases when convergence directions change through time, since in this case the more recent movements can obliterate older structures. In an overall view, and not considering the relationships between the magnitudes of the stress axes, the movements observed on the two mapped faults (Fig. 13E) are consistent with a N-NNW compression. The critical orientation of the

studied segment of the Vallès-Penedès Fault with respect to the possible range of shortening directions and its interaction with the NW-SE Llobregat fault (Fig. 14), or the oblique ramp of the main thrust, could be responsible for the switching of the displacement sense (sinistral to dextral or vice-versa) observable for nearly E-W strike-slip faults (Amigò, 1984). Alternatively, temporal migration of deformation within a wide intersection zone of semi-brittle deformation between the conjugate Llobregat and Vallès-Penedès faults (or the oblique ramp vs. the frontal ramp of the main thrust) can also explain changes in the slip sense found in different surfaces of the Els Blaus outcrop. Changes in the strike of the foliation can also be interpreted as the result of drag associated with strike-slip movements (Fig. 14). This scenario is still valid if we interpret the NW-SE striking segment of the Vallès-Penedès fault as an oblique ramp of a NW-directed thrust (as, in fact it is in its present-day geometry) and not linked to traverse faults in the basement. In this case, the strike-slip movements along the ramp would be responsible for cleavage deflection and, simultaneously, local dextral displacements.

The Vallès-Penedès Fault is clearly separated at surface from compressional structures such as (Fig. 14): (i) the frontal monocline corresponding to the basement fault responsible for the uplift of the compressional Catalan Coastal Ranges (at present-day the pre-littoral Range) and (ii) foreland-verging structures also involving the basement. At depth, however, a cross-cutting relationship between extensional and compressional structures can be interpreted (Fig. 14). The Vallès-Penedès Fault partly follows the shape of the compressional front, thus revealing a certain control of previous (probably Late-Variscan) structures onto the structuring of the basement uplift. This control can be assessed from the change in orientation of the tectonic foliation along the compressional front, although this also could be a consequence of

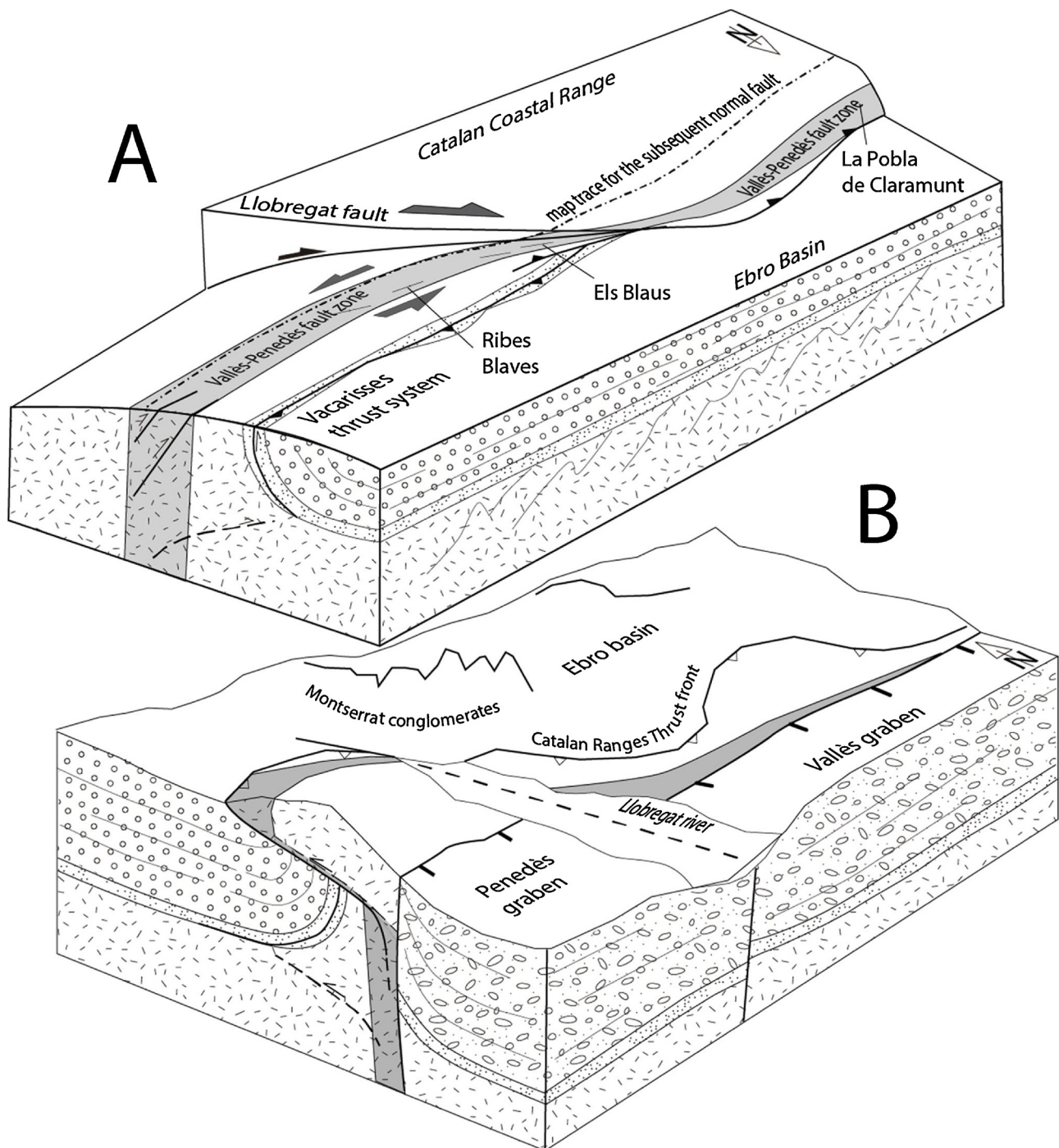


Fig. 14. Block diagrams showing the main features of the Vallès-Penedès Fault before (A) and after (B) the Neogene extension. Not to scale. Note that the two block diagrams show opposite orientations, allowing a more complete vision of the structures and their relationships. Some of the depicted features are hypothetical and could be interpreted differently, such as the depth of the Llobregat fault (that can be alternatively interpreted as an oblique ramp of the Catalan Coastal thrust front), or the changes in thickness of the fault gouge along the fault zone.

the re-orientation of the previous Variscan foliation, rather than its cause.

In spite of probably being one of the strongest displacements in Cenozoic times along the Vallès-Penedès Fault (more than 2000 m of throw, Roca et al., 1999), extensional movements had a limited, though ostensible, imprint on the features of fault rocks, both at the mesoscale (striations on quartz rods) and at the microscale (discrete shear planes observed in thin sections). Shear planes linked to extension are not present in all of the three outcrops and, when present, they show spacings from a few centimeters to a few decimeters, folding the main

foliation and defining a S/C extensional pattern. Extensional processes may have affected the magnetic fabrics, although they were completely defined during the Paleogene. In fact, high pitch angles of the magnetic lineation can be explained both by compression (involving strain partitioning) and extension. The weak imprint due to extension could be due to the more surficial conditions of deformation for extensional structures (Cantarero et al., 2014) and the stronger localization of deformation and brittle behavior in the case of normal faults. Similar features are found in the Daroca fault, located in the Iberian Chain (Casas-Sainz et al., 2018), where extensional movements only

developed discrete planes within the fault gouge.

9. Conclusions

The results obtained confirm the applicability of AMS to cataclastic fault zones and the repeatability of results across the large Vallès-Penedès fault zone, provided that a minimum number of samples is considered. We demonstrate that AMS is a safe and fast way for averaging the foliation and lineation and obtaining statistically sound results, which are comparable with data obtained from other kinematic indicators. The technique has been especially useful in areas where weathered exposures and variability in the attitude of kinematic indicators do not allow for *in situ* reliable measurements of foliation and shear planes. Several relationships have been established, that can be ascribed to different deformation degrees, since magnetic mineralogy is rather homogeneous in the fault zone. The magnetic foliation clearly follows the tectonic foliation and the magnetic lineation is either parallel to the transport direction projected onto foliation planes (main maxima) or parallel to the intersection lineation between shear and foliation planes (secondary maxima). The major imprint in the fault rocks was undoubtedly driven by the Paleogene compressional stage: we interpret that both dip-slip and strike-slip movements could be responsible for the formation of transport-parallel magnetic lineations in the different studied outcrops. Re-orientation of the initial fabric, cataclasis, frictional sliding, strong folding and formation of shear planes were the mechanisms responsible for deformation of fault rocks. Sinistral strike-slip was the dominant shear-sense of the fault zone, as also indicated by displacement criteria on quartz bodies and minor structures, but reverse shear due to strain partitioning was also observed in several sites. Some minor dextral strike-slip structures with oblique WNW-ESE direction are also present. Finally, extension associated with the opening of the València Trough and the formation of the Vallès-Penedès graben generated normal, less penetrative, shear planes.

Acknowledgements

The authors are grateful to Miguel Garcés and an anonymous referee for their thorough revision of the manuscript. This work was granted by project CGL-2013-42670-P of the Spanish Ministry of Science and Education, and a pre-doctoral grant BES-2014-070167 to Marcos Marcén. Authors would like to acknowledge the use of Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI, Universidad de Zaragoza, and to Sylvia Gracia (Earth Sciences Department) of the University of Zaragoza for their help in processing samples and measuring AMS.

References

- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge University Press, Cambridge.
- Alvaro, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.* 14 (1), 172–177.
- Amigó, J., 1984. La falla del Vallès-Penedès entre Pontons y Font-Rubí (Alt Penedès). *Acta Geol. Hisp.* 19 (1), 1–4.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hisp.* 14, 242–270.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J., Santanach, P., 1985. Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* 37, 303–318.
- Barcos, L., Díaz-Azpiroz, M., Balanyá, J.C., Expósito, I., Jiménez-Bonilla, A., Faccenna, C., 2016. Analogue modelling of inclined, brittle–ductile transpression: testing analytical models through natural shear zones (external Betics). *Tectonophysics* 682, 169–185.
- Barnolas, A., García-Sansegundo, J., 1992. Caracterización estratigráfica y estructural del Paleozoico de Les Gavarres (Cadenas Costero Catalanas, NE de España). *Bol. Geol. Miner.* 103 (1), 94–108.
- Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203 (1–4), 219–247.
- Berástegui, X., Losantos, M., Puig, C., Casanova, J., 1996. Estructura de la cadena prelitoral catalana entre El Llobregat y El Montseny. *Geogaceta* 20 (4), 796–799.
- Cabrera, L., 1981. Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Vallès-Penedès (Prov. Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geol. Hisp.* 16 (3), 163–171.
- Cabrera, L., Calvet, F., 1990. Sequential arrangement of the Neogene sedimentary record in the Vallès-Penedès and Valls-Reus half grabens, Iberian margins, NE Spain. *Terra Abstr.* 2, 110.
- Canals, À., Ayora, C., 1988. Las mineralizaciones filonianas del sector de l'Argentera (Cadenas Costeras Catalanas): contexto geológico, estructura, tipología y condiciones de formación. *Acta Geol. Hisp.* 23 (3), 155–170.
- Canals, A., Cardellach, E., 1997. Ore lead and sulphur isotope pattern from the low-temperature veins of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). *Miner. Depos.* 32 (3), 243–249.
- Cantarero, I., Lanari, P., Vidal, O., Alias, G., Travé, A., 2014. Long-term fluid circulation in extensional faults in the central Catalan Coastal Ranges; P-T constraints from neoformed chlorite and K-white mica. *Int. J. Earth Sci.* 103 (1), 165–188.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSX Stereonet. *Comput. Geosci.* 51, 193–205.
- Casas, A., Permanyer, A., 1982. Disposición y estructura del zócalo de la depresión terciaria del Penedès. *Rev. Inst. Invest. Geol. Diput. Prov. Barc.* 35, 23–30.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Gapais, D., Nalpas, T., Román-Berdiel, T., 1998. Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. ejemplos del NE peninsular. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 11 (3–4), 331–344.
- Casas, A.M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., Román-Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems. *J. Struct. Geol.* 23 (5), 733–743.
- Casas, A.M., Villalaín, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., Del Río, P., Fernández, G., 2009. Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics* 470, 3–20.
- Casas, A., Marcén, M., Calvín, P., Gil, A., Román, T., Pocoví, A., 2016. Deformación varisca, tardi-varisca y alpina en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras. *Geo-Temas* 16 (2), 495–498.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L., 2002. Cenozoic landscape development within the central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology* 44 (1), 19–46.
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros–Demanda thrust (North Spain). *Int. J. Earth Sci.* 106, 1023–1055.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, O., Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics* 730, 29–47.
- Chadima, M., Hrouda, F., 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.
- Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.
- Colombo, F., Cuevas, J.L., González Bonorino, G., 1995. Depósitos fluviales paleógenos en el sector suroriental de la cuenca del Ebro; tipos de incisión y relleno. *Geogaceta* 18, 49–51.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: the Castilian branch. *Tectonophysics* 470, 224–242.
- Enrique, P., 1990. The Hercynian intrusive rocks of the Catalanian coastal ranges (NE Spain). *Acta Geol. Hisp.* 25 (1–2), 39–64.
- Fontboté, J.M., 1954. Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallès-Penedès con la cordillera prelitoral catalana y con la depresión del Ebro. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. Secc. Geol.* 52, 281–310.
- Fontboté, M., Julivert, J.M., 1954. Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercínicos en Cataluña. Report of the...Session – International Geological Congress. pp. 575–591.
- Fontboté, J.M., Guimera, J., Roca, E., Sabat, F., Santanach, P., 1990. The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 3 (3–4), 249–259.
- Galindo, J., Casanovas, J., Navarro, O., Llenas, M., Agustí, J., Losantos, M., Berástegui, X., Cirés, J., Puig, C., Calvet, F., Marzo, M., Picart, J., 2002. Mapa geològic de Catalunya 1:25 000, Olesa de Montserrat 392-1-2 (71-30). Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Garcés, M., Agustí, J., Cabrera, L., Parés, J.M., 1996. Magnetostratigraphy of the Vallesian (late Miocene) in the Valles-Penedès Basin (Northwest Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 142 (3–4), 381–396.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Hirt, A.M., Mattei, M., 2015. Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics* 651–652, 216–231.
- Gómez, M., Guimera, J., 1999. Estructura alpina de la Serra de Miramar y del NE de las Muntanyes de Prades (Cadena Costero Catalana). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 12 (3–4), 405–408.
- Gómez-Gras, D., Parcerisa, D., Rovira i Casanellas, J.P., de Porta, N.S., Llovera, J.C., 2001. Stratigraphy and petrology of the Miocene Montjuïc delta (Barcelona, Spain). *Acta Geol. Hisp.* 36 (1), 115–136.
- Guimera, J., 1984. Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.* 121, 413–420.
- Guimera, J., 1994. Cenozoic evolution of eastern Iberia: structural data and dynamic model. *Acta Geol. Hisp.* 29 (1), 57–66.
- Guimera, J.J., Santanach, P.F., 1978. Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas. *Acta Geol. Hisp.* 13 (2), 33–42.
- Guimera, J., Mas, R., Alonso, A., 2004. Intraplate deformation in the NW Iberian Chain:

- Mesozoic extension and contraction inversion. *J. Geol. Soc. Lond.* 161, 291–303.
- Hernández Chiva, E., Casas Ponsatí, A., 1985. Estudio gravimétrico de la depresión del Penedes. *Acta Geol. Hisp.* 20 (3–4), 191–198.
- Hrouda, F., Jelinek, V., Zapletal, K., 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.* 129, 715–719.
- ICC, 2005. Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50.000, 13. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelonès 1 map.
- ICC, 2006a. Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50.000, 29. Institut Cartogràfic de Catalunya, Priorat 1 map.
- ICC, 2006b. Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50.000, 34. Institut Cartogràfic de Catalunya, Selva 1 map.
- Issachar, R., Levi, T., Lyakhovskiy, V., Marco, S., Weinberger, R., 2016. Improving the method of low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS) measurements in air. *Geochem. Geophys. Geosyst.* – G3 17 (7), 2940–2950.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 63–70.
- Jones, R.R., Tanner, P.G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *J. Struct. Geol.* 17 (6), 793–802.
- Juez-Larré, J., Andriessen, P.A.M., 2002. Post late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Range (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349 (1–4), 113–129.
- Julivert, M., Durán, H., 1990a. Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geol. Hisp.* 25 (1–2), 3–12.
- Julivert, M., Durán, H., 1990b. The Hercynian structure of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geol. Hisp.* 25 (1–2), 13–21.
- Liesa, C.L., 2000. Fracturación y campos de esfuerzo compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. PhD thesis. University of Zaragoza.
- Liesa, C.L., Simón, J.L., 2009. Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: the case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics* 474, 144–159.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L., Meléndez, A., 2004. Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región de Aliaga–Montalbán. In: Colombo, F., Liesa, C.L., Meléndez, G., Pocoví, A., Sancho, C., Soria, A.R. (Eds.), *Itinerarios Geológicos por Aragón*. Geo-Guías, Zaragoza, pp. 151–180.
- Llopis Lladó, N., 1947. Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides; estudio geológico. 372 pp. .
- López Blanco, M., 1994. Estructuras contractivas de la Cordillera prelitoral Catalana entre la Sierra de les Pedritxes y el Río Ripoll; evolución y relación con los depósitos del margen de la cuenca del Ebro. *Geogaceta* 16, 43–46.
- López Blanco, M., 2002. Sedimentary response to thrusting and fold growing on the SE margin of the Ebro Basin (Paleogene, NE Spain). *Sediment. Geol.* 146 (1–2), 133–154.
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Hermann, I., Lebit, D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics* 307, 51–74.
- Marcén Albero, M., Román Berdiel, T., 2015. Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica. *Geotemas* 58, 79–82.
- Marín, M.A., Roca, E., Rosell, O., Marcuello, A., Cabrera, L., 2008. La Falla del Montmell: un ejemplo del control ejercido por las fallas extensivas mesozoicas en la arquitectura cenozoica de las Cadenas Costeras Catalanas. *Geotemas* 462–464 VII Congreso Geológico de España, Las Palmas.
- Marqués, F.O., Mateus, A., Tassinari, C., 2002. The late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia); a re-evaluation. *Tectonophysics* 359 (3–4), 255–270.
- Martín-Hernández, F., Ferré, E.C., 2007. Separation of paramagnetic and ferromagnetic anisotropies: a review. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 112 (B3), B03105.
- Mertanen, S., Karell, F., 2012. Palaeomagnetic and AMS studies on Satulinmaki and Koijarvi fault and shear zones. *Geol. Surv. Finl. Spec. Pap.* 52, 195–226.
- Moore, D.M., Reynolds Jr, R.C., 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Oxford, UK 378 pp.
- Oliva-Urcia, B., Larrasoana, J.C., Pueyo, E.L., Gil, A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, A.M., Pueyo, Ó., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.* 31 (2), 163–176.
- Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Osácar, C., 2010. Tertiary compressional overprint on Aptian-Albian extensional magnetic fabrics, North Pyrenean Zone. *J. Struct. Geol.* 32, 362–376.
- Osácar Soriano, M.C., Besteiro, J., González Martínez, J., 1992. Geoquímica de las mineralizaciones de baritina de la unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Central). *Bol. Soc. Esp. Miner.* 15 (1), 157–160.
- Pais, J., Cunha, P.P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J.C., González-Delgado, J.A., 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain. *SpringerBriefs in Earth sciences book series*, pp. 1–138.
- Parés, J.M., Van der Pluijm, B.A., 2002b. Phyllosilicate fabric characterization by low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS). *Geophys. Res. Lett.* 29 (24). <https://doi.org/10.1029/2002GL015459>.
- Parés, J.M., Van Der Pluijm, B.A., 2002a. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics* 350 (4), 283–298.
- Petrovsky, E., Kapicka, A., 2006. On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *J. Geophys. Res.* 11, B12S27.
- Pocoví Juan, A., Besteiro Ráfales, J., Osácar Soriano, M.C., González Martínez, J., Lago San José, M., 1990. Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta* 8, 25–27.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G., Ardèvol, L., 1992. Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain. Controls on the Distribution and Quality of Cretaceous coals, vol. 267. Geological Society of America Special Papers, pp. 193–208.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutivo de la cuenca terciaria del Ebro Libro Jubilar J.M. Rios; Geología de España. I.G.M.E., Madrid, Spain.
- Ribeiro, A., Munha, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics* 26 (6), TC6009.
- Ritcher, C., Van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 82, 113–123.
- Roca, E., 1994. La evolución geodinámica de la cuenca catalano-balea y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geol. Hisp.* 29 (1), 3–25.
- Roca, E., Guimera, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin; structural constraints on the crustal evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203 (1–4), 203–218.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315 (1–4), 209–233.
- Salas, R., Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics* 228 (1–2), 33–55.
- Salas, R., Guimera, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A., 2001. Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberia Chain). In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, vol. 186. pp. 145–185.
- Santanach, P., Julià, R., 1984. Estructuras en la salbanda de la falla paleogena de la falla del Vallés-Penedés (Cadenas Costeras Catalanas) su relación con el deslizamiento de la falla. I Congreso español de geología. Segovia 3, 47–60.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A., Hernando, S., 1983. El Triásico. *Geol. Esp.* 2, 47–63.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S., 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. *Developments in Geotectonics*, vol. 22. Elsevier, pp. 757–786.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., del Río, P., 2007. Geometry of half-grabens containing a mid-level viscous detachment. *Basin Res.* 19, 437–450.
- Soto, R., Kullberg, J.C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Villalafín, J.J., 2012. Switch of Mesozoic extensional tectonic style in the Lusitanian basin (Portugal): Insights from magnetic fabrics. *Tectonophysics* 536–537, 122–135.
- Teixell, A., 1988. Desarrollo de un anticlinorio por transpresión aislando una cuenca sedimentaria marginal, borde oriental de la Cuenca del Ebro, Tarragona. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 1 (1–2), 229–238.
- Ubach, J., 1990. Geología de los materiales Paleozoicos de las escamas de la Cordillera prelitoral Catalana al este del río Llobregat. *Acta Geol. Hisp.* 25 (1–2), 113–121.
- Velde, B., 1985. Clay minerals, a physico-chemical explanation of their occurrence. *Dev. Sedimentol.* 40, 427.
- Veludo, I., Dias, N.A., Fonseca, P.E., Matias, L., Carrilho, F., Haberland, C., Villasenor, A., 2017. Crustal seismic structure beneath Portugal and southern Galicia (western Iberia) and the role of Variscan inheritance. *Tectonophysics* 717, 645–664.
- Zeyen, H.J., Banda, E., 1988. Cartografía geofísica de Cataluña, I. El mapa aeromagnético. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 1, 73–79.

Geometría y cinemática de la zona de falla de Río Grío: evidencias de transpresión alpina en la Cadena Ibérica

Geometry and kinematics of the Río Grío fault zone: Evidence of Alpine transpression in the Iberian Chain

Marcos Marcén Albero y Teresa Román Berdiel

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain.
mma@unizar.com; mtdjrb@unizar.es

ABSTRACT

The Río Grío fault is one of the main structures that cut across the Iberian Chain (NE Spain). It shows a NW-SE strike, and constitutes a fault zone with associated fault rocks (fault gouge, fault breccia), with thickness of tens of meters. In this work, we present the analysis at mesostructural scale of the fault zone. At the map scale, the Río Grío fault is nearly parallel to the Datos thrust, the main Variscan structure in this sector of the Iberian Chain. A detailed map of the fault zone shows that the Río Grío fault zone consists of several hectometre-scale anastomosing lenses strongly dipping to the South. The internal structure of these lenses shows Triassic and Ordovician fragments, with tight folds, brechified zones and widespread foliation. Displacement senses inferred from meso- (fold axis, striations...) and micro-structures (foliation, S/C structures) show strong reverse, dip-slip and dextral, strike-slip components, indicating strain partitioning between the different lenses. The whole structure is interpreted as the result of the re-activation, during the NNE-SSW to NE-SW Cenozoic compression, of weakness areas probably formed during the Late-Variscan stage.

Key-words: *Transpression, flower structure, strain partitioning, Río Grío Fault.*

RESUMEN

La falla de Río Grío constituye uno de los principales accidentes que segmentan la Cordillera Ibérica. Mantiene dirección NNW-SSE, y está caracterizada por la presencia de una zona de falla con rocas asociadas (harinas y brechas de falla), con un espesor de decenas de metros. En este trabajo se presenta el análisis a escala mesoestructural de la zona de falla. Esta falla discurre próxima al cabalgamiento de Datos, la principal estructural Varisca de este sector de la Cordillera Ibérica. La cartografía detallada realizada revela que la zona de falla de Río Grío está compuesta por lenticulas hectométricas, que muestran una geometría anastomosada y fuerte buzamiento hacia el sur. La estructura interna de las lenticulas presenta elementos triásicos y ordovícicos, con pliegues apretados, zonas brechificadas y foliación. Los sentidos de movimiento deducidos a escala meso- (ejes de pliegues, estrías...) y microestructural (foliación, estructuras S/C) tienen fuerte componente inversa y direccional dextra, indicando una partición de la deformación entre las diferentes lenticulas. El conjunto de la estructura se interpreta como el resultado de la reactivación durante la compresión cenozoica NNE-SSW a NE-SW de zonas de debilidad probablemente formadas durante la época tardihercínica.

Palabras clave: *Transpresión, estructura en flor, partición de la deformación, Falla de Río Grío.*

Geogaceta, 58 (2015), 79-82
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 6 de febrero de 2015
Fecha de revisión: 29 de abril de 2015
Fecha de aceptación: 15 de mayo de 2015

Introducción

La evolución tectónica de la Cadena Ibérica durante el Ciclo Alpino está controlada por las fracturas tardihercínicas, las cuales actúan como fallas normales limitando las áreas subsidentes durante el Mesozoico y son reactivadas como cabalgamientos con componente dextra durante la compresión Cenozoica (Salas y Casas, 1993). En este sentido, el estudio de estos cabalgamientos tanto a nivel cinemático como su integración con el resto de estructuras regionales resulta de especial importancia para reconstruir la

evolución tectónica de la Cadena Ibérica. En este trabajo se presenta el estudio cinemático de la Zona de Falla de Río Grío (ZFRG), considerada como una de éstas estructuras principales, y en la cual no se habían realizado trabajos de detalle desde el punto de vista estructural y tectónico. Tan solo Vilchez (1986) cita brevemente la Falla de Río Grío como elemento tectónico de relevancia en la Cadena Ibérica.

La zona de estudio se ubica a lo largo del valle de Río Grío, en la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica. La Falla de Río Grío (en la zona de estudio) discurre seccionando

el basamento varisco, afectando al bloque inferior (Unidad de Herrera) de la Falla de Datos (Fig. 1). Esta falla es un cabalgamiento hercínico de dirección NW-SE y vergencia NE, que afecta al basamento hercínico. Hacia el NNW, fuera de la zona estudiada, la Falla de Río Grío pone en contacto al Triásico y Jurásico (bloque E inferior) con el Ordovícico de la Unidad de Herrera (bloque W superior). En el interior de la zona de falla la litología de las unidades es muy heterogénea: cuarcitas, areniscas y pizarras ordovícicas (Fms. Balconchán y Borrachón) y brechas sedimentarias y limos triásicos.

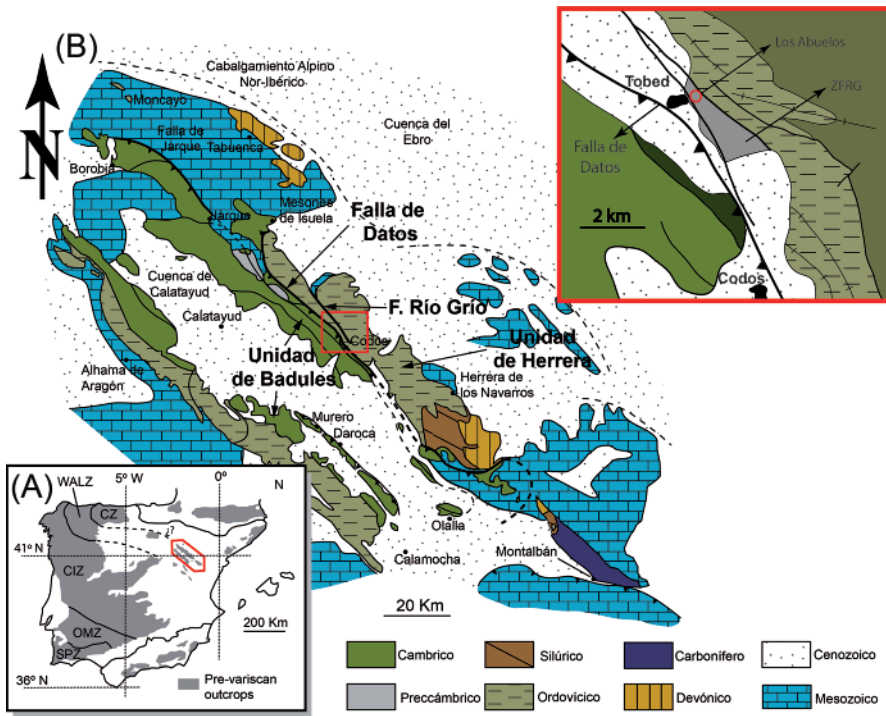


Fig. 1.- Contexto geográfico y geológico de la zona de estudio. A) Localización de la Cadena Ibérica en el contexto del Macizo Hespérico. B) Mapa geológico simplificado de la Rama Aragonesa. En la esquina superior derecha, mapa geológico simplificado de la zona de estudio y ubicación del afloramiento de Los Abuelos. Modificado de Calvin-Ballester y Casas (2014).

Fig. 1.- Geographical and geological context of the study area. A) Location of the Iberian Chain in the context of the Hercynian Iberian Massif. B) Simplified geological map of the Aragonese branch. In the upper right corner, simplified geological map of the study area and location of Los Abuelos outcrop. Modified from Calvin-Ballester and Casas (2014).

Metodología

La mayor parte de este trabajo se ha centrado en el afloramiento de Los Abuelos, un paraje donde la Falla de Río Grío aflora de forma espectacular. Se ha realizado una cartografía geológica de detalle utilizando imágenes de satélite y fotografías de baja altura obtenidas mediante un *drone*. Además, se ha completado la cartografía mediante observaciones a escala de afloramiento y se han realizado medidas de distintos tipos de estructuras, aplicando las técnicas clásicas de análisis estructural.

Resultados

En este apartado se exponen las características geométricas y estructurales del afloramiento de Los Abuelos, Tobed (Zaragoza), tanto en cartografía de detalle (Figs. 2 y 3), como mediante la proyección estereográfica de los datos estructurales y cinemáticos de la ZFRG (Fig. 4).

La ZFRG aflora discontinuamente a lo largo de una traza rectilínea de al menos 20

km, con una orientación NNW-SSE a NW-SE y una anchura estimada de unos 200 m (Fig. 2). La ZFRG presenta una zona central

o núcleo en donde la deformación registrada es más intensa, y una zona perimetral de relativa menor deformación y que conecta con el encajante ordovícico (Unidad de Herrera). Las zonas externas de la ZFRG están conformadas por una alternancia de areniscas y pizarras negras (Fm. Borrachón), con la presencia discontinua de planos de falla (N110°E) con escasa harina asociada. Estas fallas limitan zonas de cizalla de movimiento antitético (sinistro) a la cizalla general en la ZFRG, generando una rotación antihoraria de los bloques.

La zona central o núcleo de la ZFRG se caracteriza por planos de falla anastomosados (Figs. 2 y 3), tanto en la vertical como en la horizontal, a los que se asocian brechas y harinas de falla, y que limitan cuerpos o lentes de longitudes (*along strike*) superiores a los 100 m, alturas (*along dip*) de al menos 30 m y escasa anchura, inferior en el mayor de los casos a los 15 m. Los planos de falla muestran orientaciones paralelas o ligeramente oblicuas (N135°E) respecto a la dirección de la ZFRG, interpretándose como fallas Y y P de Riedel, respectivamente (Fig. 4D). Localmente se observan zonas de cizalla con orientaciones E-W, que podrían corresponder con fallas R'. La vergencia de las estructuras es variable, aunque en la zona aflorante la vergencia NE domina respecto a la SW, si bien es cierto que los planos muestran buzamientos elevados (50-90°). No suelen presentar estriaciones, y cuando

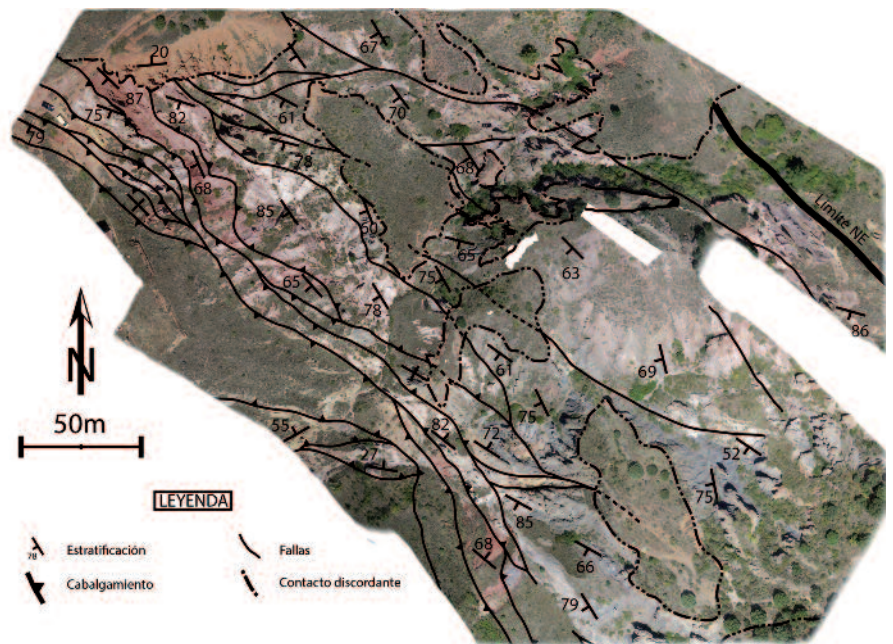


Fig. 2.- Cartografía estructural del afloramiento de Los Abuelos, Tobed.

Fig. 2.- Structural mapping of Los Abuelos outcrop, Tobed.

lo hacen, varían desde ángulos de cabeceos horizontales hasta verticales (Fig. 4D).

La estratificación en el interior de las lentes, cuando se conserva, presenta direcciones NW-SE y buzamientos casi verticales hacia el SW (Fig. 4B). En comparación con el encajante, supone una clara verticalización de las capas. Es frecuente observar bloques conservando la estratificación inmersos en una matriz compuesta por harinas y brechas de falla. El eje mayor de estos bloques es subparalelo a la dirección de los planos de las fallas. En las litologías menos competentes se observan dos tipos de pliegues en función de su orientación, evidenciando movimientos claramente diferenciados: pliegues de eje horizontal y planos axiales NW-SE vergentes tanto hacia el NE como el SW y pliegues de eje inclinado o vertical (50-90°), con azimut NW y planos axiales verticales y paralelos o ligeramente desviados anti-horariamente respecto los planos de falla (Fig. 4A). Ambos tipos de pliegues pueden coexistir o no en las mismas lentes. Se han observado estructuras S-C asociadas a los planos principales de falla (Figs. 4D y 4E), indicando movimientos tanto direccionales como inversos, siendo coincidentes con la disposición de los pliegues.

La deformación dúctil con desarrollo de foliaciones es muy frecuente en las pizarras ordovícicas y lutitas triásicas, y muestra



Fig. 3.- Estructura característica de la Zona de Falla de Río Grío. Lenticulas subverticales con planos de falla anastomosados. En la imagen se observan unidades triásicas y ordovícicas con relevantes espesores de brechas.

Fig. 3.- Characteristic structure of the Río Grío Fault Zone. Subvertical lenses with anastomosing fault planes. In the image, Triassic and Ordovician breccia units.

siempre orientaciones paralelas (NW-SE) o con ligera desviación (N-S) respecto de los planos de falla principales (Fig. 4C). La foliación que afecta a los materiales ordovícicos en el núcleo de la ZFRG puede interpretarse como el resultado tanto de la deformación compresiva hercínica como de la

cenozoica, mientras que la esquistosidad en los materiales menos deformados que rodean dicho núcleo se considera heredada del ciclo varisco. Por el contrario, en materiales más frágiles (cuarcitas y areniscas) la deformación se traduce en una intensa fracturación de la roca, con la presencia de brechas (> 3 m de espesor localmente), y en menor medida de pliegues. La fracturación de las brechas es caótica, con una elevada dispersión tanto en la orientación de los planos como en el cabeceo de las estrías, y en la mayor parte de los planos, con o sin estría (estos últimos mayoritarios), tampoco ha sido posible reconocer el desarrollo de foliaciones.

Interpretación y discusión

En referencia al contexto de la Falla de Río Grío, y siguiendo la idea original aportada por Vilchez (1986), consideramos un origen tardihercínico para la falla, debido a su orientación NW-SE a NNW-SSE, la presencia de mineralizaciones de edad Triásica (Pocovi *et al.*, 1990) y su elevado buzamiento (Arthaud y Matte, 1975). Teniendo en cuenta esta interpretación, debemos suponer que la Falla de Río Grío es independiente de la cercana Falla de Datos, de actividad fundamentalmente varisca. Por tanto, ambas fallas no tenderían a entron-

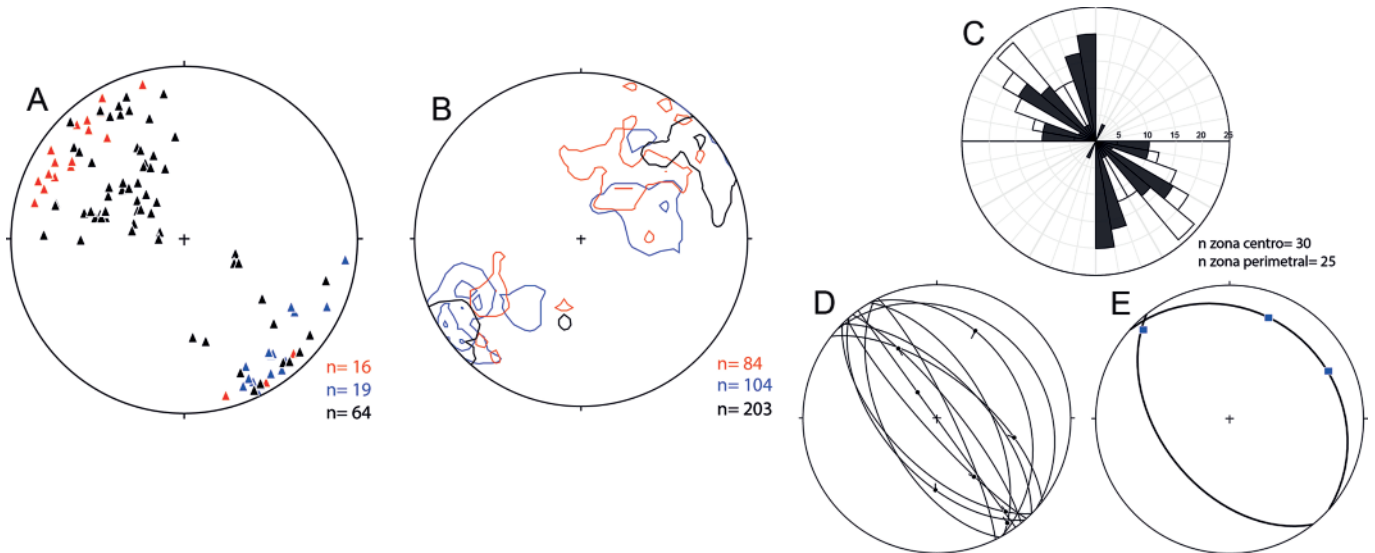


Fig. 4.- Principales elementos estructurales medidos en la zona de falla. A) Ejes de pliegues en la Unidad (Un.) de Herrera (rojo), Unidad de Badules (azul) y zona (z.) de Falla (64). B) Diagramas de densidad de polos de planos de estratificación (So) en las 3 zonas (mismos colores). C) Dirección de los planos de foliación en el núcleo (negro) y esquistosidad en la zona periférica (blanco). D) Planos de los cabalgamientos y/o fallas direccionales principales con las estrías observadas. E) Estructuras S-C, con los planos C y las direcciones de transporte inferidas. Estereogramas en A), B), D) y E) en proyección de Schmidt, hemisferio inferior. (Ver figura en color en la web).

Fig. 4.- Major structural features measured in the fault zone. A) Fold axes measured in Herrera Unit (red), Badules Unit (blue) and fault zone (black). B) Contour maps of bedding (So) plane poles in the three zones (same colors). C) Direction of foliation planes in the core (black) and in the damage zone (white). D) Major fault (reverse and directional) planes with striation. E) Movement plane of S-C structures with inferred transport direction. Stereograms in A), B), D) and E) in Schmidt projection, lower hemisphere. (See colour figure on the web).

carse en profundidad, sino que cabe plantear la hipótesis de que la Falla de Río Grío secciona a la Falla de Datos. A su vez, esta hipótesis podría llevar a pensar que el elevado ángulo de buzamiento que se ha atribuido a la Falla de Datos en su zona central (Vílchez, 1986) sea en realidad la sección del bloque superior de la Falla de Datos por la Falla de Río Grío. No obstante, la presencia de abanicos aluviales (Pleistoceno-Holoceno) en la zona de estudio impide observar con claridad la relación entre ambas zonas de falla en su zona de convergencia (entre Codos y Tobed).

Desde el punto de vista cinemático, y a pesar de la escasez de indicadores cinemáticos "clásicos" en los planos de falla (estrías y estructuras S-C), la presencia de pliegues NW-SE con ejes de elevada inmersión, así como la disposición verticalizada de los planos de falla y la orientación de éstos como fallas dexas Y y P de Riedel, permiten interpretar una clara componente direccional dextra en la ZFRG. Por otra parte, la presencia de cabalgamientos con menor inclinación (en torno a 50°, localmente tumados) y pliegues de eje horizontal con planos axiales claramente vergentes, son indicativos de movimientos *dip slip* inversos.

La presencia conjunta de ambos tipos de estructuras lleva a interpretar la ZFRG como una estructura transpresiva dextra (en flor positiva) con partición de la deformación a lo largo y ancho de la ZFRG. La partición de la deformación es un proceso muy frecuente en zonas de falla que muestran geometrías en flor positiva de doble vergencia (Faulkner *et al.*, 2003; Woodcock y Richards, 2003, entre otros), con predominio de la componente direccional en el bloque superior de las láminas o *duplex* que conforman la estructura en flor.

Según Liesa y Simón (2009), la evolución del campo de esfuerzos durante el Cenozoico en la Cordillera Ibérica revela una migración de la compresión desde el ENE (Oligoceno superior) hacia el NNW a NNE (Oligoceno superior-Mioceno inferior) con la interacción en el tiempo, y posiblemente en el espacio, de cuatro campos di-

ferentes. Desconocemos el periodo de actividad de la Falla de Río Grío, pero teniendo en cuenta su orientación NNW-SSE cualquier campo de esfuerzos de los mencionados (con sus variaciones), temprano (ENE), intermedio (NE) o tardío (NNW a NNE), podría justificar la presencia de una transpresión dextra.

No obstante, hay indicadores que parecen más propios de movimientos de desgarramiento sinistros que dextros, como son las rotaciones anti-horarias observadas en la zona de menor deformación de la ZFRG. Teniendo en cuenta la orientación ESE de estos planos, las rotaciones podrían explicarse bajo la compresión ENE (Oligoceno), Otra posible interpretación es la presencia de una fracturación en dominó, con estructuras antitéticas al movimiento principal de cizalla, generando rotaciones horarias de los bloques individualizados y rotaciones antihorarias restringidas a zonas de cizalla asociadas a las estructuras antitéticas. Independientemente de su origen, estos movimientos sinistros pueden ser la razón de la rotación antihoraria de los filones de barrita (NE-SW) registrados en el margen NE de ZFRG en comparación a la orientación general E-W de los filones en la Unidad de Herrera (Pocoví *et al.*, 1990).

Conclusiones

La Falla de Río Grío (ZFRG) se extiende longitudinalmente a lo largo de al menos 20 km, con una dirección NNW-SSE y una Zona de Falla con anchuras superiores a la centena de metros. Se ha interpretado como una fractura tardihercínica de alto buzamiento, con posible actividad durante el primer ciclo alpino extensional (presencia de materiales triásicos) y reactivada bajo régimen transpresivo dextro durante la compresión cenozoica, bajo direcciones de compresión variables desde ENE hasta NNW.

Las principales características de la zona de falla pueden resumirse en: 1) Estructuras principales NW-SE, con débiles vergencias, en general, hacia el NE; 2) Morfologías (en paralelo a las estructuras) lenticulares,

con secciones tendentes a formas sigmoidales; 3) Estratificación en los bloques orientada NW-SE, y buzamientos elevados (60-90°), preferentemente hacia el SW; 4) Pliegues NW-SE, con ejes de elevada inmersión hacia el NW y pliegues NW-SE, con ejes horizontales y vergencias variables NE y SW; 5) Relevantes espesores de rocas de falla, tanto brechas como harinas.

La cinemática de las estructuras observadas en la zona de falla indican dos tipos de movimientos mayoritarios: *strike slip* dextro y *dip slip* inverso, con dominancia del primero. Su distribución en la zona de falla puede explicarse por procesos de partición de la deformación (*strain partitioning*).

Agradecimientos

Queremos agradecer a Carlos Liesa su disposición y ayuda con la obtención de las fotos aéreas mediante el *drone*. Este estudio ha sido financiado por los proyectos de investigación UZ2012-CIE-11 de la Universidad de Zaragoza, y CGL2013-42670-P del MINECO (Ministerio de Economía y Competitividad). Los autores agradecen la revisión del artículo por los Drs. Alejandro Jiménez Bonilla y Jesús Galindo Zaldívar.

Referencias

- Arthaud, F. y Matte, P. (1975). *Tectonophysics* 25, 139-171.
- Calvín-Ballester, P. y Casas, A.M. (2014). *Geological Society, London, Special Publications* 394, 39-52.
- Faulkner, D.R., Lewis A.C. y Rutter, E.H. (2003). *Tectonophysics* 367, 235-251.
- Liesa, C.L. y Simón, J.L. (2009). *Tectonophysics* 474, 144-159.
- Pocoví, A., Besteiro, J., Osácar, M.C., González, J. y Lago, M. (1990). *Geogaceta* 8, 25-27.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). *Tectonophysics* 228, 33-35.
- Vílchez, J.F. (1986). *Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica)*. Resúmenes tesis: curso 1983-1984. Universidad de Zaragoza, España.
- Woodcock, N.H. y Rickards, B. (2003). *Journal of Structural Geology* 25, 1981-1992.

7. Estudio de fallas neotectónicas:

Falla de Alhama de Murcia y Falla de Baza

7.1 Unravelling heterogeneous magnetic mineralogies in the clay gouge of the Alhama de Murcia active fault: insight from magnetic fabrics and rock magnetism.	189
7.2 Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS).	213

En esta sección se presenta el estudio de dos estructuras neotectónicas y sismogénicas, ubicadas en la Cordillera Bética, al SE de Iberia. A diferencia de las fallas analizadas en anteriores capítulos, las fallas de Alhama de Murcia y de Baza son fallas con una actividad que comienza en el Mioceno superior y en el Plioceno, respectivamente, y que está asociada a procesos tectónicos diferentes en cada una de ellas. Mientras que la falla de Alhama de Murcia presenta movimientos transpresivos sinistros como consecuencia de la convergencia entre placas Europea y Africana, la falla normal de Baza tiene su origen en la extensión paralela a la dirección del orógeno Bético, coetánea a la compresión.

La falla de Alhama de Murcia es posiblemente una de las más estudiadas de Iberia, fundamentalmente por su carácter sismogénico evidenciado en el terremoto destructivo de Lorca de 2011. Desde hace tres décadas la estructura se ha estudiado desde puntos de vista estructurales y sismológicos, contando con una extensa bibliografía al respecto. Teniéndolo en cuenta, la contribución de nuestro trabajo se fundamenta en el estudio detallado del afloramiento de La Torrecilla, analizando la mineralogía magnética de la roca de falla y las diferentes sub-fábricas magnéticas que portan. En concreto, se indaga en la posible relación entre sub-fábricas ferromagnéticas y lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte. A su vez, la compleja mineralogía magnética permite un estudio detallado de su procedencia en la roca de falla y de su posible uso como marcador de la temperatura de deformación.

La falla de Baza es la principal estructura que controla la subsidencia en la sub-cuenca homónima, siendo a su vez una de las estructuras con mayor riesgo sísmico del SE de Iberia, como así indican los numerosos eventos destructivos en tiempos históricos. Uno de los principales factores que controlan el riesgo sísmico de las fallas es su grado de segmentación, puesto que las rupturas sísmicas pueden provocar a su vez el movimiento de los segmentos adyacentes. En este trabajo analizamos a lo largo de varios afloramientos el diferente grado de segmentación de la falla y cómo ello puede verse reflejado en la cinemática de la estructura y en la fábrica magnética de la roca. A su vez, la intensidad de la deformación en los afloramientos estudiados es muy variable, lo que ha permitido describir la evolución de la fábrica tectónica en relación a intensidades de deformación creciente. Finalmente, el estudio detallado de una trinchera nos permite analizar cómo la litología y la distancia a los planos de las fallas controlan el desarrollo de lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de extensión local.

Unravelling heterogeneous magnetic mineralogies in the clay gouge of the Alhama de Murcia active fault: insight from magnetic fabrics and rock magnetism.

Marcos Marcén (1), Pablo Calvín (2), Antonio M. Casas-Sainz (1), Teresa Román-Berdiel (1), Andrés Gil-Imaz (1)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Geotransfer-IUCA, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

(2) Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Física, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, Spain

Abstract

Magnetic fabrics (RT-AMS, LT-AMS, AARM and AIRM) and rock magnetism analysis were conducted on fault rocks from the Alhama de Murcia fault (La Torrecilla outcrop), one of the main seismogenic faults of southern Iberia, to obtain a reliable picture of fault-related minerals and their respective magnetic sub-fabrics. The combination of rock magnetism and microstructural observations suggest: i) neoformation of ankerite grains in the fault gouge as a consequence of fault-related, low-temperature (<200°C) fluid passages and ii) post-tectonic weathering in near-surface conditions of the fault rocks leads to ankerite alteration into Fe-hydroxides. According to mineral configuration, two magnetic fabrics are observed within the fault core: i) an inverse fabric with k_{min} parallel to transport direction carried by ankerite and ii) a normal fabric with k_{max} parallel to transport direction carried by ferromagnetic s.l. minerals (a variable mixture of magnetite/maghemite, Fe-sulphides, hematite and goethite is observed). In spite of the occurrence of inverse fabrics, the orientation of the paramagnetic sub-fabric points to a syn-tectonic neoformation of ankerite in the fault gouge. The provenance of the ferromagnetic s.l. minerals carrying the second subfabric is interpreted as inherited from host rock (magnetite and Fe-sulphides), and also as the consequence of the oxidation of Fe-sulphides and ankerite grains (hematite and goethite) within the fault core.

1. Introduction

Pioneering studies published several decades ago started to use the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to determine the bulk rock fabric in different geological settings (e.g. Graham 1954; 1966; Hrouda, 1987, 1993; Borradaile and Tarling, 1981; Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Borradaile and Jackson, 2004). During this period, the magnetic fabric method has been improved including several new magnetic techniques that allow to separate the contribution of different carriers to the bulk magnetic fabric: i) low temperature AMS measurement, which enhances the paramagnetic contribution (Ihmlé et al., 1989; Ritche and Van der Pluijm, 1994; Biedermann et al., 2014), and ii) the anisotropy of the magnetic remanence (ARM), including the anhysteretic remanence (AARM; McCabe et al., 1985; Jackson, 1991), isothermal remanence (AIRM; Stephenson et al., 1986; Jackson and Tauxe, 1991) or thermal remanence (ATRM; Stephenson et al., 1986; Potter, 2004), and high-field AMS (Martín-Hernández and Hirt, 2001) to determine ferromagnetic s.l. sub-fabrics, as the most common techniques. Altogether, they have allowed to discern that different magnetic mineralogies (e.g. paramagnetic vs ferromagnetic s.l. minerals) may carry different magnetic ellipsoids associated with different deformational phases (e.g. layer parallel shortening vs simple shear deformation in Oliva-Urcia et al., 2009). Combined with structural

7. Fallas neotectónicas

analysis, these methods have been proposed for studying the kinematics and strain distribution within fault zones in contexts of ductile and brittle deformation with a considerable degree of success (e.g. Ruf et al., 1988; Aranguren et al., 1996; Aubourg et al., 2000; Hayman et al., 2004; Sidman et al., 2005; Tikoff et al., 2005; Solum and van der Pluijm, 2009; Casas et al., 2018). These studies highlight that the orientation of the magnetic ellipsoid is mainly controlled by: i) polyphase deformation and strain localization/partitioning within the sheared area (Tikoff et al., 2005; Casas et al., 2016; Cameros; Marcén et al., 2018a; 2019), ii) rheology of the different sheared rocks (Marcén et al., 2018b) and iii) magnetic mineralogy (Aubourg et al., 2000; Ferré et al., 2004; Casas et al., 2016; Román-Berdiel et al., 2019). These factors are frequently combined, thus hindering the understanding of their relative role in the orientation of the magnetic ellipsoid, and especially in the orientation of the magnetic lineation, mainly used as kinematic indicator. To explore and understand the influence of each factor in the orientation, shape and magnitude of the magnetic ellipsoid is fundamental for a proper kinematic interpretation of ASM in brittle fault zones. The purpose of this work is to explore the role of magnetic mineralogy in the AMS ellipsoid in a single fault zone exposure.

Fault zones constitute areas where fluid passage and friction heating induce mineral reactions, involving the neoformation and/or alteration of ferromagnetic and paramagnetic minerals inherited from the host rock (Mishima et al., 2006; Tanikawa et al., 2008; Preeden et al., 2009; Chou et al., 2012a, b; 2014). In most cases, this is translated into a complex magnetic mineralogy which hinders the study of the sheared rocks through classical magnetic fabrics or paleomagnetic studies. Examples of typical transformations are: neoformation of clay minerals (e.g. Vrolijk and van der Pluijm, 1999; Solum et al., 2005), thermal decomposition up to 400°C of Fe-bearing carbonates into magnetite or maghemite (e.g. Ellwood et al., 1989; Han et al., 2007a, b; Tanikawa et al., 2008) or oxidation of pyrites or pyrrhotite to magnetite or goethite up to 350-400°C (e.g. Dekkers et al. 1989; Dunlop and Ozemir, 1997; Chou et al., 2012a, b). Thus, the type of minerals that have been precipitated or altered, their resulting products and the timing of this neoformation/alteration respect to fault activity are factors that, in our opinion, must be analysed to obtain reliable conclusions from AMS data in fault rocks.

In this contribution, we explore the nature of the different magnetic carriers in the fault gouges developed in the seismogenic Alhama de Murcia fault, in the Betic Cordillera, Spain. The studied La Torrecilla outcrop meet certain conditions that make it suitable for this kind of study. Firstly, the targeted fault core shows a homogeneous lithology and low degrees of strain partitioning/localization, thus facilitating the interpretation of magnetic fabrics. And secondly, the magnetic mineralogy is complex, but sub-fabrics can be relatively easily separated through the combination of the magnetic methods used in this work (RT-AMS, LT-AMS, AARM and AIRM). We propose a comparison between magnetic sub-fabrics, rock magnetism analysis and microstructural observations under optical and electronic microscopes to establish which minerals are inherited (pre-fault activity) or neoformed (syn- or post- fault activity) and their respective magnetic fabrics.

2. Geological setting

The Gibraltar arc forms the western end of the Alpine chains that encircle the Mediterranean area. The arc is constituted by the Betic Cordillera to the North and Rif and Tell chains to the South, whereas its internal region is occupied by the Alboran domain. This orogenic system formed in a context of convergence between the European and African plates since the Late Cretaceous up to the Tortonian, under a N-NNE shortening (e.g. Balanyá and García-Dueñas, 1986; Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2004; Booth-Rea

et al., 2007). During this shortening period, the Internal Zones of the Betic Cordillera built up in a thrust stack involving three tectonic units (Nevado-filábride, Apujárride and Maláguide complexes), composed by Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rocks undergoing different degrees of metamorphism. After this process, the neotectonic period started (last 9 Ma) and a NNW-SSE shortening is accompanied by the reactivation or neo-formation of NE-SW and NNE-SSW high-angle faults, showing reverse and sinistral strike-slip movements, which are distributed along the Eastern Betic shear system (Silva et al., 1993; Masana et al., 2004; Fig. 1a). This fault system assumed most of the ~5mm/year shortening during this period (Demets et al., 1994; McClusky et al., 2003). The Alhama de Murcia Fault (FAM) is one of these faults, among other large-scale faults such as Carboneras, Palomares, Carrascoy or Crevillente faults (Fig. 1.a). In spite of its short period of activity (since the Neogene), the FAM moved under different stress directions and showing different kinematics (e.g. Silva et al., 1993; Martínez-Díaz, 2002; Meijninger and

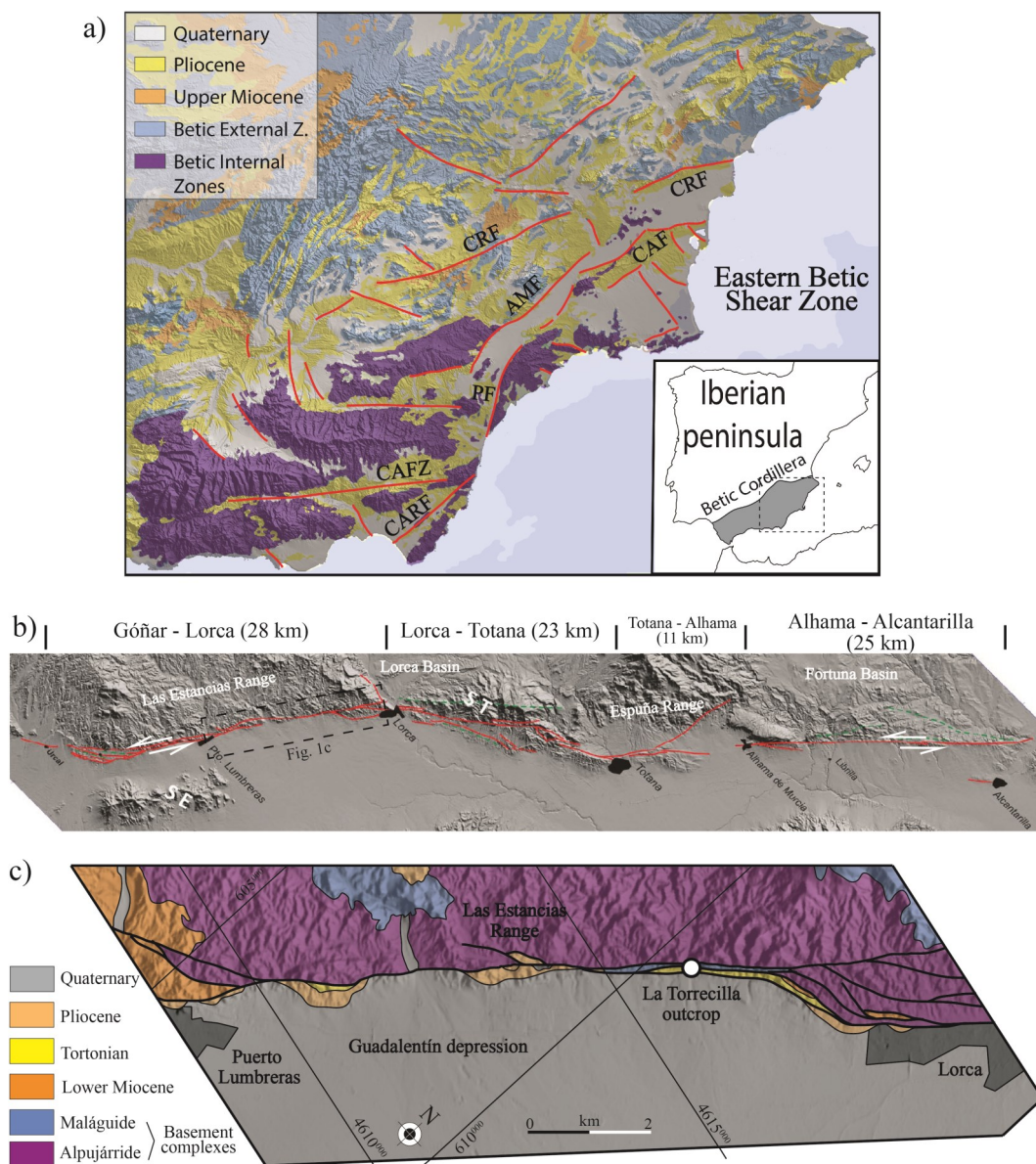


Fig. 1. a) Geological map of the Eastern Betic Shear Zone. AMF: Alhama de Murcia Fault; CRF: Crevillente Fault; CAF: Carrascoy Fault; PF: Palomares Fault; CAFZ: Corredor de las Alpujarras Fault Zone; CARF: Carboneras Fault. b) Detailed mapping of the Alhama de Murcia fault trace, showing the limits of the different fault segments. Modified from Martínez-Díaz et al. (2012a). c) Geological map of the studied sector between Puerto Lumbreras and Lorca towns, showing the location of La Torrecilla outcrop. Modified from Rodríguez-Escudero (2017).

7. Fallas neotectónicas

Vissers, 2006; Ferrater et al., 2015): i) as a normal fault, controlling the subsidence of the southern margin of the Alhama-Fortuna basin since Miocene times and ii) as a left-lateral and reverse fault since its positive inversion during the Pliocene-Pleistocene shortening period. The Quaternary activity of the FAM is well documented (e.g. Masana et al., 2004; Martínez-Díaz et al., 2012a,; 208; Ferrater et al., 2016; 2017 and references therein), being one of the main seismogenic structures of southern margin of Iberian plate and responsible for the Lorca 2011 earthquake (Mw 5.2; Martínez-Díaz et al., 2012b).

The FAM shows a total length of 87 km with a NE-SW trend, showing different segments along its cartographic trace. Martínez-Díaz et al. (2012a) differentiated four segments based on their orientations, fault zone architecture and kinematics: Goñar – Lorca, Lorca – Totana, Totana – Alhama y Alhama – Orihuela segments (Fig. 1.b). This work is focused on La Torrecilla outcrop, located in the central sector of the FAM (Goñar-Lorca segment) and characterized by a rectilinear, single fault strand in a NE-SW trend (Fig. 1.c). This outcrop shows a narrow fault zone exposure with a 20 m wide fault core developed in Palaeozoic rocks, in contact with the hangingwall, and a 100 m wide damage zone developed towards the footwall in Mesozoic and Cenozoic rocks (see Rodríguez-Escudero, 2017; Martínez-Díaz et al., 2018).

3. Methodology

A combination of magnetic techniques (susceptibility and remanence anisotropy determinations and magnetic mineralogy experiments) and micro-structural observations was used to determine the mineralogy, its variations across fault zone and the magnetic fabrics.

3.1. Sampling and microstructural analysis

All samples were collected in a single exposure of the fault zone by means of a portable electric drill, and oriented in situ with an orientation device. Eighteen oriented thin sections were obtained from the AMS standard specimens and studied under reflected and transmitted light with a petrographic microscope. Sections studied are parallel to the XZ (perpendicular to foliation and parallel to stretching lineation) and YZ (perpendicular both to foliation and stretching lineation) planes of the finite ellipsoid. A Philips XL30 tungsten-filament SEM was used to obtain backscattered electron images (20 kV) at the University of Liverpool to complement the information extracted from the microstructural study with the optical microscope. Semi-quantitative EDS analyses (chemical mapping and spectrums) were carried out to identify and characterize mineral composition.

3.2. Anisotropy determinations: RT-AMS, LT-AMS, AARM and AIRM

The anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) is a symmetric, second rank tensor which can be graphically represented by a three-axes ellipsoid where $k_{max} > k_{int} > k_{min}$. The bulk magnetic susceptibility is the arithmetic mean of the principal susceptibilities ($K_m = 1/3[k_{max} + k_{int} + k_{min}]$). Relationships between these axes (normalized by means of Jelinek's method, 1977) provide the corrected anisotropy degree P_j and the shape parameter T (Jelinek, 1981):

$$T = \frac{2\mu_2 - \mu_1 - \mu_3}{\mu_1 - \mu_3}$$

$$P_j = \exp\sqrt{2[(\mu_1 - \mu_m)^2 + (\mu_2 - \mu_m)^2 + (\mu_3 - \mu_m)^2]}$$

where μ_1 , μ_2 , and μ_3 represent $\ln(k_{max})$, $\ln(k_{int})$, and $\ln(k_{min})$, respectively, and $\mu_m = (\mu_1 + \mu_2 + \mu_3)/3$. Shape parameter (T) indicates the shape of the ellipsoid, where $0 \leq T \leq 1$ indicates oblate ellipsoids and $-1 \leq T \leq 0$, prolate ellipsoids. The average directional and scalar value for each site was calculated using Jelínek (1978) statistics with Anisoft 4.2 (Chadima and Jelínek, 2009).

Measurements of the anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) at room temperature ($\sim 25^\circ\text{C}$) and at low temperature ($\sim 77\text{K}$) were performed with a KLY-3S Kappabridge (AGICO-Advanced Geoscience Instruments Company) susceptometer, a bridge at low magnetic field (300 A/m, 875 Hz), in the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza (Spain). Whereas the RT-AMS is an approximation of the petrofabric in which all minerals (diamagnetic, paramagnetic and ferromagnetic) contribute to the susceptibility, measurements at low temperature (LT-AMS) enhance the paramagnetic contribution to the bulk susceptibility (Ihmlé et al., 1989; Richter and van der Pluijm, 1994; Biedermann et al., 2014). A pure paramagnetic sample measured at low temperature (77 K) must show an increase of its susceptibility of approximately 3.8 times with respect of its susceptibility at room temperature (Lüneburg et al., 1999), whereas the presence of ferromagnetic s.l. minerals reduces this ratio.

To determine the ferromagnetic s.l. sub-fabric, anisotropy of the remanence magnetization was studied by means of two different techniques: the anhysteretic remanence (ARM) and the isothermal remanence (IRM). The procedure for AARM determinations consists in the measurement of the anhysteretic magnetization acquired in 9 different positions of the samples previously demagnetized (McCabe et al., 1985), following the protocol described in Girdler (1961) to obtain the anisotropy tensor. The measurements were made with a 2G cryogenic magnetometer with integrated alternating field (AF) and direct field (DF) coils in the Paleomagnetism Laboratory of the University of Burgos (Spain). Anhysteretic fields were coaxially imparted with a DF of 0.05mT accompanied with an AF between 0 and 90mT, being demagnetized by a 100mT AF after each measurement. Once each axis was demagnetized by the 100mT AF, the measurement of the remaining magnetization was used to subtract the contribution of anhysteretically non-magnetized minerals.

To analyse the contribution of hard coercivity minerals ($H_c > 90\text{mT}$), AIRM (e.g. Stephenson et al., 1986) were measured with DF of 90mT, 400mT and 2000mT. As in AARM procedures, the different DF were imparted along 9 different positions of the samples using a M2T-1 pulse magnetometer and the acquired magnetization was measured with a 2G cryogenic magnetometer. When DF of 90 mT and 400mT were imparted, magnetization after each measurement was eliminated totally or partially, respectively, with an AF of 100mT along the principal three axis of the sample. With this protocol, we isolate (in the case of AIRM at 400mT) a partial AIRM of the coercivity range between 90-400mT. The anisotropy tensor is calculated following Girdler (1961) procedures.

3.3. Rock magnetism analysis

In addition, several magnetic techniques were applied to understand the relationship between different magnetic mineralogies and RT-AMS orientations and also to analyse differences in magnetic mineralogy between host rock and fault gouges and changes across the sheared zone. Temperature-dependent magnetic susceptibility and magnetization curves were carried out. For susceptibility curve, we used a KLY-

7. Fallas neotectónicas

3S Kappabridge accompanied with a CS3 furnace in a range of temperatures between ~25°C and ~700°C. The same temperature range was studied in the magnetization curves, in this case using a field translation balance at the University of Burgos. IRM acquisition curves, backfield curves and hysteresis loops were also performed with the same magnetic variable field translation balance. For better resolution, additional IRM acquisition curves were performed using a M2T-1 pulse magnetometer and a 2G cryogenic magnetometer. Samples were progressively magnetized up to 2000mT in 29 steps. This protocol allows to deconstruct the IRM acquisition curves into several components, which facilitates the understanding of the contribution of different-coercivity sub-populations to the total IRM acquired (Kruiver et al., 2001). To obtain the magnetic coercivity components we used the [MAX UnMix](#) website (Helsop et al., 2002). Finally, the variation of the bulk susceptibility with the frequency (χ_{fd} ; Dearing et al., 1996) is measured using a SI2B (Shappire Inst.) susceptometer bridge to assess the contribution of superparamagnetic (SP) grain fraction to the bulk susceptibility.

4. Results

4.1. Outcrop and sample descriptions

The fault zone developed in La Torrecilla gully shows a strongly asymmetric, 100m wide fault zone, including a well-exposed, 15m wide fault core (Fig. 2a). It is in contact with the Northwest fault wall and a thick damage zone towards the Southeast block. The deformed zone brings into contact the Upper Palaeozoic series of the Alpujarride complex in its Northwest block (also hangingwall) with Miocene to Quaternary series in its Southeast block (also footwall). The targeted fault core shows a dark clay gouge developed in schists and quartzites in low to intermediate metamorphic grades from the Paleozoic rocks belonging to the hangingwall (Fig. 2b). This fault core presents two external areas (Lt1-4 and Lt9-10 AMS sites) characterized by the presence of quartzose, sigmoidal lithons with evidences of shear-related deformation, embedded in the foliated clay gouge (Fig. 2.a, b). Between these external zones, in the central area (Lt5-8 AMS sites), a foliated, fine-grained gouge is cemented by carbonates showing a remarkable little presence of lithons. Vertical, NE-SW shear bands and E-W foliation planes define sinistral SC structures (Fig. 2b, c), which are compatible with the horizontal striae observed in both sets of planes and with sigma- and delta-shaped porphyroblasts, usually composed of quartz grains pulverized during co-seismic events (Rodríguez-Escudero, 2014; 2017; Fig. 2b). Dip-slip, reverse structures are scarce and cut the strike-slip structures without modifying critically their orientation. Both sets of structures (strike-slip and dip-slip) are homogeneously distributed across the fault core, and therefore, slip partitioning does not seem to be an important factor in strain distribution. Further outcrop descriptions are provided in Rodríguez-Escudero (2017) and Martínez-Díaz et al. (2018).

Microstructural observations under optical microscopes and EDX-SEM chemical analyses indicate that phyllosilicates (mainly muscovite and phengite) and quartz are the most common minerals in the fault gouge matrix, whereas Fe-oxides (especially goethite, also hematite), Fe-sulphides and ferroan carbonates (ankerite) are the most common accessory minerals (Fig. 3). This mineral association agrees with the XRD results obtained in Rodríguez-Escudero (2017). Cataclasis, with a strong comminution of the Palaeozoic host rock, and grain rotation are the principal mechanisms of (brittle) deformation, although SC structures resemble a ductile deformational style (e.g. Fig. 2b and Fig. 3a, b, c). Shear and foliation planes are defined by a strong orientation of the matrix grains, mainly composed by phyllosilicates, and cemented in

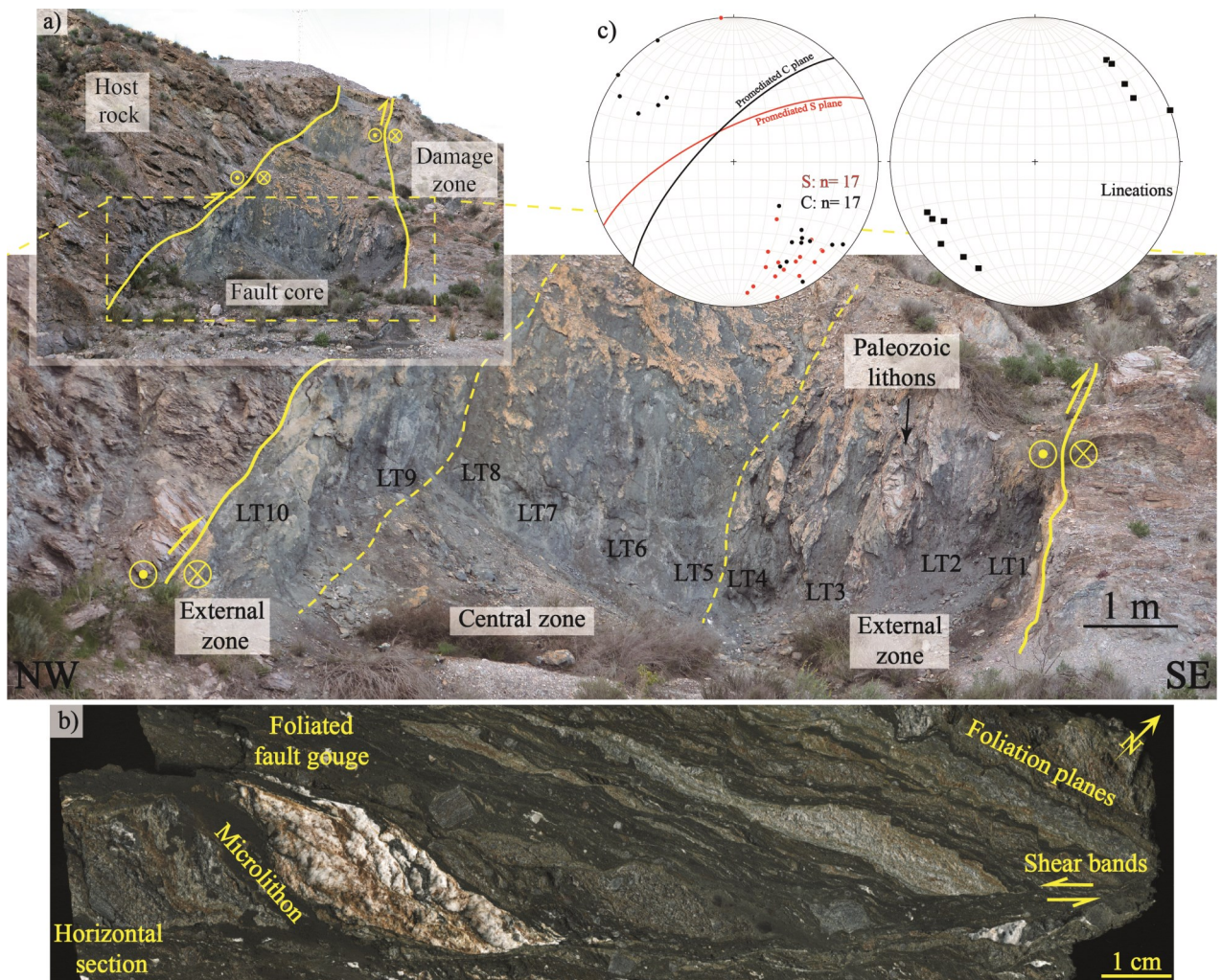


Fig. 2. a) Photographs showing the core fault zone developed in La Torrecilla outcrop, with the borders of central and external zones. The location of AMS sites is also shown. b) Polished section of the fault rock studied in the Alhama de Murcia fault. c) Summary of structural data, including shear planes, foliation planes and lineation orientations (lower hemisphere, equal area projection).

carbonates or goethite (Fig. 3a, b, respectively). Micro-lithons inherited from host rock contribute to define foliation planes, specially in the external areas of the fault zone (e.g. Fig. 3b).

The study of thin sections reveals variable magnetic mineralogy between the external and central zones of the fault core. Fe-sulphides have been affected by an oxidation process to different degrees across the fault zone: whereas in the two external zones Fe-sulphides have been totally replaced by goethite and hematite (Fig. 3e), in the central zone this replacement is partial (Fig. 3d). Besides this stronger alteration, the two external areas are also characterized by an extensive cementation of goethite filling porosity along S and C planes (Fig. 3b, c) and also cubic-shaped porosity (Fig. 3e, f). Across the fault core, but specially in its central zone, ferroan carbonates (identified under the SEM as ankerite, $\text{CaFe}^{2+}(\text{CO}_3)_2$, are frequent as thin layers within lithons (Fig. 3g) and also as rounded clasts within the fault gouge matrix (Fig. 3h). Furthermore, large amounts of these carbonates cement the matrix along S and C structural planes (Fig. 3h, i), in disposition similar to the preferred orientation of goethite in the external zones.

7. Fallas neotectónicas

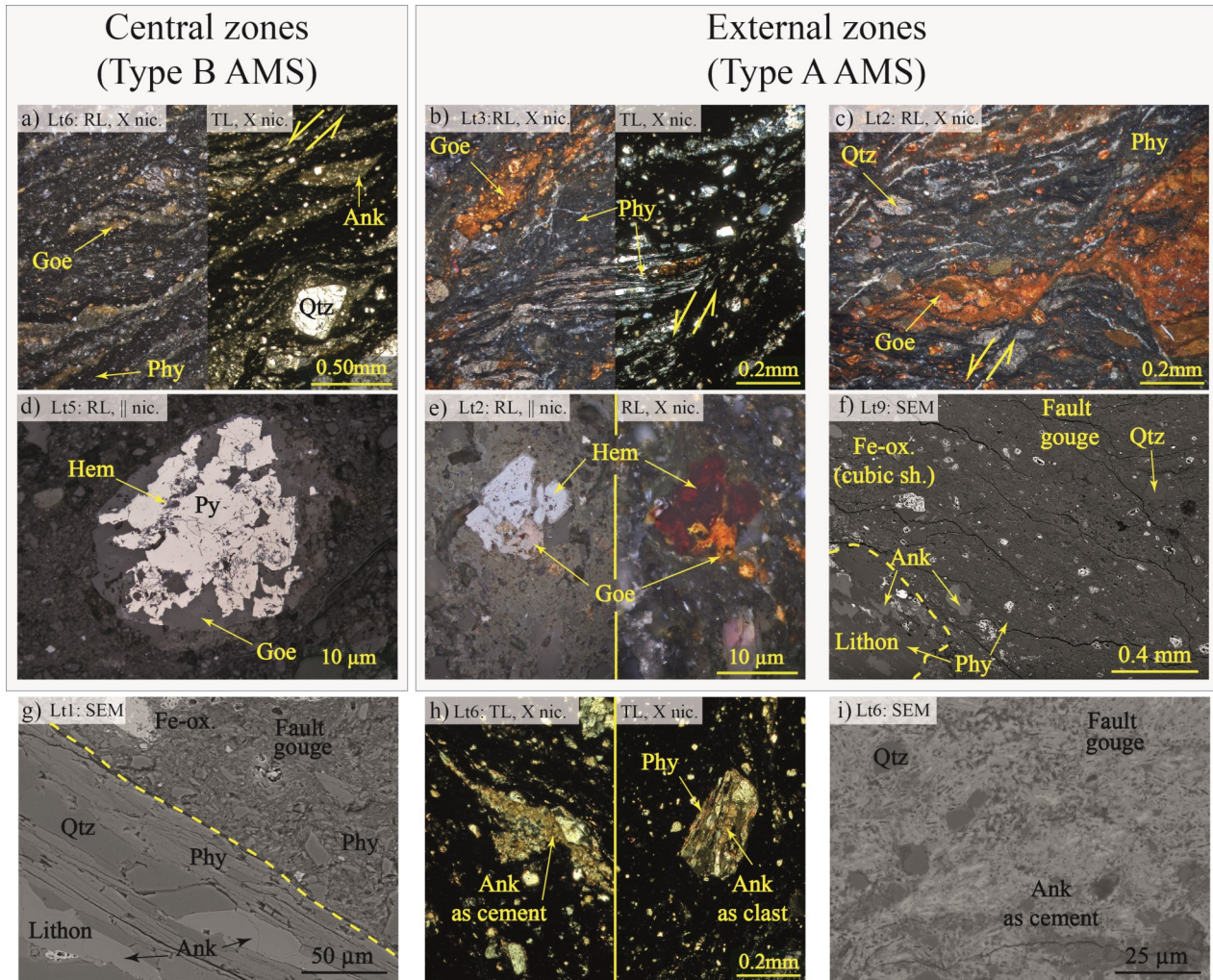


Fig. 3. Petrographic photo micrographs of thin sections of the Alhama de Murcia fault rocks, differentiating between samples collected in central and external zones. SC structures are largely developed across fault core (a, b, c), including frequently micro-lithons inherited from host rock (b). a) Extensive ankerite cementation in the central zone. b) and c) Goethite cementation is predominant in the external zones. d) Partial alteration of pyrite grains in the central zones. e) Hematite and goethite completely replace grains of pyrite in the external zones (the same crystal is shown twice at parallel and crossed nicols). f) Iron oxides filling cubic porosity in the fault gouge. g) SEM capture of a micro-lithon preserving inside the inherited variscan foliation. Note the presence of ankerite as thin sheets in the variscan host rock. To the right, the largely comminuted fault gouge. h) Ankerite as cement (to the left) and clast (to the right). i) Ankerite cementation of the fault gouge in the central zones of the fault core. RL: Reflected light; TL: Transmitted light. X nic.: Crossed nicols; || nic.: Parallel nicols. SEM: Backscattered electron images. Ank: Ankerite; Goe: Goethite; Phy: Phyllosilicate; Py: Pyrite; Qtz: Quartz. Note that a) and b) microphotographs are composed by reflected and transmitted-light images.

4.2 Magnetic data

4.2.1 Low field, room temperature: RT-AMS

Different relationship between structural patterns orientations and magnetic axes (k_{max} , k_{int} and k_{min}) orientations allows to classify the total samples (Fig. 4a) in two types: i) Type A (Fig. 4b), oblate fabrics ($T > 0$) with k_{min} perpendicular to foliation planes (S planes) and k_{max} parallel to the transport direction (actually, to the projection of the transport direction onto S planes; Fig. 4a), and ii) Type B (Fig. 4c), prolate fabrics ($T < 0$) with an opposite relationship, ergo, k_{max} perpendicular to S planes and k_{min} parallel to the transport direction. Bulk susceptibility (K_m) is a little higher in type B than in type A samples, with average

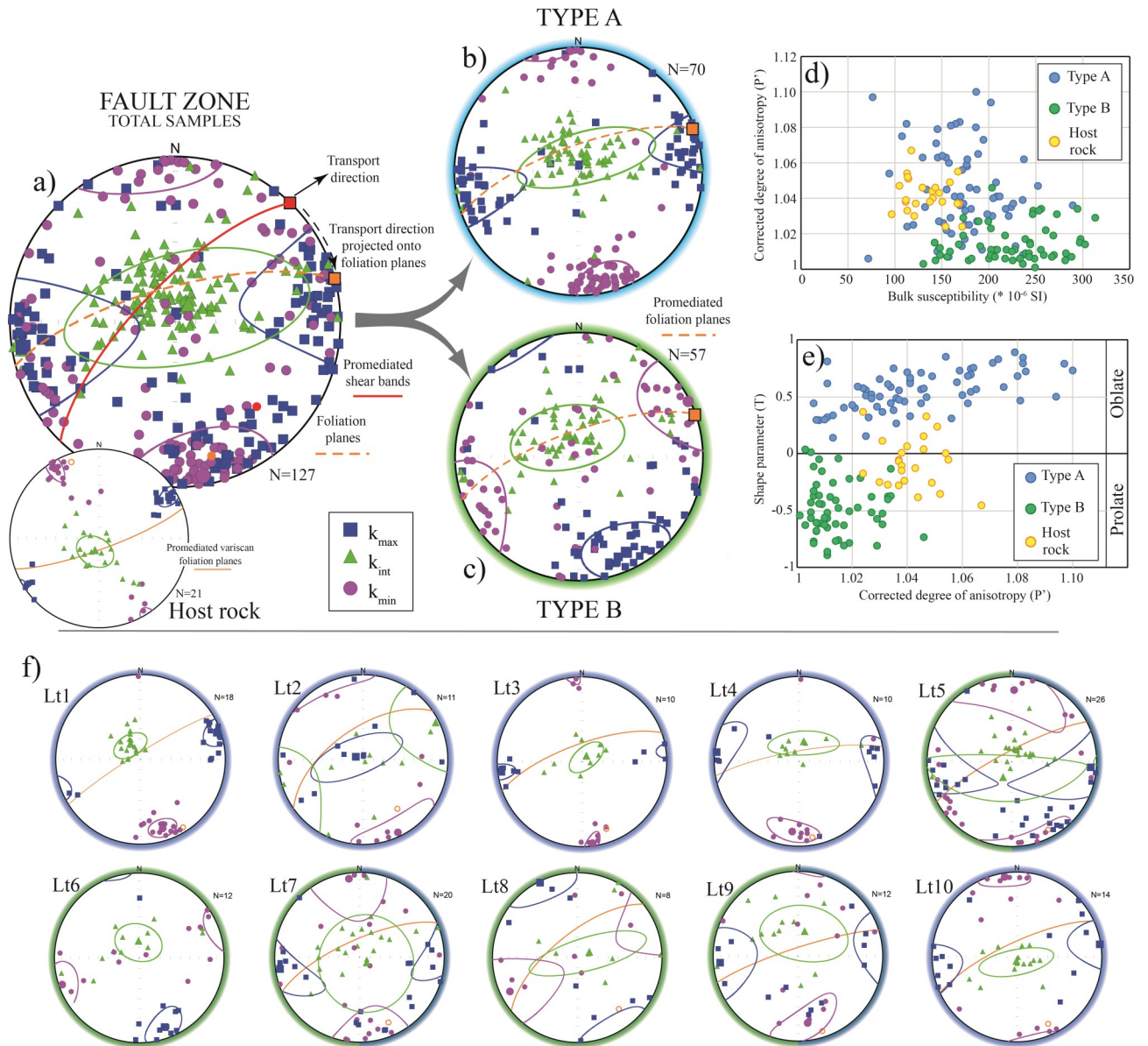


Fig. 4. a) Summary of AMS directional results in fault and host rocks. Total samples subdivided in type A (b) and Type B (c) magnetic fabrics. d) P' vs bulk susceptibility diagram, differentiating between A, B types and host rocks samples. e) T vs P' diagram. f) Summary of AMS directional results classified by sites. Site's location can be found in Fig. 2a. Lower hemisphere, equal area projection.

values of 226 and $173 \cdot 10^{-6}$ SI values, respectively (Fig. 4d; Table 1). Conversely, the corrected degree of anisotropy (Fig. 4e; Table 1) is higher in Type A (average value of 1.045) than in Type B (average value of 1.015), and there is no correlation between K_m and P_j values (Fig. 4d). The areal distribution of each type varies across the fault zone: Type A samples are dominant in the external zones (LT1-4 and LT9-10 sites in Fig. 4f; site locations in Fig. 2a), whereas Type B samples are dominant in the central area (Lt5-8 sites in Fig. 4f). LT2 site shows a girdle distribution of k_{max} and k_{int} axes, but the presence of k_{min} perpendicular to S planes leads to categorize it as Type A fabric.

Samples collected in the Silurian host rock show lower susceptibilities (average $134 \cdot 10^{-6}$ SI) than fault rocks and triaxial fabrics ($T \approx 0$) with k_{min} perpendicular to schistosity planes and k_{max} parallel to the NE-SW small-scale, fold axis. P_j shows an average value of 1.042 for these samples. See table 1 to standard deviations of scalar parameters for all AMS sites.

7. Fallas neotectónicas

n, number of samples; Km, average value of magnetic susceptibility (E^{-6} SI); Pj, corrected degree of anisotropy; T, shape parameter; St., standard deviation; k_{max} , k_{min} , mean orientations (D/I, declination/inclination); conf. angl., confidence angles.

Site	n	Km	St.	Pj	St.	T	St.	Kmax (D/I)	Conf. angl.	Kmin (D/I)	Conf. angl.
Total	127	197	50	1.031	0.026	0.086	0.557	260/08	65/25	170/06	29/26
Type A	70	173	40	1.045	0.026	0.553	0.177	257/08	48/14	166/08	17/15
Type B	57	226	46	1.014	0.010	-0.487	0.230	154/15	26/20	063/02	37/23
Lt1	18	181	45	1.038	0.012	0.504	0.104	071/05	18/09	162/16	11/11
Lt2	11	138	38	1.073	0.026	0.754	0.091	291/83	48/17	154/05	34/18
Lt3	10	162	23	1.067	0.019	0.731	0.080	263/05	17/06	173/04	14/05
Lt4	10	208	21	1.029	0.013	0.221	0.527	276/03	36/17	186/18	22/12
Lt5	26	225	40	1.031	0.023	-0.147	0.459	094/07	86/21	002/17	53/25
Lt6	12	244	40	1.013	0.005	-0.544	0.262	160/14	22/13	251/05	21/15
Lt7	20	216	45	1.013	0.012	-0.226	0.459	262/06	49/16	352/07	48/28
Lt8	8	163	48	1.013	0.007	-0.251	0.332	334/02	26/23	243/12	61/25
Lt9	12	171	34	1.017	0.017	0.078	0.539	265/09	42/25	172/22	35/15
Lt10	14	164	57	1.200	0.136	0.607	0.188	081/01	36/17	351/05	19/12
Host R.	24	134	23	1.042	0.010	-0.082	0.218	060/07	19/07	329/06	16/07

Table 1. Summary of RT-AMS magnetic scalar and directional data.

4.2.2 Sub-fabrics determinations: LT-AMS, AIRM and AARM

The large variations in Pj and T values between both RT-AMS types may suggest different magnetic carriers in each type of magnetic fabric, especially when microstructural observations indicate changes in the type and amount of ferromagnetic s.l. minerals across the fault zone. Therefore, sub-fabrics determinations are needed to isolate the paramagnetic and ferromagnetic s.l. contributions to each type of magnetic fabric, and also to determine the alteration and/or neo-formation of magnetic minerals and their timing (i.e. pre-, syn- or post-shearing).

4.2.2.1 Low field, low temperature: LT-AMS

In order to analyse the paramagnetic contribution to each type of fabric observed at RT-AMS, AMS was measured at low temperature ($\approx 77K$) in 28 samples, 17 belonging to Type A and 11 to Type B. Anisotropy measurements at LT (Fig. 5a) indicate that Type A samples show a switch between k_{max} and k_{min} axes respect to the orientation obtained in RT-AMS. Type B samples at LT show an overlapping of the orientation of the magnetic axes with the obtained ones at RT. Therefore, the enhancement of the paramagnetic contribution at LT leads to homogenize the different RT-AMS orientations. Attending to the increase in the magnetic susceptibility at LT, Type A samples show lower $Km-LT/Km-RT$ ratio than Type B samples (1.91 and 2.81 respectively; Fig. 5b), indicating stronger paramagnetic contribution to the RT-AMS in Type B than in Type A fabrics. Samples from the host rock are also measured at LT showing an averaged $Km-LT/Km-RT$ ratio of 1.99 (7 samples; Fig. 5b), slightly larger than Type A fabric (1.91). For these samples, the three magnetic axes overlap at LT their orientation at RT (Fig. 5c).

4.2.2.2. AIRM

AIRM measurements were applied to six representative samples of the two different type fabrics obtained at RT-AMS (3 samples per type). Fields applied (B) are 90mT, 400mT, 400mT+AF_{90mT} and 2000mT. The magnetization acquired in each subsequent applied field indicates that Type B samples were magnetized in a ~75% of its maximum normalized magnetization at 90mT and practically saturated at 400mT, indicating residual contribution of high coercivity minerals in the AIRM_{2000mT} (Fig. 5g). Type A samples show different

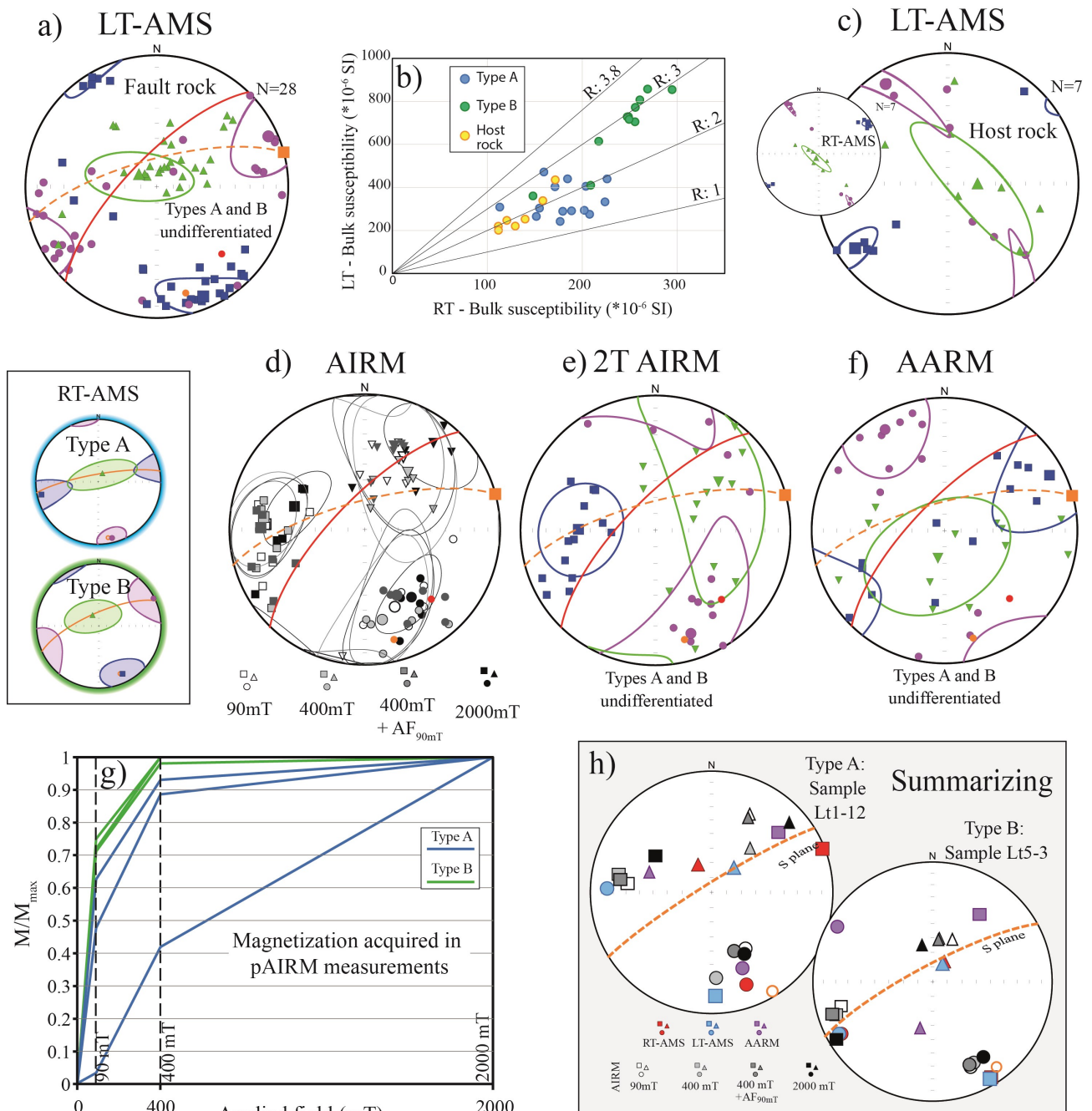


Fig. 5. Summary of sub-fabrics directional results. a) LT-AMS in fault rock samples, without differentiating between A and B, RT-AMS types. b) Ratio between the magnetic susceptibility at low and room temperature (LT/RT). c) LT-AMS in host rock samples. d) Summary of pAIRM results. e) Results of 2T AIRM. f) Results of AARM. In d), e) and f), n A and B, RT-AMS types are not differentiated. g) Magnetization acquired in AIRM procedures at 90, 400 and 2000 mT of applied field. h) Summary of magnetic fabrics (RT-AMS, LT-AMS, pAIRM and AARM) directional results in two representative samples of A and B types.

7. Fallas neotectónicas

degrees of magnetizations for each field applied, indicating variable contribution of soft (4-63%), intermediate (30-41%) and hard (7-57%) minerals (Fig. 5g). In spite of these different acquired magnetization, the orientations of the AIRM ellipsoids are very similar for all applied fields and for all samples analysed (i.e. A and B RT-AMS types. AIRM at 90mT, 400mT and 400mT+AF_{90mT} show triaxial fabrics with k_{min} axes parallel to the pole of shear planes (Fig. 5.d), slightly deviated towards the pole of the foliation planes, and k_{max} parallel to transport direction (similar orientation than Type A fabric at RT-AMS). AIRM_{200mT} (13 samples measured) shows k_{max} axes parallel to transport direction but with a greater scattering (Fig. 5e). k_{int} and k_{min} axes are distributed in a N-S striking girdle, which is in agreement with the prolate shape of the magnetic ellipsoids.

4.2.2.3 AARM

AARM for 11 samples (including both types of magnetic fabrics at RT-AMS) show lower clustering of magnetic axes than the ones observed in RT-AMS, LT-AMS and AIRM measurements (Fig. 5f). k_{min} axes show NW-SE trend, that fit with the perpendicular direction to shear/fault planes, but with a strong dispersion in plunge. k_{max} and k_{int} axes are contained in shear bands showing a girdle distribution, although a maximum is observed parallel to the horizontal transport direction. Remarkably, AARM orientation does not vary accordingly to RT-AMS orientation (i.e. A or B types).

4.3 Magnetic mineralogy

Several magnetic techniques (susceptibility and magnetization vs. temperature curves, IRM acquisition curves and hysteresis loops; Fig. 6) were applied to host-rock and fault-core samples in order to determine the magnetic carriers of the A and B fabric types and the changes in magnetic mineralogy between sheared and un-sheared zones. Additionally, the frequency-dependent susceptibility factors ($\% \chi_{fd}$) were calculated to determine the contribution of SP grains to the bulk susceptibility and they yield some clues about the grain size of hypothetically neoformed grains.

Temperature-dependent magnetic susceptibility curves applied to nine samples indicate that host rock and A and B fabric types show hyperbolic shapes in the first steps during heating runs, revealing a strong paramagnetic contribution to the bulk susceptibility (Fig. 6a). Unfortunately, the neoformation during heating runs (up to 400°C) inhibit to clearly determine the primary ferromagnetic s.l. mineralogy. Only two samples (Lt4 and Lt6, Fig. 6a) show susceptibility decays at the Curie point of magnetite (~580°C). Strong neoformation of magnetite is observed in all samples in the cooling runs, with an increase of about a factor of x50 of the initial susceptibilities in type A samples and a factor of x250 in type B samples. Temperature-magnetization curves reveal the presence of magnetite in the three type samples (i.e. Type A, Type B and host rock; Fig. 6c,d,e). Magnetite is also the only ferromagnetic mineral recognized in type B samples (Fig. 6d). Goethite and Fe-sulphides, most probably pyrrhotite or greigite, are also recognized by magnetization decays at their Néel (~100°C) and Curie (~320°C) points, respectively in Type A and host rock samples (Fig. 6c,e). Strong neoformation is also observed in the cooling runs, specially when considering fault rocks (Fig.6c,d).

IRM acquisition curves performed up to a maximum applied field of 2T indicate that Type A samples (n=3) show, in general, concave-upward curves in their initial part, which indicates minor contribution of soft minerals (Fig. 6b; Martín-Hernández and Hirt, 2004). Magnetizations for these samples at 100mT, 400mT

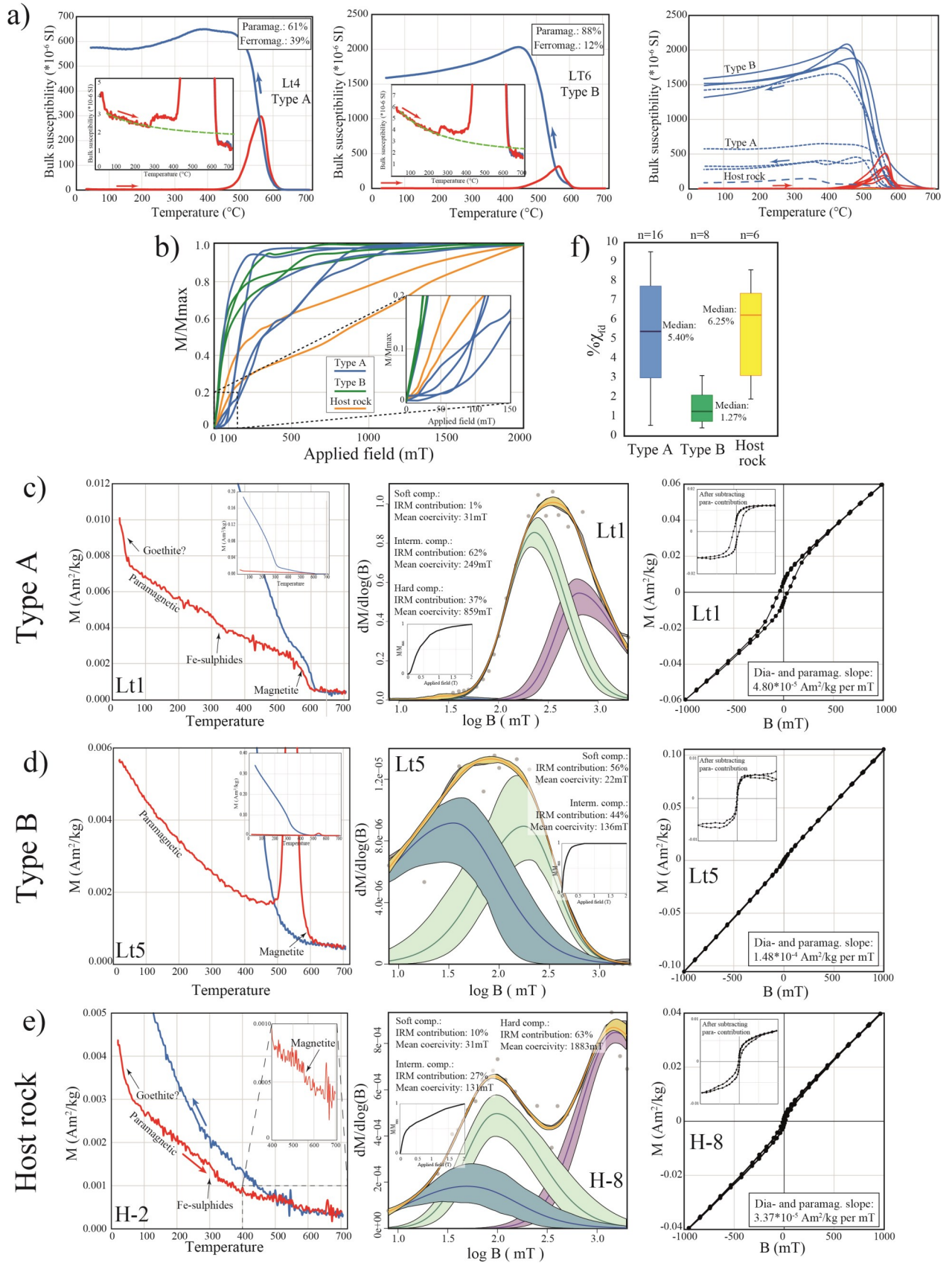


Fig. 6. Summary of rock magnetism procedures in fault and host rocks. a) Temperature-dependent magnetic susceptibility ($K-T$) curves. b) IRM acquisition curves in fault and host rock samples. Temperature-dependent magnetization ($M-T$) curves, component analysis from IRM acquisition curves and hysteresis loops of representative samples from type A (c), type B (d) and host rocks (e). f) Box plot of frequency-dependent susceptibility factors ($\% \chi_{fd}$) in fault and host rock samples.

7. Fallas neotectónicas

and 1200mT are 5-60%, 56-98% and 92-96%, respectively, although four of the five measured samples are not completely saturated at 2000mT. For type B samples (n=2), 55-66% of the normalized magnetization has been acquired at 100mT, reaching values of 80-95% at 400mT and it is close to saturated (96-98%) at 1200mT (Fig. 6b). Two of three measured samples were not fully saturated at 2000mT. Samples from host rock (n=2) show magnetizations at 100mT, 400mT and 1200mT of 18-31%, 36-58% and 69-84% respectively, being clearly unsaturated at 2000mT (Fig. 6b). Component analysis for the seven representative samples of the three fabric groups were performed in order to quantify the contribution of soft, intermediate and hard coercivity minerals. In general, the three analysed samples from Type A fabrics show minor contributions of soft components (0-4% of the total IRM, mean coercivities: 30-31mT), and higher contributions of intermediate (56-96%, m.c.: 131-249mT) and hard (4-37%, m.c.: 859-1049mT) components (Fig. 6c). Type B samples (n=2) show higher contributions of soft (38-65%, m.c.: 25-30mT) and intermediate (18-62%, m.c.: 124-146mT) components than hard component, which can be considered residual (0-17%, m.c.: 1666mT; Fig. 6d). Finally, host rock samples (n=2) show also a mixture of soft (9-19%, m.c.: 31-41mT), intermediate (27-40%, m.c.: 123-131mT) and hard (40-63%, m.c.: 1883-1953mT) coercivity components (Fig. 6e).

Hysteresis loops show strong paramagnetic contribution in most of the analysed samples. When this paramagnetic contribution is subtracted, a high variability in the loops is observed and no conclusions can be obtained from them. In A and B fabric types and also in host rock, hysteresis loops indicate a complex range of magnetic mineralogies, usually showing mixtures of magnetite and hard minerals (hematite/goethite), typical SD or SP hysteresis or wasp-waisted shapes (SD+SP mixtures). On the other hand, hysteresis loops help to quantify the relative paramagnetic contribution to the induced magnetization through the paramagnetic slope. Samples from type B fabrics show higher paramagnetic slope ($1.48 \cdot 10^{-4}$ Am²/kg per mT applied; Fig. 6d) than type A and host rock samples ($4.18 \cdot 10^{-5}$ and $3.37 \cdot 10^{-5}$ Am²/kg per mT applied, respectively; Fig. 6c, e).

Finally, the percentage of variation in the susceptibility measured at low and high frequencies ($\% \chi_{fd}$) helps to quantify the contribution of SP grains to the bulk susceptibility (Fig. 6f). Type A and host rock samples show medians of ~5 and ~6% respectively, indicating a mixture of SP and non-SP grains, whereas type B samples show low percentages around 1%, with minor contributions of SP grains to the bulk susceptibility.

5. Interpretation

Magnetic carriers and structural interpretation

The orientation of petrofabric elements and magnetic fabrics (RT-AMS, LT-AMS, AARM and AIRM) in the Alhama de Murcia fault shows a fair correlation, since the magnetic ellipsoids mimic the orientation of the petrofabric elements independently of the different relationships between them (i.e. A or B fabric types; Fig. 5g). The different magnetic techniques applied indicate that type A fabrics (at RT-AMS) show a good overlapping with AIRM ellipsoids and, at least, k_{min} axes in AARM measurements fit approximately with the orientation of the k_{min} at RT-AMS. On the other hand, type B fabrics (at RT-AMS) and LT-AMS ellipsoids are also overlapped. These results suggest that ferromagnetic s.l. minerals are the main magnetic carriers in type A fabric, whereas paramagnetic minerals are for type B fabrics. The lower k-LT/k-RT ratios (Fig. 5b) and paramagnetic contribution in hysteresis loops obtained in the ferromagnetic, type A

fabric (Fig. 6c,d) also support this interpretation. The greater relative contribution of SP grains in type A samples also fit with ferromagnetic dominance in type A fabrics (Fig. 6f).

Ferromagnetic, type A fabrics can be ascribed to a shear-related fabrics, with k_{min} perpendicular to shear/ foliation planes and k_{max} parallel to the horizontal (strike-slip) transport direction (Fig. 4b). This result agrees with the interpretation shown in Oliva-Urcia et al., 2009; Casas et al., 2017; Román-Berdiel et al., 2019, where ferromagnetic s.l. minerals develop transport-parallel magnetic lineations in composite fabrics, in contraposition with an intersection magnetic lineation developed by phyllosilicates. Rock magnetism analysis show a complex mixture of ferromagnetic s.l. grains, with magnetite, Fe-sulphides and goethite (in different proportions) as the main ferromagnetic s.l. minerals (Fig. 6), and the AIRM performed in this study should give us some clues about which of these minerals are the magnetic carriers for this type A fabric. The similar orientations obtained at AIRM_{90mT}, AIRM_{400mT} and AIRM_{400mT+AF90mT} (where the “intermediate” 90-400mT coercivity range is isolated) suggest that soft (i.e. magnetite/maghemite) and intermediate (i.e. Fe-sulphides) coercivity minerals contribute similarly to define the type A fabric (Fig. 5d). AARM ellipsoids show k_{min} perpendicular to foliation planes, as in type A fabric, but with a girdle distribution between k_{max} and k_{int} (Fig. 5f). The differences in orientation between AARM and AIRM_{90mT} ellipsoids (the same coercivity range is magnetized) can be related to the different grain size mainly magnetized in each measurement (SD and MD grains, respectively), indicating that SD magnetite grains could also contribute to define, at least, the magnetic foliation at RT-AMS. The presence of SP grains is evidenced by the large frequency-dependent susceptibility factor ($\% \chi_{fd}$), especially in ferromagnetic, type A fabrics (~5%), therefore they could be also contributing to the RT-AMS (Dearing et al., 1996). Hard coercivity minerals, identified in large amounts in microstructural and rock magnetism analysis, seem to contribute residually to the AIRM_{2000mT} since, in general, the magnetization in the range 1200-2000mT is below the 10% of the normalized acquired magnetization (Fig. 5g; 6b). This apparent incoherence can be explained by the high coercivities of goethite and hematite, which usually requires higher applied fields than 20T and 5T to saturate, respectively (Rochette et al., 2005). The higher scattering in the three magnetic axes in AIRM_{2000mT} ellipsoid could be produced by: i) a different orientation of hard coercivity minerals since the subtraction of the AIRM_{400mT} ellipsoids to AIRM_{2000mT} ellipsoids reports un-defined orientations for the three magnetic axes or ii) a methodological issue, since the magnetization acquired in a first field application, were not completely reset by the subsequent imparted fields (see Tauxe et al., 1990) and Billardello, 2015 for further explanations). Thus, it is clear that abundantly observed goethite (and scarce hematite) must be contributing to the RT-AMS. However, we cannot confirm or discard if it is contributing (and how) to define the ferromagnetic type A fabric. Analysis of the anisotropy of the Thermal Remanent Magnetization (TRM), may allow to clean the magnetization acquired in soft and intermediate coercivity minerals, but it is ruled out in this case by the strong neofabrication observed during heating procedures in the studied samples.

The orientation of the type B fabric, with k_{min} parallel to the transport direction and k_{max} perpendicular to foliation planes, is meaningless from the kinematic point of view. However, it resembles an inverse fabric (in the sense of Rochette, 1988) considering a switch between k_{min} and k_{max} with respect to the normal type A fabric (Fig. 4c). Inverse fabrics are usually related to the presence of SD magnetite grains. However, in this study, this fabric is carried by paramagnetic minerals as LT-AMS result indicates. Paramagnetic Fe-carbonates, as siderite ($Fe^{2+}(CO_3)$), show Fe^{2+} spins pointed along the crystallographic $\langle c \rangle$ axis, which results in a maximum susceptibility parallel to it (i.e. inverse fabric) and in prolate ($T < 0$) fabrics (e.g. Ellwood

7. Fallas neotectónicas

et al., 1986; 1989; Rochette, 1988; Ihmlé et al., 1989; Winkler et al., 1996; de wall and Warr, 2004; Schmidt et al., 2007). In the Alhama de Murcia fault, a significant proportion of Mg-rich ankerite ($\text{CaFe}^{2+}(\text{CO}_3)_2$) was been identified by means of SEM observations, and also by means of XRD analysis in Rodriguez-Escudero (2017). Although previous AMS studies in ankerite are scarce (e.g. Tokiwa and Yamamoto, 2012), its crystallographic structure and Fe^{2+} atomic arrangement is similar to siderite crystals (Hilscher et al., 2005), therefore inverse fabric related to this mineral is expected (Schmidt et al., 2007), in spite of its much lower content in Fe^{2+} than siderite crystals (Ellwood et al., 1989). The orientation of ankerite, commonly observed as cement in the foliated matrix, and the prolate shape of the type B fabrics are compatible with the interpretation of an inverse fabric carried by this Fe-carbonate. Other possible interpretations, as paramagnetic minerals oriented with their long axis in a SE direction is discarded since this arrangement have not been observed under the microscope. The magnetic fabric related to phyllosilicates cannot be deciphered by magnetic methods, because paramagnetic signal, both in type A and B fabrics, is controlled by the Fe-carbonates as LT-AMS result indicates (i.e. inverse fabric).

6. Discussion:

About the origin of the magnetic mineralogy within fault zone

The increase in the magnetic susceptibility (Fig. 4d) observed in the sheared rocks (average of $194 \cdot 10^{-6}$ SI) respect the host rocks (av. $134 \cdot 10^{-6}$ SI) is a first indicator of changes in the magnetic mineralogy within the Alhama de Murcia fault zone. Magnetic susceptibility is influenced by the concentration of paramagnetic and/or ferromagnetic s.l. minerals and also by the size of the ferromagnetic s.l. grains, especially if SP grains are present (Dearing, 1999). The different magnetic carriers in the A and B fabric types suggest changes in the relative contribution of the different magnetic mineralogy, supporting the idea of mineral growth (or alteration) within the fault zone. Moreover, grain size reduction and granular flow are the main deformational mechanism responsible for the development of fault gauges (e.g. Schulz and Evans, 1998), and therefore comminution process affecting previous ferromagnetic s.l. grains and the growth of new minerals in SP grain size can be also expected increasing the bulk susceptibility (Dearing, 1999; Hirono et al., 2006). As the magnetic susceptibility of SP grains is reduced with increasing frequency of induced magnetic field, the frequency-dependant susceptibility factor ($\% \chi_{\text{rd}}$) can be related to the relative proportion of SP populations (Dearing, 1996). Our results indicate similar SP content in host and type A samples, and furthermore, the SP content in the low-susceptibility type A fabric seems to be higher than in the high-susceptibility type B fabric. Then, the presence of SP grains does not seem to be the main responsible for the higher susceptibility within the fault zone (e.g. Mishima et al., 2006).

Microstructural observations indicate variable concentration of certain magnetic minerals across the fault zone. Ankerite is observed as thin sheets in rounded microlithons within fault zone (Fig. 3g), indicating that this mineral is also present in the host rock and was probably mechanically incorporated to fault rocks. However, the large amounts of ankerite as cement (Fig. 3i) and the inverse fabrics associated with it also suggest an enrichment (neof ormation) of this mineral within the fault zone, especially because inverse fabrics are absent in host-rock samples (both at RT- or LT- measurements). This enrichment in ankerite, among other carbonates as calcite or dolomite, was previously determined in XRD analysis by Rodriguez-Escudero (2017), together with an increase in phyllosilicates content. The orientation of shear-related magnetic fabric, in spite of the inverse fabric, points to a precipitation syntectonic with fault movement.

The origin of the neoformed ankerite in the Alhama de Murcia fault is still speculative. Rodriguez-Escudero (2017) suggests that it is the consequence of deep-fluid circulations across the fault zone. Previous works analyse the origin of Fe-bearing carbonates in fault zones suggesting several mechanism of neoformation: i) CO₂ drops caused by de-pressurization during co-seismic events (Sibson, 1990), ii) passage of hydrothermal fluids oversaturated in Fe²⁺ at temperatures below 150°C (e.g. Fisher and Knipe, 1998; Boullier et al., 2004; Campbell et al., 2004; Buatier et al., 2012), iii) Fe²⁺ releases in smectite to illite transformations (e.g. Boles, 1978; Katz et al., 2000), which usually occur at temperatures below 250°C (e.g. Pytte and Reynolds, 1989) or iv) dissolution of Fe²⁺ bearing minerals as a consequence of pH decrease in thermal breakdown of organic matter at temperatures of 140-170°C (e.g. Hendry et al., 2000; Krajewski and Wozni, 2009). All these mechanisms are consistent with precipitation of ankerite below 200°C. Indeed, decomposition of Fe-bearing carbonates into Fe-oxides by frictional heating during co-seismic events occurs at temperatures below 200-300°C (Rowe et al., 2012). Thus, the presence of ankerite in the Alhama de Murcia indicates low temperature of deformation, despite of its unknown origin.

On the other hand, rock magnetism analyses (Fig. 6) show that magnetite and Fe-sulphides are present in the host rock and fault samples (in A and B fabric types), suggesting their inherited origin. The low increase in the magnetic susceptibility in fault rocks also indicates that neoformation of high-susceptibility ferrimagnetic minerals, as magnetite or pyrrhoite, if present, must not be an widespread process. Additionally, the shear-related orientation of these minerals, revealed in AIRM measurements (Fig. 5d), points to a pre-tectonic (inherited) or syntectonic origin for them. However, microstructural analysis and rock magnetism procedures show higher concentrations of goethite in A type samples than in B type ones. The presence of goethite in fault gouges is commonly associated to the presence of fluids and as alteration product of Fe-bearing minerals, as magnetite, hematite, sulphides or carbonates. Previous works also indicate that goethite forms from hot-aqueous fluids during co-seismic cycles at temperatures >350°C (Chou et al., 2012a, b), a temperature of deformation higher than the one inferred for the fault gouges studied in this work. In the Alhama de Murcia fault, goethite is replacing Fe-sulphides minerals and partially filling fracture and cubic-shaped pores (most probably altered pyrites). Remarkably, the shape of the open cubic porosity remains intact (Fig. 6f), which suggest that hypothetical subsequent deformations did not modify it. This leads us to interpret a late alteration and/or dissolution of the Fe-sulphides and the precipitation of goethite by weathering in near-surface conditions (e.g. Nakamura and Nagahama, 2001). Goethite is also detected in host rock samples and most probably has the same origin, since it occupies open fractures observed under the naked eye in the ASM specimens.

Moreover, goethite is the major component of the cement observed in the ferromagnetic type A samples, in contraposition with the dominance of the ankerite-rich cement in type B samples. The structural position, in S and C planes, of the goethite-rich cement in type A samples resembles the cementation of ankerite-rich in type B, where goethite is observed in minor concentrations. This relationship leads us to propose that ankerite could be partially replaced by weathering alteration by goethite in recent times, especially when ankerite, among other Fe-carbonates, is unstable under atmospheric conditions and rapidly transformed into Fe-oxides, mainly magnetite and maghemite (e.g. Ellwood et al., 1986). In this study, this transformation must continuous to Fe-hydroxides neoformation, or ankerite goes transformed directly to Fe-hydroxides. Furthermore, this alteration of the ankerite grains could explain the areal distribution of the paramagnetic and ferromagnetic A and B fabric types, with a reduction of the paramagnetic contribution in type A fabrics.

7. Fallas neotectónicas

7. Conclusions

- I. The studied fault core of La Torrecilla outcrop records left-lateral movements, having developed a fine-grained fault gouge in Paleozoic phyllites. Normal and inverse magnetic fabric mimic the orientation of the fault-related foliation. The orientation of k_{max} , in the normal fabric, and k_{min} , in the inverse fabric, suggest stretching of the mineral grains in parallel to the horizontal transport direction, in spite of brittle deformation.
- II. Normal fabrics, carried by ferromagnetic s.l. minerals (most probably by magnetite and Fe-sulphides), and inverse fabrics, carried by ankerite paramagnetic grains, are homogeneously distributed across the fault core. Whereas the normal fabric is dominant in the external zones, the inverse fabric is preferently observed in the central zone.
- III. According with magnetic sub-fabric distribution, fault-related mineralization of magnetic phases is observed. Firstly, an extensive, syn-tectonic neoformation of ankerite is observed in the central zones. The neoformation of ankerite indicates low temperature (<200°C) fluid passages and deformation, which agrees with a brittle regime. Secondly, a strong weathering under shallow conditions induced the oxidation of Fe-bearing minerals (sulphides and ankerite grains) into goethite, a process localized in the external areas of the fault core. This alteration reduced the paramagnetic contribution in these zones and consequently led to the disappearing of inverse fabrics.

Acknowledgements

Pedro Alfaro and J.J. Martínez-Díaz are thanked for their help and assistance in field campaign. The authors thank Elisabetta Mariani for her help in the SEM study. Authors are grateful to the Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI (Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros and Servicio de Líquidos Criogénicos) of the University of Zaragoza. Financial support was granted by research project CGL2013-42670-P and BES-2014-070167 (pre-doctoral grant to M. Marcén) of the MINECO (Ministerio de Economía y Competitividad of Spain).

References

- Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., 1996. Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *J. Struct. Geol.* 18, 863–869. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00013-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00013-2)
- Aubourg, C., Hebert, R., Jolivet, L., Cartayrade, G., 2000. The magnetic fabric of metasediments in a detachment shear zone: The example of Tinos Island (Greece). *Tectonophysics* 321, 219–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00049-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00049-4)
- Balanyá, J.C., Dueñas, V.G., 1986. Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta* 19–21.
- Biedermann, A.R., Bender, C., Lorenz, W.E.A., Hirt, A.M., 2014. Tectonophysics Low-temperature magnetic anisotropy in micas and chlorite. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.015>
- Boles, J.R., 1978. Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of southwest Texas. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 68, 13–22. <https://doi.org/10.1007/BF00375443>
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., Grevemeyer, I., 2007. Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 8. <https://doi.org/10.1029/2007GC001639>
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Rev.* 42, 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77, 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7)
- Boullier, A.M., Fujimoto, K., Ohtani, T., Roman-Ross, G., Lewin, É., Ito, H., Pezard, P., Ildefonse, B., 2004. Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji island, Japan. *Tectonophysics* 378, 165–181. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.006>
- Buatier, M.D., Chauvet, A., Kanitpanyachoen, W., Wenk, H.R., Ritz, J.F., Jolivet, M., 2012. Origin and behavior of clay minerals in the Bogd fault gouge, Mongolia. *J. Struct. Geol.* 34, 77–90. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.10.006>
- Campbell, J.R., Craw, D., Frew, R., Horton, T., Chamberlain, C.P., 2004. Geochemical signature of orogenic hydrothermal activity in an active tectonic intersection zone, Alpine Fault, New Zealand. *Miner. Depos.* 39, 437–451. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0421-4>
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros–Demanda thrust (North Spain), *International Journal of Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1349-5>
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics* 730, 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.013>
- Chadima, M., Hrouda, F., 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.
- Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.
- Chou, Y.M., Song, S.R., Aubourg, C., Song, Y.F., Boullier, A.M., Lee, T.Q., Evans, M., Yeh, E.C., Chen, Y.M., 2012a. Pyrite alteration and neofomed magnetic minerals in the fault zone of the Chi-Chi earthquake (Ms 7.6, 1999): Evidence for frictional heating and co-seismic fluids. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 13, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2012GC004120>

7. Fallas neotectónicas

- Chou, Y.M., Song, S.R., Aubourg, C., Lee, T.Q., Boullier, A.M., Song, Y.F., Yeh, E.C., Kuo, L.W., Wang, C.Y., 2012b. An earthquake slip zone is a magnetic recorder. *Geology* 40, 551–554. <https://doi.org/10.1130/G32864.1>
- Chou, Y.M., Song, S.R., Aubourg, C., Lee, T.Q., Song, Y.F., Yeh, E.C., 2014. Quantitative modelling of the newly formed magnetic minerals in the fault gouge of 1999 Chi-Chi earthquake (Mw 7.6), Taiwan. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 6771–6781. <https://doi.org/10.1002/2014JB011098>
- De Wall, H., Warr, L.N., 2004. Oblique magnetic fabric in siderite-bearing pelitic rocks of the Upper Carboniferous Culm Basin, SW England: an indicator for palaeo-fluid migration? *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 493 LP – 507. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.25>
- Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H., Loveland, P.J., 1996. Magnetic susceptibility of soil: An evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophys. J. Int.* 127, 728–734. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb04051.x>
- Dekkers, M.J., 1989. Magnetic properties of natural pyrrhotite. II. High-and low-temperature behaviour of Jrs and TRM as function of grain size. *Phys. Earth Planet. Inter.* 57, 266–283.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191–2194.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 45, 265–283.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. Rock magnetism. Fundamentals and frontiers. In: Edwards, D. (Ed.), *Cambridge Studies in Magnetism*. Cambridge University Press (253 pp.).
- Ellwood, B.B., Balsam, W., Burkart, B., Long, G.J., Buhl, M.L., 1986. Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: Paleomagnetic implications. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91, 12779–12790. <https://doi.org/10.1029/JB091iB12p12779>
- Ellwood, B.B., Burkart, B., Rajeshwar, K., Darwin, R.L., Neeley, R.A., McCall, A.B., Long, G.J., Buhl, M.L., Hickcox, C.W., 1989. Are the iron carbonate minerals, ankerite and ferroan dolomite, like siderite, important in paleomagnetism? *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94, 7321–7331. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07321>
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23. <https://doi.org/10.1029/2002TC001488>
- Ferrater, M., Booth-Rea, G., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Giaconia, F., Masana, E., 2015. From extension to transpression: Quaternary reorganization of an extensional-related drainage network by the Alhama de Murcia strike-slip fault (eastern Betics). *Tectonophysics* 663, 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.011>
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Echeverría, A., Rockwell, T.K., Sharp, W.D., Medialdea, A., Rhodes, E.J., 2016. Refining seismic parameters in low seismicity areas by 3D trenching: The Alhama de Murcia fault, SE Iberia. *Tectonophysics* 680, 122–128. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.020>
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D., Arrowsmith, R., 2017. Lateral slip rate of Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula) based on a morphotectonic analysis: Comparison with paleoseismological data. *Quat. Int.* 451, 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.018>
- Ferré, E.C., Martín-Hernández, F., Teyssier, C., Jackson, M., 2004. Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications. *Geophys. J. Int.* 157, 1119–1129. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02294.x>
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., 1998. Fault sealing processes in siliciclastic sediments. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 147, 117–134. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.147.01.08>
- Girdler, R.W., 1961. The Measurement and Computation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks. *Geophys. J. Int.* 5, 34–44. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02927.x>

- Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1257–1258.
- Graham, J.W., 1966. Significance of Magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary Rocks, in: *The Earth Beneath the Continents*. American Geophysical Union (AGU), pp. 627–648. <https://doi.org/10.1029/GM010p0627>
- Han, R., Shimamoto, T., Ando, J., Ree, J.-H., 2007a. Seismic slip record in carbonate-bearing fault zones: An insight from high-velocity friction experiments on siderite gouge. *Geology* 35, 1131–1134. <https://doi.org/10.1130/G24106A.1>
- Han, R., Shimamoto, T., Hirose, T., Ree, J.-H., Ando, J., 2007b. Ultralow Friction of Carbonate Faults Caused by Thermal Decomposition. *Science* (80). 316, 878 – 881. <https://doi.org/10.1126/science.1139763>
- Hayman, N.W., Housen, B.A., Cladouhos, T.T., Livi, K., 2004. Magnetic and clast fabrics as measurements of grain-scale processes within the Death Valley shallow crustal detachment faults. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109.
- Hendry, J.P., Wilkinson, M., Fallick, A.E., Haszeldine, R.S., South, E.F., 2000. Ankerite cementation in deeply buried Jurassic sandstone reservoirs of the Central North Sea. *J. Sediment. Res.* 70, 227–239.
- Heslop, D., Dekkers, M.J., Kruiver, P.P., Van Oorschot, I.H.M., 2002. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophys. J. Int.* 148, 58–64. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x>
- Hilscher, G., Rogl, P., Zemann, J., Ntaflos, T., 2005. Low-temperature magnetic investigation of ankerite. *Eur. J. Mineral.* 17, 103–106. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2005/0017-0103>
- Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W., Dietrich, D., 1989. Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1383–1386. <https://doi.org/10.1029/GL016i012p01383>
- Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *pure Appl. Geophys.* 136, 1–28. <https://doi.org/10.1007/BF00878885>
- Jackson, M., Tauxe, L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary, and igneous fabric. *Rev. Geophys* 29, 371–376.
- Jelínek, V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application (pp. 1-88). Brno, Czech Republic: Geofyzika.
- Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50–62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67.
- Katz, B., Elmore, R.D., Cogoini, M., Engel, M.H., Ferry, S., 2000. Associations between burial diagenesis of smectite, chemical remagnetization, and magnetite authigenesis in the Vocontian trough, SE France. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 851–868. <https://doi.org/10.1029/1999jb900309>
- Krajewski, K., Wozny, E., 2009. Origin of dolomite–ankerite cement in the Bravaisberget Formation (Middle Triassic) in Spitsbergen, Svalbard. *Polish Polar Res.* <https://doi.org/10.4202/ppres.2009.11>
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269–276. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00367-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00367-3)
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics* 307, 51–74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00118-3)

7. Fallas neotectónicas

- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Griera, A., Santanach, P., Pocoví, A., Gil-Imaz, A., Aldega, L., Izquierdo-Llavall, E., 2018a. Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: The Vallès-Penedès Fault revisited. *J. Geodyn.* 121, 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.003>
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Aldega, L., 2018b. Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 117, 105–123. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2018.09.008>
- Marcén, M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Soto, R., Oliva-Urcia, B., Castro, J., 2019. Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS). *Tectonophysics* 765, 64–82. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.014>
- Martínez-Díaz, J.J., 2002. Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: The Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics* 356, 291–305. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00400-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00400-6)
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Ortuño, M., 2012a. Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *J. Iber. Geol.* 38, 253–270. https://doi.org/10.5209/rev_jige.2012.v38.n1.39218
- Martínez-Díaz, J.J., Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F. de L., Stich, D., Herrera, G., Morales, J., 2012b. Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake. *Tectonophysics* 546–547, 28–37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.04.010>
- Martínez-Díaz, J.J., Alonso-Henar, J., Insua-Arévalo, J.M., Canora, C., García-Mayordomo, J., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., 2018. Geological evidences of surface rupture related to a seventeenth century destructive earthquake in Betic Cordillera (SE Spain): constraining the seismic hazard of the Alhama de Murcia fault. *J. Iber. Geol.* 45, 73–86. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0082-2>
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2001. Separation of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer. *Tectonophysics* 337, 209–221. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00116-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00116-0)
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2004. A method for the separation of paramagnetic, ferrimagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry. *Geophys. J. Int.* 157, 117–127. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02225.x>
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P., 2004. The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109. <https://doi.org/10.1029/2002JB002359>
- McCabe, C., Jackson, M., Ellwood, B.B., 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton Limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophys. Res. Lett.* 12, 333–336. <https://doi.org/10.1029/GL012i006p00333>
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.* 155, 126–138. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x>
- Meijninger, B.M.L., Vissers, R.L.M., 2006. Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente faults. *Basin Res.* 18, 547–571. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00308.x>
- Mishima, T., Hirono, T., Soh, W., Song, S.R., 2006. Thermal history estimation of the Taiwan Chelungpu fault using rock-magnetic methods. *Geophys. Res. Lett.* 33, 2–6. <https://doi.org/10.1029/2006GL028088>
- Nakamura, N., Nagahama, H., 2001. Changes in magnetic and fractal properties of fractured granites near the Nojima Fault, Japan. *Isl. Arc* 10, 486–494. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2001.00347.x>

- Oliva-Urcia, B., Larrasoaña, J.C., Pueyo, E.L., Gil, A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, A.M., Pueyo, O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.* 31, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.11.002>
- Potter, D.K., 2004. A comparison of anisotropy of magnetic remanence methods - a user's guide for application to palaeomagnetism and magnetic fabric studies. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 21–35. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.03>
- Preeden, U., Mertanen, S., Elminen, T., Plado, J., 2009. Secondary magnetizations in shear and fault zones in southern Finland. *Tectonophysics* 479, 203–213. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.011>
- Pytte, A. M., & Reynolds, R. C., 1989. The thermal transformation of smectite to illite. In *Thermal history of sedimentary basins* (pp. 133-140). Springer, New York, NY.
- Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 82, 113–123. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90084-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90084-1)
- Rochette, P., 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 229–237. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90103-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90103-3)
- Rochette, P., Mathé, P., Esteban, L., Rakoto, H., Bouchez, J., Liu, Q., Torrent, J., 2005. Non-saturation of the defect moment of goethite and fine-grained hematite up to 57 Teslas. *Geophys. Res. Lett.* 32.
- Rodríguez Escudero, E., 2017. Implicaciones de la Estructura Interna de una Zona de Falla Activa en la Génesis de Terremotos. Tesis doctoral, U. Autónoma de Madrid.
- Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J.J., Tsige, M., Giner-Robles, J.L., Cuevas-Rodríguez, J., 2014. Cuarzo pulverizado en la fault gouge rica en filosilicatos de la Falla de Alhama de Murcia: ¿un efecto cosísmico? 2ª Reun. Ibérica sobre Fallas Act. y Paleosismología 171–174.
- Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Calvín, P., Villalaín, J.J., 2019. On the influence of magnetic mineralogy in the tectonic interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility in cataclastic fault zones. *Geophys. J. Int.* 216, 1043–1061. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy481>
- Ruf, A.S., Naruk, S.J., Butler, R.F., Calderone, G.J., 1988. Strain and magnetic fabric in the Santa Catalina and Pinaleno Mountains Metamorphic Core Complex Mylonite Zones, Arizona. *Tectonics* 7, 235–248. <https://doi.org/10.1029/TC007i002p00235>
- Schmidt, V., Hirt, A.M., Hametner, K., Günther, D., 2007. Magnetic anisotropy of carbonate minerals at room temperature and 77 K. *Am. Mineral.* 92, 1673–1684. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2569>
- Schulz, S.E., Evans, J.P., 1998. Spatial variability in microscopic deformation and composition of the Punchbowl fault, southern California: Implications for mechanisms, fluid-rock interaction, and fault morphology. *Tectonophysics* 295, 223–244. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00122-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00122-X)
- Sibson, R.H., 1990. Conditions for fault-valve behaviour. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 54, 15–28. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.02>
- Sidman, D., Ferré, E.C., Teyssier, C., Jackson, M., 2005. Magnetic fabric and microstructure of a mylonite: example from the Bitterroot shear zone, western Montana. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 245, 143–163. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.07>
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, south-eastern Spain. *Tectonophysics* 224, 289–303. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90034-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90034-H)
- Solum, J.G., van der Pluijm, B.A., 2009. Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior. *Tectonophysics* 475, 554–562. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>

7. Fallas neotectónicas

- Solum, J.G., van der Pluijm, B.A., Peacor, D.R., 2005. Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault, Utah. *J. Struct. Geol.* 27, 1563–1576. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.002>
- Stephenson, A., Sadikun, S., Potter, D.K., 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. Int.* 84, 185–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04351.x>
- Tanikawa, W., Mishima, T., Hirono, T., Soh, W., Song, S.R., 2008. High magnetic susceptibility produced by thermal decomposition of core samples from the Chelungpu fault in Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 372–381. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.002>
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1997. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall (212 pp).
- Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., de St. Blanquat, M., Habert, G., Morgan, S., 2005. Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400, 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.003>
- Tokiwa, T., Yamamoto, Y., 2012. Relationship between magnetic fabrics and shear directions in mélange within the Miyama Formation, Shimanto accretionary complex, Japan. *Tectonophysics* 568–569, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.001>
- Vrolijk, P., Van Der Pluijm, B.A., 1999. Clay gouge. *J. Struct. Geol.* 21, 1039–1048. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00103-0)
- Winkler, A., Florindo, F., Sagnotti, L., Sarti, G., 1996. Inverse to normal magnetic fabric transition in an Upper Miocene Marly Sequence from Tuscany, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 23, 909–912. <https://doi.org/10.1029/96GL00745>



Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS)

Marcos Marcén^{a,*}, Teresa Román-Berdiel^a, Antonio M. Casas-Sainz^a, Ruth Soto^b, Belén Oliva-Urcia^c, Julia Castro^d

^a Geotransfer, Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales (IUCA), Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain

^b IGME, Instituto Geológico y Minero de, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza, Spain

^c Dpto. Geología y Geoquímica, Fac. Ciencias (6-406), Universidad Autónoma de Madrid, Ciudad Universitaria de Cantoblanco, 28049 Madrid, Spain

^d Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, 03690 Alicante, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

Baza fault
Betic Cordillera
Fault zones
Magnetic fabrics
Relay ramp

ABSTRACT

AMS and structural analysis are here applied to study the deformed zone associated with a large-scale, active normal fault in the central Betic Cordillera (Spain), namely the Baza fault system, to determine: i) the kinematics of structures and their relation with fault zone architecture and segmentation degree, ii) the correlation between deformational structures and the different types of magnetic fabrics and iii) the evolution of magnetic fabrics patterns, from sedimentary to shear-related, associated with normal faults. Five outcrops (969 samples) were analysed along the fault trace, which shows different degrees of segmentation along strike and strong localization of deformation along narrow fault zones. A first, main set of magnetic fabric data corroborates the normal kinematics of the Baza fault, showing magnetic lineations parallel to the dip-slip, transport direction. A second, secondary set of magnetic lineations, is parallel to the intersection lineation, and can be related to less intense deformation in the fault rocks. Furthermore, a detailed study (523 samples) of a trench excavated across the fault zone, where two fault splays tend to coalesce in a linkage relay zone indicates that i) lithology and distance to fault planes are two factors that control the development of extension-related magnetic fabrics in weakly deformed sediments, ii) the development of shear-related fabrics in fault zones entails the mechanical rotation of minerals, iii) different orientation of magnetic lineations are related to different intensity of bulk deformation and iv) magnetic lineation is useful to define local deviations of deformation axes produced by changes in the local extension direction (from fault-perpendicular to fault-parallel extension) in the linkage zone between adjacent fault splays.

1. Introduction

Large normal faults usually consist of several fault segments that, in their structural evolution, link forming relay ramps or transfer zones (Larsen, 1988; Childs et al., 1995; Childs et al., 2016; Willemse, 1997; Gawthorpe and Leeder, 2000; Walsh et al., 2003; Soliva and Benedicto, 2004). Kinematically, these zones are characterized by stress and strain perturbations and consequently breached by minor, oblique faults. These zones accommodate and transfer the displacement between different fault segments (e.g. Peacock and Sanderson, 1991, 1994; Crider and Pollard, 1998; Gupta and Scholz, 2000; Ferrill and Morris, 2001), thus contributing to the architecture of large-scale fault zones. The analysis of fault segmentation is crucial to characterize their

seismogenic behaviour, because during failure Coulomb stress is enhanced around fault tips causing rupture jumps to adjacent segments (e.g. Manighetti et al., 2009; Finzi and Langer, 2012). Consequently, the geometrical and kinematic characterization of seismogenic faults is fundamental for the understanding of earthquake mechanics and hazard related to natural and/or triggered earthquakes (Sibson, 1977, 2003; Rutter et al., 1986; Jackson and White, 1989; Machette et al., 1991; Cowie, 1998). On the other hand, deformation within fault zones under near-surface conditions is associated with strain partitioning and with the poor development of kinematic indicators due to the chaotic brecciation of fault rocks and the absence of clear foliations and mineralogical lineations. The analysis of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS or magnetic fabrics) represents a powerful technique

* Corresponding author.

E-mail address: mma@unizar.es (M. Marcén).

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.014>

Received 9 February 2019; Received in revised form 13 May 2019; Accepted 21 May 2019

Available online 23 May 2019

0040-1951/ © 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

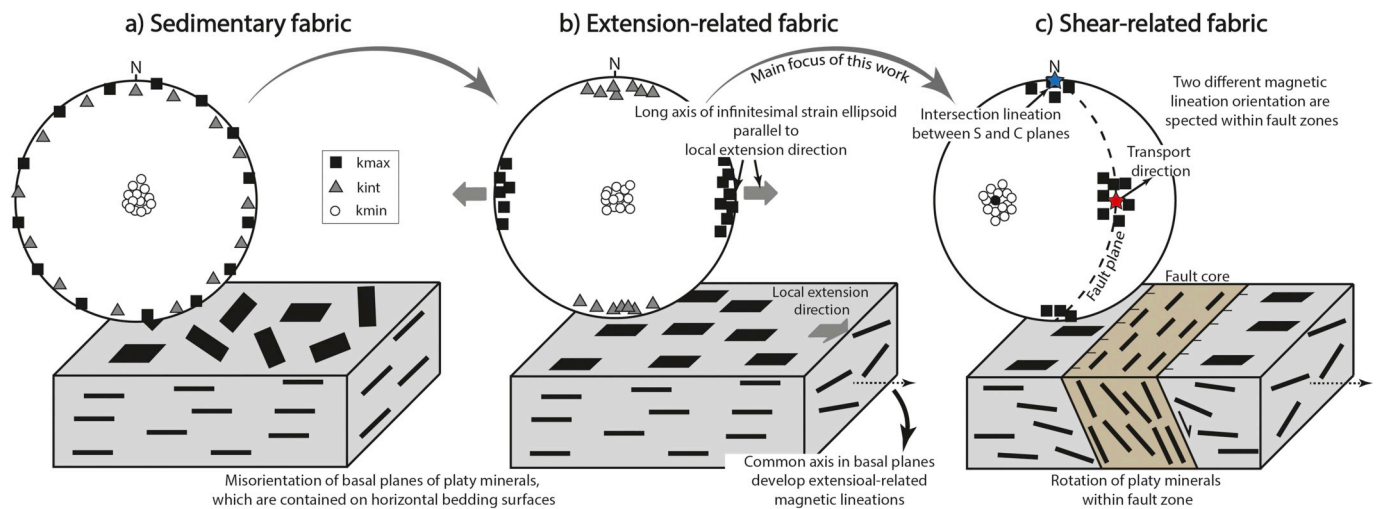


Fig. 1. Sketch showing the relation between deformation and magnetic fabrics. a) Sedimentary fabrics, showing magnetic foliation parallel to bedding surfaces and girdle distribution of magnetic lineations. b) Extension-related fabrics, with clustered magnetic lineations parallel to the local extension direction. c) Shear-related fabrics, with magnetic foliations parallel to fault or foliation planes and magnetic lineations parallel or perpendicular to the transport direction.

to identify the rock petrofabric (e.g. Graham, 1954; Hrouda, 1987, 1993; Borradaile and Tarling, 1981; Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Borradaile and Jackson, 2004). This technique is especially useful in scenarios of low-strain, brittle fault zones because of its proved ability to average the orientations of the whole set of petrofabric elements and, therefore, to provide a finite strain ellipsoid of the sheared rock (Solum and van der Pluijm, 2009; Mertanen and Karell, 2012; Levi et al., 2014; Casas-Sainz et al., 2017; Casas-Sainz et al., 2018; Marcén et al., 2018a; Vernet et al., 2019; Román-Berdiel et al., 2018). Most previous AMS studies in brittle fault zones deal with kinematic determinations in strike-slip or reverse faults, indicating the development of magnetic lineations either parallel to the transport direction or to the intersection lineation (Fig. 1; see Parés and van Der Pluijm, 2002a; Casas-Sainz et al., 2017, 2018; Vernet et al., 2019). This ambiguity in the interpretation of the magnetic lineation within fault zones (e.g. Marcén et al., 2018a) demands a proper analysis to unravel the factors involved in each type of orientation. Furthermore, AMS studies applied to the kinematic determinations in brittle, normal fault zones are scarce (see Braun et al., 2015, in the transtensive Dead Sea Fault) and usually focused on determining the distance at which the influence of the fault slips affects the orientation of magnetic lineations (e.g. Levi et al., 2014).

In this work, AMS is applied to a large NNW-SSE normal fault system located in the Betic Cordillera (Southern Spain): the Baza Fault. We have sampled four outcrops and a 16 m-long trench cutting through two fault splays. The Baza fault constitutes a significant feature in the recent evolution of the Betic Cordillera due to its seismogenic activity in recent times (García-Tortosa et al., 2008, 2011; Alfaro et al., 2010; Castro et al., 2018) and its major role in controlling the subsidence and sedimentary filling of the intramontane Baza sub-basin since the Miocene (Sanz de Galdeano et al., 2007; Sanz de Galdeano et al., 2012; Alfaro et al., 2008; García-Tortosa et al., 2008; Haberland et al., 2017). Lacustrine sedimentation during Pliocene times favoured a continuous deposit of syntectonic water-laid, non-consolidated, siliciclastic sediments. These sediments usually provide reliable strain information from magnetic fabric analyses, due to the development of preferred mineral orientation both under compressional (Sagnotti and Speranza, 1993; Aubourg et al., 1995; Mattei et al., 1995; Soto et al., 2009; Pueyo-Anchuela et al., 2010; Gómez-Paccard et al., 2012) and extensional regimes (Sagnotti et al., 1994; Mattei et al., 1997, 1999; Cifelli et al., 2005; Soto et al., 2007, 2008, 2012; Oliva-Urcia et al., 2010a, 2010b, 2013; Pueyo Anchuela et al., 2011; García-Lasanta et al., 2013, 2014, 2015, 2018).

The goal of our work is two-fold: i) from the methodological point of view, we try to better define the factors controlling the development of extension-related magnetic lineations (Figs. 1a, b) and the magnetic fabric related to shear processes within normal fault zones (which has remained practically unstudied until this work, Figs. 1b, c), and ii) from the regional point of view, we aim to characterize in detail the kinematics and architectural variations along the segmented Baza fault system.

2. Geological setting

The Betic Cordillera is a consequence of the NNW-SSE convergence between Africa and Europe since the Miocene, at a rate of 4–5 mm/year. This convergence co-habited with ENE-WSW orogen-parallel extension (Galindo-Zaldívar et al., 1999; Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1999; Marín-Lechado et al., 2005), that resulted in the development of intramontane basins (e.g. Granada and Guadix-Baza basins) limited by NNW-SSE extensional fault systems (Galindo-Zaldívar et al., 1999; Peña, 1979, 1985; Viseras, 1991; Gibert et al., 2007; Fig. 2a). The Guadix-Baza basin, located in the central area of the Betic Cordillera, has been traditionally divided into two areas: the western, Guadix sub-basin and the eastern, Baza sub-basin. The Baza fault separates these two sub-basins (Alfaro et al., 2008; Figs. 2a, b) and controlled the structural, sedimentological and geomorphological evolution of the Baza sub-basin (Vera, 1970; Vera et al., 1994; Viseras, 1991; Gibert et al., 2007). The filling of the Baza sub-basin, reaching 2200 m of sediment thickness (Alfaro et al., 2008; Haberland et al., 2017), started in Miocene times with the sedimentation of marine deposits. During Pliocene/Pleistocene times the uplift of the Betic Cordillera produced a transition to continental environments (Vera, 1970; Peña, 1979, 1985; Agustí, 1996; Viseras, 1991; Guerra-Merchán, 1992; Vera et al., 1994; Agustí et al., 1997; Soria et al., 1998). From this period onwards, the activity of the Baza fault imposed important differences in sedimentary environments: proximal, fluvial in the Guadix sub-basin, and endorheic fluvial and lacustrine in the Baza sub-basin, as a consequence of the higher subsidence in the hangingwall of the Baza fault (Sanz de Galdeano et al., 2007; 2012; Alfaro et al., 2008). The filling of the Baza sub-basin ended in middle Pleistocene times, when the endorheic area and its drainage were captured by the Guadalquivir fluvial network. During the Quaternary, sedimentation was restricted to depressed areas, and alluvial fans and piedmont systems developed (Fig. 2b). These deposits are frequently offset due to the recent activity of the Baza Fault, producing stepped fault scarps (García-Tortosa et al., 2008, 2011; Castro et al., 2018).

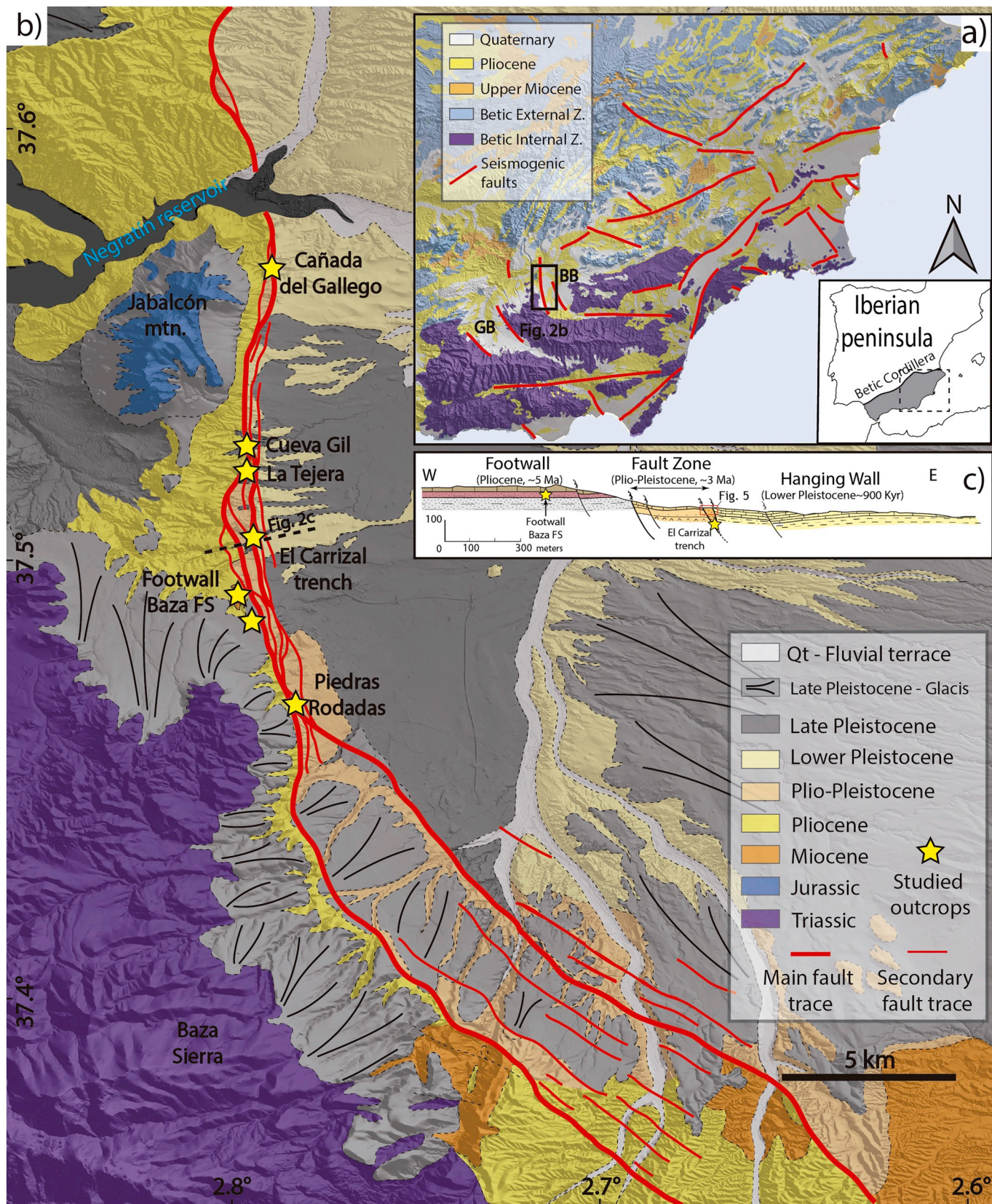


Fig. 2. a) Geological sketch of the studied sector of the Betic Cordillera. BB: Baza sub-basin; GB: Guadix sub-basin. b) Geological map of the Baza Fault, showing the location of the studied outcrops. c) Geological cross section of the Carrizal trench. Modified from Castro et al. (2018).

The Baza fault system shows an along-strike length of about 37 km, its strike varying from N-S in its central sector (the area studied in this work), to NW-SE in its southernmost sector. The average dip of fault

segments is 45–60° E (Fig. 2b). The accumulated throw is ca. 2000–3000 m (Alfaro et al., 2008; García-Tortosa et al., 2008, 2011). Along strike, the fault shows different degrees of segmentation: in its

northern sector, the Baza fault is formed by two main strands, while in the southern sector it consists of, at least, 13 fault splays (Alfaro et al., 2008). This segmentation also implies a change in the width of the faulted zone, ranging between 0.2 km to the North to > 7 km in the South (Figs. 2b, c). The activity of the fault has been studied in several, recent works, remarking the importance of its recent activity by means of paleosismological, geomorphological and structural techniques. These works report vertical slip rates between 0.17 and 0.49 mm/year (Alfaro et al., 2008; García-Tortosa et al., 2011; Sanz de Galdeano et al., 2012) and 8–9 seismic events in the past 45,000 years (Castro et al., 2018). The Baza fault is responsible for the 1531 Baza earthquake (Ms 6.0; VIII–IX), the most important historical earthquake recorded in southern Iberia (Alfaro et al., 2008; Sanz de Galdeano et al., 2012).

3. Methodology

A combination of structural analysis and magnetic techniques (AMS analyses and magnetic mineralogy experiments) was used to characterize the geometry and kinematics of the Baza fault system and associated fault rocks. All the samples were collected from seven outcrops located in the central sector of the Baza fault system (Fig. 2). Five outcrops are located within the fault zone (Cañada del Gallego, Cueva Gil, La Tejera, El Carrizal trench, Piedras Rodadas outcrops; see Fig. 2) and two outcrops in Pliocene deposits of its footwall.

In all outcrops, except for the El Carrizal trench, samples were obtained from oriented hand blocks and cut to 2.1 cm-side cubes by means of a trim saw. In el Carrizal trench (a 16 m long, 3 m deep trench showing an E-W direction, perpendicular to the fault trend) a detailed study was carried out by sampling 523 AMS specimens (Table 1). Samples were collected from the northern wall of the trench by means of a portable electric drill, and oriented in situ with an orientation device. The western wall (1.5 × 3 m) of the trench was also sampled in order to discard that drilling procedures had any imprint in AMS orientation.

3.1. Structural analysis

Bedding, discrete shear bands, foliation planes, SC structures and striae were measured and represented in stereoplots using the Stereonet software (Allmendinger et al., 2012). Additionally, hydroplastic faults and their striae were measured in AMS samples. We performed paleostress analysis of fault planes and striae to determine the local stress tensor by two different methods: i) Etchecopar method (Etchecopar et al., 1981; Etchecopar, 1984) using Faille software (Célérier, 2011) and, ii) Right Dihedra method (Pegoraro, 1972; Angelier and Mechler, 1977) using FaultKin software (Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012).

A microstructural study was also carried out in 24 thin sections oriented perpendicular to observed foliation, bedding planes or magnetic foliation (k_{\max} - k_{int} plane), and containing either the transport direction (XZ section of the finite strain ellipsoid) or the intersection lineation (YZ section). In sites without kinematic indicators, we used the magnetic lineation as a reference for cutting the thin sections.

3.2. Magnetic techniques: RT-AMS, LT-AMS and κ -t curves

The magnetic analyses consisted of low-field AMS at room (RT-AMS) and low (LT-AMS) temperature and thermomagnetic curves (κ -t curves). Measurement of RT-AMS was done in a total of 1077 standard specimens with a KLY-3S Kappabridge (Agico Inc., Czech Republic) in the Magnetic Fabrics Laboratory of the University of Zaragoza. The obtained data provide the orientation and magnitude of the $k_{\max} \geq k_{\text{int}} \geq k_{\min}$ axes of the AMS ellipsoid, defining the orientation of the magnetic lineation (k_{\max} axes) and the magnetic foliation (plane perpendicular to k_{\min} axes). The magnetic ellipsoid is also characterized by two scalar parameters (Jelinek, 1981): i) the corrected degree of

anisotropy (P' or P_j), which provides information about magnetic minerals and their degree of preferred orientation, and ii) the shape parameter (T), varying between $0 \geq T \geq -1$ (prolate ellipsoids) and $0 \leq T \leq 1$ (oblate ellipsoids). The average directional and scalar value for each site was calculated using Jelinek's (1978) statistics with Anisofit 4.2 (Chadima and Jelinek, 2009).

LT-AMS measurements were carried out in 4 sites (23 specimens) in order to enhance the paramagnetic contribution following the Curie-Weiss law for paramagnetic behaviour: $K_{\text{para}} = C/T - \Theta$, where K_{para} is the paramagnetic susceptibility, C is the Curie constant and Θ is the paramagnetic Curie temperature (Ihmlé et al., 1989; Richter and van der Pluijm, 1994; Biedermann et al., 2014). Therefore, the increase in the bulk susceptibility at LT is also used as indicator of the contribution of the paramagnetic fraction to the total RT-AMS (Lüneburg et al., 1999). With this procedure, the paramagnetic sub-fabric can be isolated from the total magnetic fabric (Lüneburg et al., 1999; Parés and van der Pluijm, 2002b; Martín-Hernández and Ferré, 2007; Oliva-Urcia et al., 2010c). To prevent instrument drift caused by the cold sample, a thermal protection around the measuring coil of the KLY-3S Kappabridge is used (Issachar et al., 2016).

Curves of temperature variation of magnetic susceptibility (κ -T) were performed from -195°C to 700°C in a KLY-3S Kappabridge combined with a CS-L cryogenic apparatus and a CS-3 furnace (AGICO company) in order to determine the magnetic mineralogy in 14 samples. The measurements were done in argon atmosphere to minimize mineral reactions with oxygen during heating, and data were processed with Cureval 8.0 software (Chadima and Hrouda, 2009).

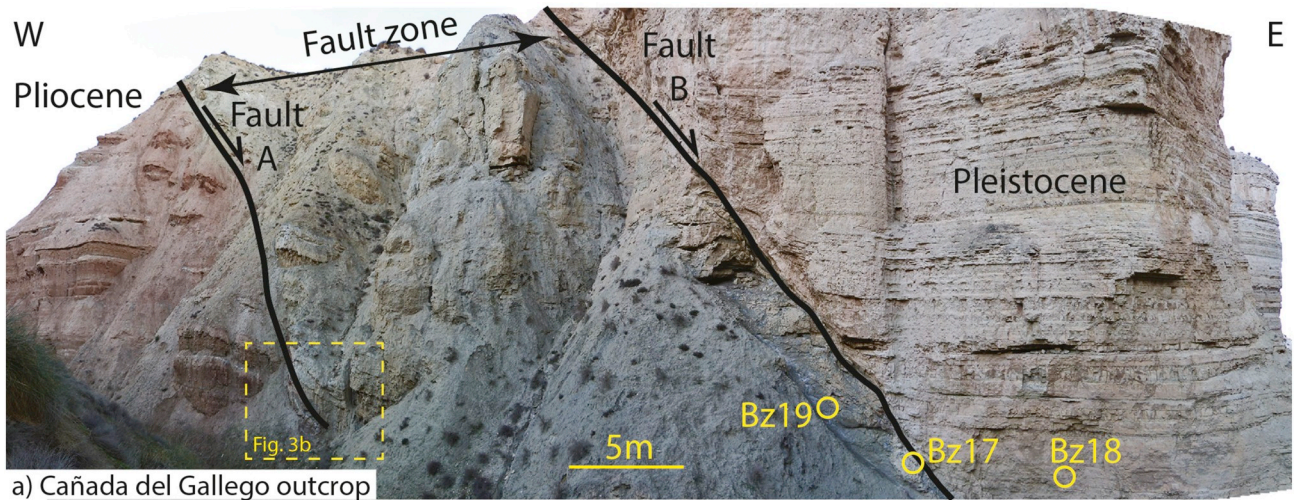
4. Structural data and outcrop description

Several splays of the fault system were analysed to determine if different degrees of segmentation have implications in kinematics and deformation. Along strike, two different zones can be distinguished: i) the northern sector, where the fault system consists of minor, segmented fault arrays and ii) the central and southern sectors, where fault displacement is distributed in up to 13 splays (Fig. 2b); in this area, transfer zones or relay ramps are expected.

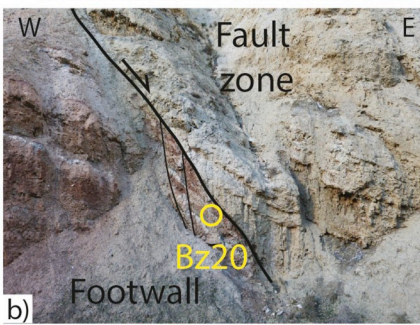
4.1. Northern sector of the Baza Fault

In the northernmost sector of the studied area of the Baza fault system the total displacement of the fault is concentrated in two fault strands, exposed in the Cañada del Gallego outcrop. In this exposure, a 50 m wide fault zone is limited by two N-S, east dipping major fault planes that bring the Pliocene red silts and marls in the footwall in contact with the Pleistocene carbonate silts in the hangingwall (Fig. 3a, b). In general, the fault zone is poorly exposed with the exception of the two main fault planes, where incipient brittle SC structures (Fig. 3c) are compatible with the dip-parallel slickensides observed in discrete shear planes, indicating pure normal kinematics for both fault planes (Fig. 4a). Although small drag folds are present close to the main fault planes, bedding remains horizontal or shows shallow dips towards the E in both hangingwall and footwall.

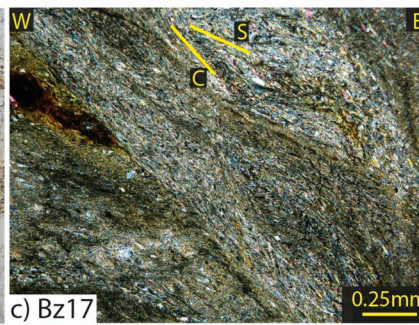
Towards the South, the total throw of the Baza fault system is distributed in several N-S, East-dipping splays. In this sense, La Tejera (Fig. 3e) and Cueva Gil (Fig. 3f) outcrops lie on different splays of the fault system, with apparently lower fault throws than in the Cañada del Gallego outcrop. For this reason, fault zones developed in both outcrops are also narrower than in Cañada del Gallego outcrop, and strain is strongly localized in a 1 m wide zone in both outcrops, showing well-developed, brittle SC structures (Fig. 3d, f). In Cueva Gil outcrop, Pliocene red silts and marls appear in both blocks of the fault. Meanwhile, in La Tejera outcrop the Pleistocene silts are in contact with the Pliocene silts. As in the Cañada de Gallego outcrop, kinematic indicators (incipient brittle SC structures and slickensides) agree with a normal component in both splays (Fig. 4a). Although dynamic analysis



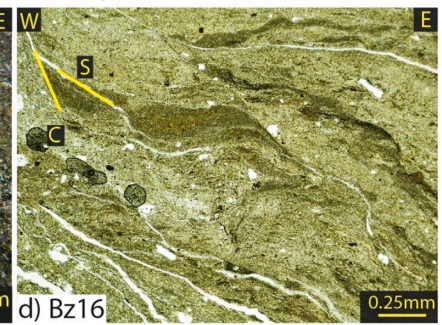
a) Cañada del Gallego outcrop



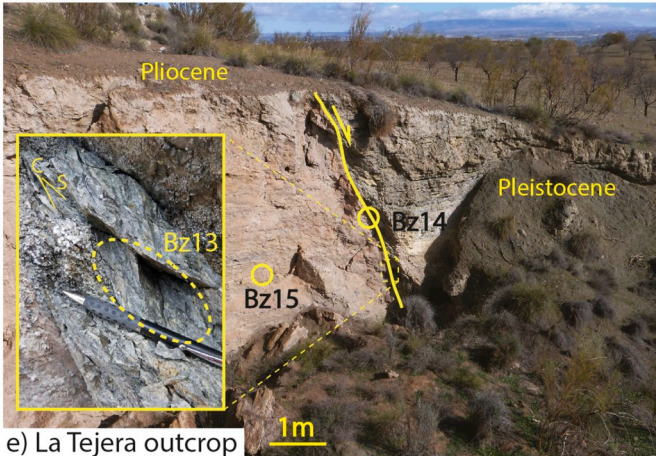
b)



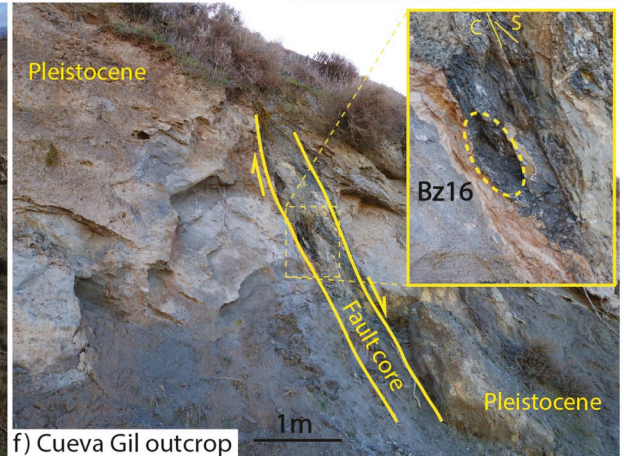
c) Bz17



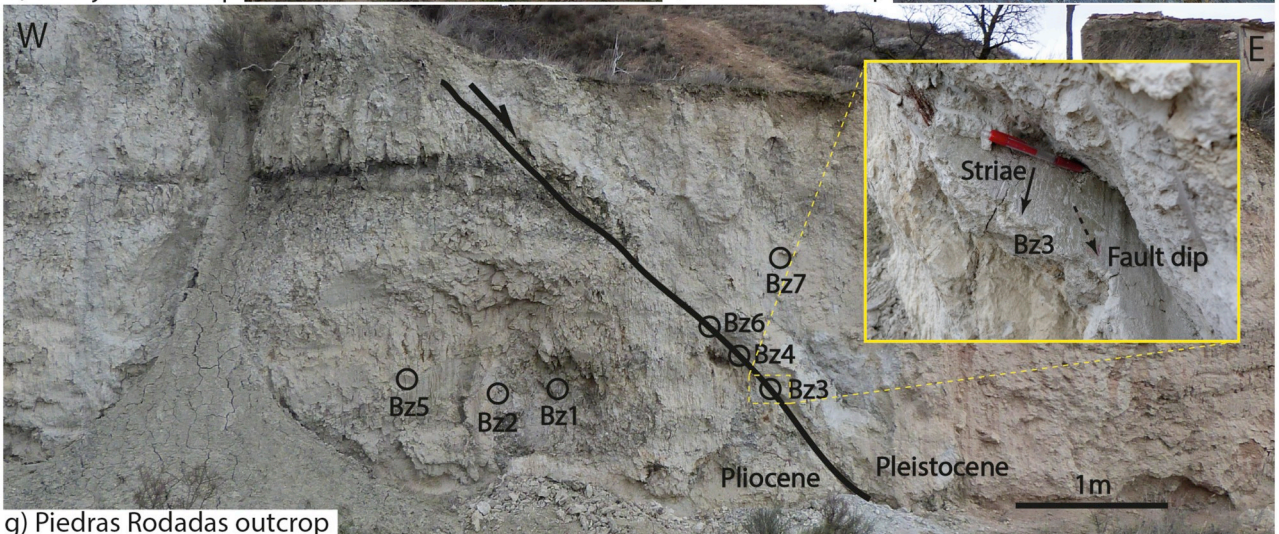
d) Bz16



e) La Tejera outcrop



f) Cueva Gil outcrop



g) Piedras Rodadas outcrop

(caption on next page)

Fig. 3. Photographs showing four of the studied outcrops of the Baza fault system and the locations of the AMS sites. a) Cañada del Gallego outcrop; overall view of the fault zone, where the total displacement is concentrated in the single fault zone shown. b) Location of the Bz20 AMS site at the footwall in the Cañada del Gallego outcrop, just in contact with the western main fault plane (Fault A in Fig. 3a). c, d) Photomicrographs of thin sections representative of the fault rocks collected from Cañada del Gallego (c) and Cueva Gil (d) outcrops. Thin-section photographs were taken from XZ section with crossed (c) and parallel (d) polarizers, $\times 2.5$ lens. e) La Tejera outcrop, with the studied fault splay and a detailed photograph of the observed SC structures. f) Fault zone in the Cueva Gil outcrop and SC structures developed within the narrow deformed zone. g) Piedras Rodadas exposure, with a photograph of the striated fault plane.

for these northern outcrops were not performed because of the scarce number of fault planes observed and measured, the presence of N-S normal faults with dip-parallel striae (Fig. 4a) is consistent with the regional ENE-WSW extension direction described in previous works (Galindo-Zaldívar et al., 1999; Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1999; Marín-Lechado et al., 2005).

In thin sections from these outcrops, normal brittle SC structures are observed along the XZ sections of the strain ellipsoid, with phyllosilicate grains clearly visible and their basal planes oriented parallel to shear bands and foliation planes (Fig. 3c, d). In the Cañada del Gallego outcrop, SC structures are better developed in the eastern fault plane (Bz17 AMS site, Fig. 3a) than in the western one (Bz20, Fig. 3b). The absence of deformational structures along the YZ section of the strain ellipsoid is compatible with simple shear deformation and also with the interpretation of a normal movement for this fault. In the hangingwall of the Baza fault in the Cañada del Gallego outcrop (Bz18), basal planes of phyllosilicates are contained on bedding surfaces.

4.2. Central sector of the Baza Fault; El Carrizal trench

Unlike previously described outcrops, El Carrizal trench shows a complex, 7 m wide fault zone developed between two N-S, E-dipping strands of the Baza fault system, which tend to coalescence at this point (Fig. 5a). The trench, perpendicular to the main fault slip surfaces, comprises the whole fault zone, the footwall and the hangingwall.

At the footwall, where white carbonate silts and brown detrital Pliocene rocks crop out, a set of synthetic and antithetic minor fault planes are arranged in horst and graben geometry with decimetric to metric throws and millimetric shear zones (Fig. 5a, b). These faults delimit extensional horses having relatively low internal deformation and bedding planes are preserved practically undisturbed within them (Fig. 5b). However, hydroplastic, striated surfaces with millimetric to centimetric throws are frequent (i.e. Fig. 5d). Within the fault zone, the most-brecciated, fault core corresponds with the main western fault plane, and a 7 m wide damage zone appears between this plane and the eastern fault plane (Fig. 5a, c). Lithologically, the fault core is a mixture

of silts from the footwall and brown clays injected from the hanging-wall. The role of the clay smear in the geometry and development of the Carrizal fault zone is described in Medina-Cascales et al. (2019). Within the damage zone, major synthetic and minor antithetic faults delimit small-sized horses showing stronger internal deformation, although bedding can still be recognized (Fig. 5c, g, h). The damage zone comprises alternating carbonate silts and clays.

Observations in thin sections indicate that bedding surfaces are present within horses (Fig. 5d, e, h, g) and only in fault zones (Fig. 5f) have they been apparently obliterated by the tectonic overprint. The different orientation of thin sections, (vertical N-S and E-W), allow us to complete the observations under the naked eye, which are critically conditioned by the E-W orientation of the trench wall. Several normal faults showing millimetric throw are observed both in N-S and E-W sections in samples collected from horses, suggesting that the total normal heave of the fault is distributed not only in E-W displacement, which can be even absent (Fig. 5e), but also in N-S displacements. In these samples, basal planes of phyllosilicates are parallel to bedding planes (Fig. 5e). Attending to fault zones, deformational structures are scarce and thin sections are characterized by cataclastic bands without clear kinematic indicators (Fig. 5f), especially in comparison with the northernmost outcrops where SC structures are present (Fig. 3c, d).

Minor faults and hydroplastic fractures within the fault zone and the footwall show a main NW-SE direction oblique to the mapped trace of the fault system and also to the two main splays analysed in the trench (Fig. 4b). Nevertheless, they show a higher dispersion in their strike (reaching WNW-ESE and N-S directions) and dip (synthetic or antithetic). Striae on fault surfaces and hydroplastic fractures show a best fit in a NE trend although they also show horizontal NW-SE rakes evidencing a higher complexity in the strain distribution in comparison with the previously described outcrops. These fault planes fit in orientation with the main fault sets identified in Medina-Cascales et al. (2019) in the Carrizal trench. Strikingly, bedding planes strike oblique (NW-SE) to the trace of the Baza fault (N-S), dipping shallowly towards the NE both in the footwall and the fault zone.

Taking into account the strong dispersion in fault strikes and rakes

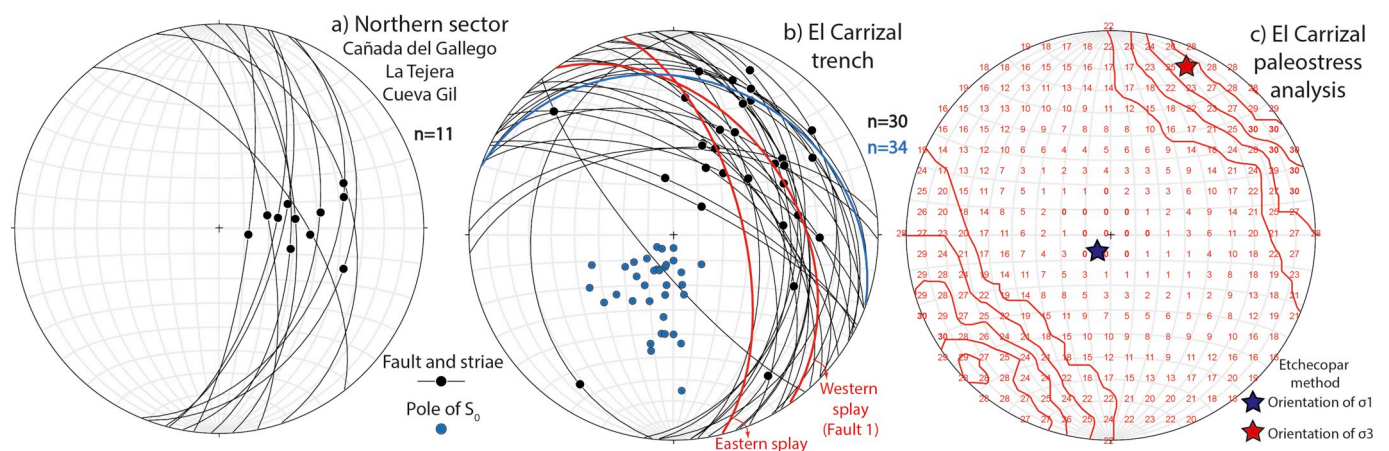


Fig. 4. Stereoplots showing structural data. Lower hemisphere, equal-area projections. a) Orientation of fault planes and their striae of the three northernmost studied outcrops. b) Orientation of bedding planes, fault planes and their striae measured on the Carrizal trench. Numbers indicate the number of faults compatible with a specific σ_3 orientation, determined by the Right Diehndra method; Kamb contours, contour interval 2%. Results of the Etchecopar method are shown by red (σ_3) and blue (σ_1) stars. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

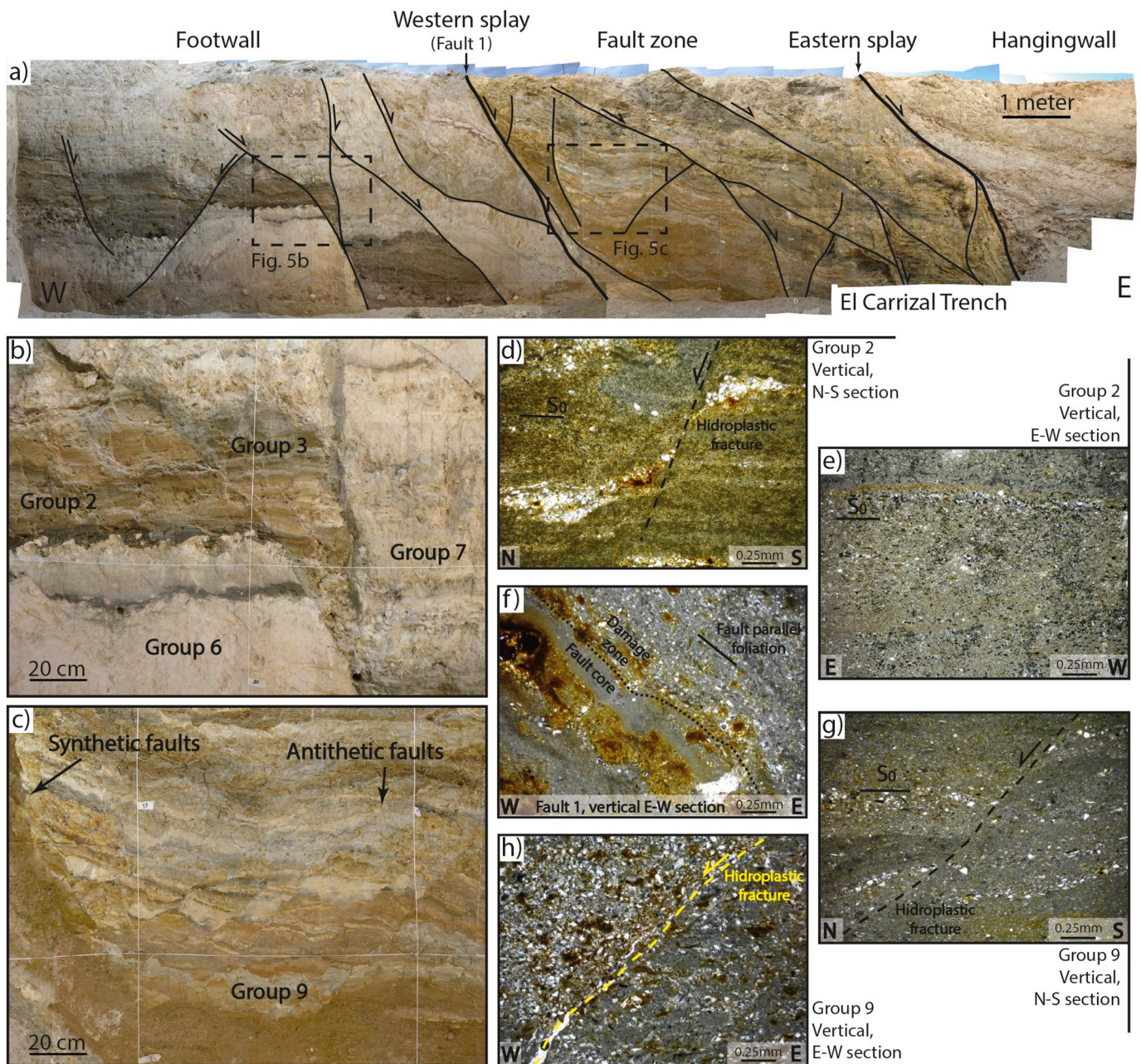


Fig. 5. a) Interpreted panorama of the Carrizal trench. The two main fault planes, the footwall, the core fault zone and the hangingwall are indicated. b) Detailed image of the lithology and structure observed in the footwall. Bedding planes remain practically undisturbed. c) Detailed image of the materials and structure observed in the fault zone, where bedding planes are stretched. d, e) Photographs of thin sections in two different orientations (shown on the photos) in samples collected from AMS Group 2 in the footwall. The absence of displacements in vertical, E-W orientations is noticeable. f) Photograph of the deformational patterns observed in Fault 1. Notice the absence of clear kinematic indicators both in the core and damage zones. g, h) Photographs of thin sections along two different orientations (shown on the photos) in samples collected from AMS Group 9 in the fault zone. Both thin sections show displacements.

of striae observed in the trench, especially in comparison with the northern sector, paleostress analysis was performed in order to check their compatibility with the regional ENE-WSW extension direction. Hydroplastic faults show similar orientations indicating that there is no bias related to the size of the faults and thus validating structural and dynamic considerations obtained from the hydroplastic fractures. The result obtained by the Right Dihedra method shows a vertical σ_1 which agrees with the extensional regime. However, the extension direction or σ_3 is not accurately defined by this method, since nearly 90% (28 out of 30) of the faults are explained by a σ_3 that ranges from NNE-SSW to E-W (Fig. 4c), with a maximum in N050E. Fortunately, Etchecopar's method (25 out of 30 faults explained) strongly constrains the

orientation of σ_3 to NNE-SSW ($N024E \pm 014^\circ$), which, however, does not fit with the regional ENE-WSW extension direction (Fig. 4c).

4.3. Southern sector of the Baza Fault

The Southern sector of the studied area of the Baza fault system is characterized by the occurrence of several fault splays (Fig. 2b). Piedras Rodadas outcrop lies on one of these splays, keeping similarities with the Carrizal trench since kinematic indicators are not compatible with a pure dip-slip fault movement. The single fault plane strikes N160E, dipping 40° to the E and striae on its surface show a rake of 55° N (Fig. 3g). Deformational patterns such as SC structures are absent in the

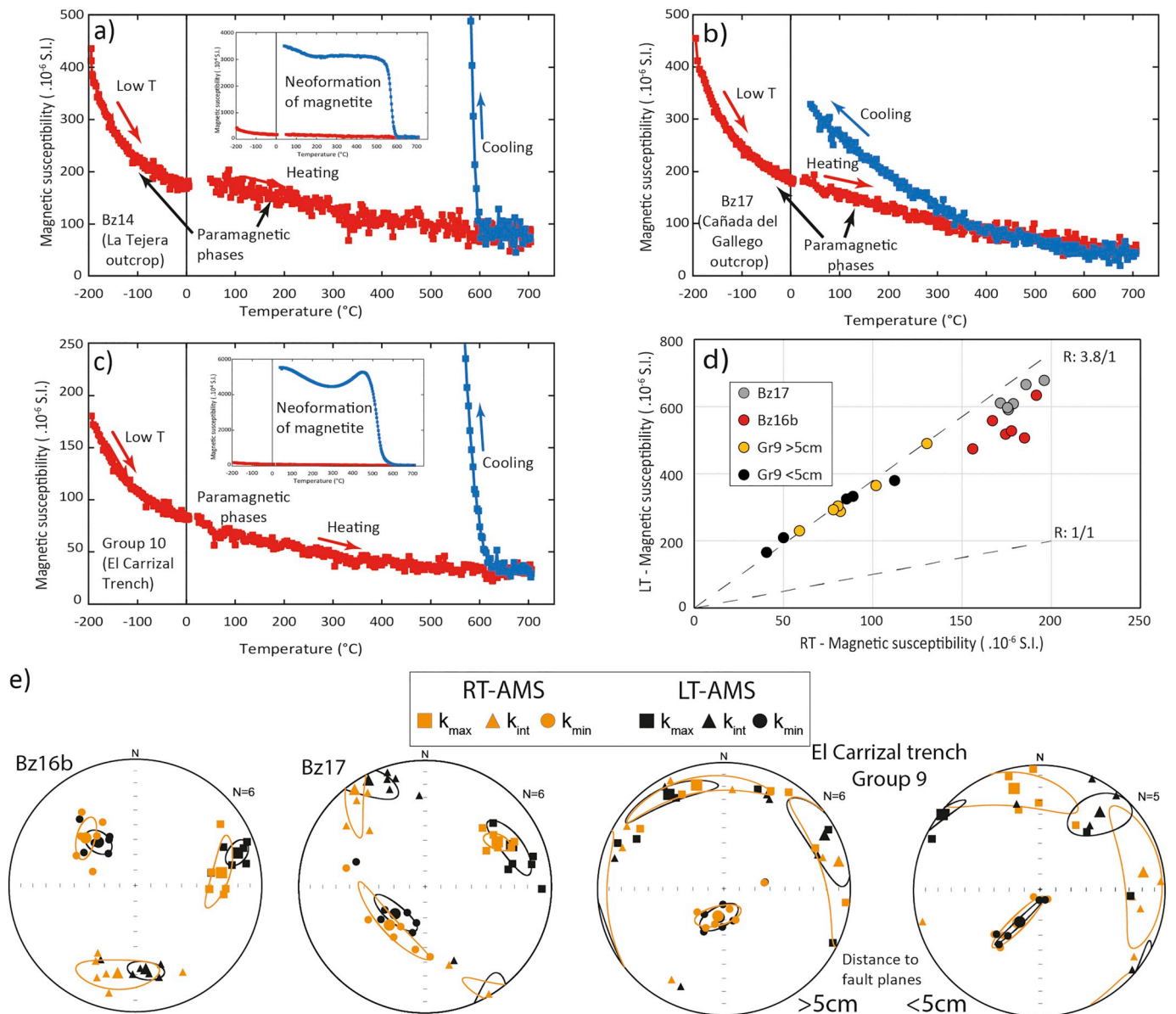


Fig. 6. a, b, c) Temperature-dependent magnetic susceptibility (K–T) curves in three different outcrops. Paramagnetic behaviour dominates in all curves. d) Ratio between the magnetic susceptibility at low and room temperature (LT/RT). E) Comparison of results from the different methods used for subfabric separation: RT-AMS (orange symbols) and LT-AMS (black symbols). Lower hemisphere, equal-area projections. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

sheared zone, and both in the hangingwall (Pleistocene carbonate silts) and footwall (Pliocene carbonate silts) bedding remains horizontal.

5. Magnetic mineralogy and LT-AMS

The 14 temperature-dependent magnetic susceptibility curves show hyperbolic shapes both at low temperature and at the initial stages of the heating curves, suggesting a dominance of the contribution of paramagnetic phases (phyllosilicates) to the total magnetic susceptibility (Fig. 6a, b, c). Sharp decreases of susceptibility around the Curie temperatures associated with possible ferromagnetic phases are absent. In heating curves, strong increases in the magnetic susceptibility are observed in the cooling paths in most samples, associated to neoformation of magnetite during the heating run (Fig. 6a, c).

The comparison between AMS measurements at low (around 77 k) and room temperature corroborates the paramagnetic behaviour of the

samples, since high $k_m\text{-LT}/k_m\text{-RT}$ ratios were obtained in all sites, ranging between 3.06 and 3.84 (Fig. 6d) (3.8 is the value for a perfect paramagnetic component, see Lüneburg et al., 1999; Parés and van der Pluijm, 2002b, 2014). Furthermore, the orientation of LT-AMS overlaps in most sites the orientation of the RT-AMS (Fig. 6e). Only Group 9 (samples collected at 5 cm from fault planes in the Carrizal Trench) shows different orientation of k_{max} axes, changing from a northerly orientation of k_{max} axes at RT to a NW orientation of k_{max} axes at LT. Therefore, a small contribution from ferromagnetic minerals to define magnetic lineations cannot be totally discarded, even when this site shows the highest $k_m\text{-LT}/k_m\text{-RT}$ ratio.

The importance of these results (i.e. dominance of contribution of paramagnetic phases, mainly phyllosilicates) lies on the straightful interpretation of RT-AMS magnetic ellipsoids in terms of magnetic lineation as a tectonic indicator of the extensional direction (see Cifelli et al., 2005) and as strain marker in fault zones.

6. Magnetic properties

6.1. Northern sector of the Baza Fault

The average scalar parameters per site are shown in Table 1 and per outcrop in Fig. 7. Outcrop-averaged bulk susceptibility values are 155 (standard deviation, e.: 30), 139 (e.: 32) and 172 (e.: 18) * 10⁻⁶ SI in samples collected in fault zones at Cañada del Gallego, Cueva Gil and La Tejera, respectively, which fit within typical paramagnetic ranges (Rochette, 1987). Corrected degree of anisotropy (Pj) values are lower in the Cañada del Gallego outcrop (Pj: 1.030; e.: 0.010), than in Cueva Gil (Pj: 1.060; e.: 0.016) and La Tejera (Pj: 1.059; e.: 0.009). No correlation between Km and Pj is observed per site or outcrop (Fig. 7a). Shape parameter (T) is positive at all sites ranging between 0.105 and 0.790, indicating oblate shapes of the magnetic ellipsoid.

In the northern sector of the studied area there is a strong relationship between the observed structures and AMS data. In general, triaxial ellipsoids were obtained in all sites in the Cañada del Gallego, Cueva Gil and La Tejera outcrops (Figs. 8a, b, c). In Cañada del Gallego, samples collected within the fault zone (Bz 17, 19, 20; Fig. 8a) show their k_{min} axes perpendicular to the fault surfaces but not always well clustered (Bz 17; Fig. 8a), whereas in samples located in the hanging-wall, up to 4 m far from the eastern fault plane B (Bz 18; Fig. 8a), k_{min} axes are perpendicular to the horizontal bedding plane and the k_{max} axes are strongly clustered around a horizontal NW-SE trend. Within the fault zone, k_{max} axes show different orientation in each site: i) well clustered and parallel to the dip of the fault planes and therefore parallel to the transport direction of the normal fault (Bz17), ii) the average of the k_{max} axes is parallel to the strike of the fault plane (Bz20, located in the sheared footwall, Fig. 3a, b), and iii) following a girdle

Table 1
Summary of magnetic scalar and directional data and structural patterns.

Site	n	Km	e	Pj	e	T	e	k _{max} (D/I)	conf. angl.	k _{min} (D/I)	conf. angl.	Pole S ₀ /F (T/P)	Striae (T/P)
Cañada del Gallego outcrop (N:37,589851°, W: 2,785631°)													
Bz20	11	106	22	1.013	0.004	0.303	0.310	179/13	46/17	285/48	20/15	252/55	085/35
Bz19	23	144	28	1.031	0.006	0.770	0.089	069/73	86/08	266/17	12/06	286/25	085/64
Bz18	35	31	3	1.028	0.004	0.052	0.004	302/03	04/04	143/87	06/04	000/90	–
Bz17	48	172	12	1.035	0.007	0.105	0.237	058/27	08/07	219/62	28/07	265/44	085/45
Cueva Gil outcrop (N: 37,541857°, W: 2,794474°)													
Bz16a	35	123	29	1.052	0.010	0.587	0.132	086/30	10/05	293/57	10/05	259/21	063/68
Bz16b	28	160	19	1.077	0.015	0.119	0.286	085/32	13/07	316/44	15/08	259/21	063/68
Bz16c	28	139	32	1.052	0.005	0.790	0.101	084/43	14/06	310/36	08/06	259/21	063/68
La Tejera outcrop (N:37,537411°, W: 2,795047°)													
Bz15	36	164	28	1.061	0.012	0.149	0.430	102/05	10/08	265/85	13/10	000/90	–
Bz14	34	173	13	1.061	0.008	0.743	0.106	032/86	22/12	268/01	12/07	277/12	077/75
Bz13	17	171	26	1.056	0.008	0.465	0.207	119/24	11/06	274/64	15/08	292/46	105/41
Piedras rodadas outcrop (N:37,478791°, W: 2,783454°)													
Bz7	48	57	10	1.070	0.032	0.210	0.350	223/59	06/03	316/02	47/03	000/90	–
Bz6	31	45	4	1.007	0.002	0.076	0.312	048/71	09/07	157/06	30/07	250/50	030/32
Bz5	24	85	14	1.010	0.003	0.215	0.363	089/47	33/07	353/06	15/06	355/74	–
Bz4	25	46	11	1.004	0.002	0.076	0.425	260/70	24/12	144/05	34/12	250/50	030/32
Bz3	8	82	13	1.038	0.010	0.192	0.459	083/80	35/04	350/01	20/04	250/50	030/32
Bz2	7	66	3	1.011	0.003	0.204	0.317	076/10	62/20	183/60	29/20	355/74	–
Bz1	8	61	4	1.009	0.003	0.377	0.487	034/20	27/09	201/69	10/08	355/74	–
Baza fault system - Footwall (N:37,507389°, W: 2,794500° and N:37,503347°, W: 2,787977°)													
Bz11	32	797	117	1.023	0.007	0.454	0.210	248/12	28/08	119/72	12/08	113/80	–
Bz10–1	23	853	106	1.035	0.017	0.049	0.494	251/17	13/05	146/40	12/05	144/80	–
Bz10–2	21	926	109	1.041	0.524	0.011	0.297	266/17	16/05	113/72	09/05	144/80	–
Bz9	16	232	32	1.011	0.003	0.531	0.219	022/00	59/07	115/82	14/06	000/90	–
Bz8	16	429	177	1.007	0.003	0.409	0.326	051/04	46/07	176/83	09/07	000/90	–
El Carrizal trench (N:37,520184°, W: 2,792893°)													
Gr1–4	96	55	26	1.022	0.007	0.689	0.194	349/04	48/13	165/86	15/12	182/61	–
Gr5–7	95	26	17	1.016	0.007	0.264	0.344	009/05	28/14	189/85	31/14	206/77	–
Gr8	17	39	8	1.018	0.490	0.257	0.257	002/20	25/12	185/71	20/07	250/57	–
Gr9	59	86	19	1.022	0.008	0.759	0.156	103/05	51/09	236/84	13/08	214/77	–
Gr10a	51	88	17	1.027	0.014	0.757	0.234	157/03	72/10	274/84	18/10	190/74	–
Gr10b	14	105	9	1.020	0.007	0.715	0.158	090/09	32/13	211/74	14/05	180/77	–
Gr11	10	115	23	1.024	0.004	0.831	0.151	128/17	28/09	261/66	16/09	200/60	–
Gr12	13	119	19	1.016	0.008	0.513	0.490	194/03	36/09	305/83	10/09	196/62	–
Gr13	33	72	27	1.017	0.006	0.674	0.227	234/04	63/12	354/83	13/10	202/66	–
Fault 1	33	93	27	1.014	0.008	0.660	0.265	335/21	36/13	221/46	17/12	234/50	–
Fault 2	43	92	28	1.013	0.005	0.653	0.230	100/15	70/16	218/59	21/14	223/56	–
Fault 3	22	95	23	1.011	0.003	0.631	0.188	130/04	36/14	228/60	21/14	254/47	077/42
Fault 4	24	90	21	1.018	0.007	0.616	0.291	083/32	35/12	257/58	12/08	273/40	–
Fault 5	13	100	20	1.015	0.006	0.691	0.215	350/30	82/11	228/42	13/10	–	–

n, number of samples; Km, average value of magnetic susceptibility (E⁻⁶ SI); Pj, corrected degree of anisotropy; T, shape parameter; e, standard deviation; k_{max}, k_{min}, mean orientations (D/I, declination/inclination); conf. angl., confidence angles; Pole S₀ /F, pole to bedding or to fault in sites collected in hanging and footwall or within fault zone respectively (T/P, trend/plunge); In grey colour, sites collected in hanging or footwall, separated from sites collected within fault zones, in without colouring.

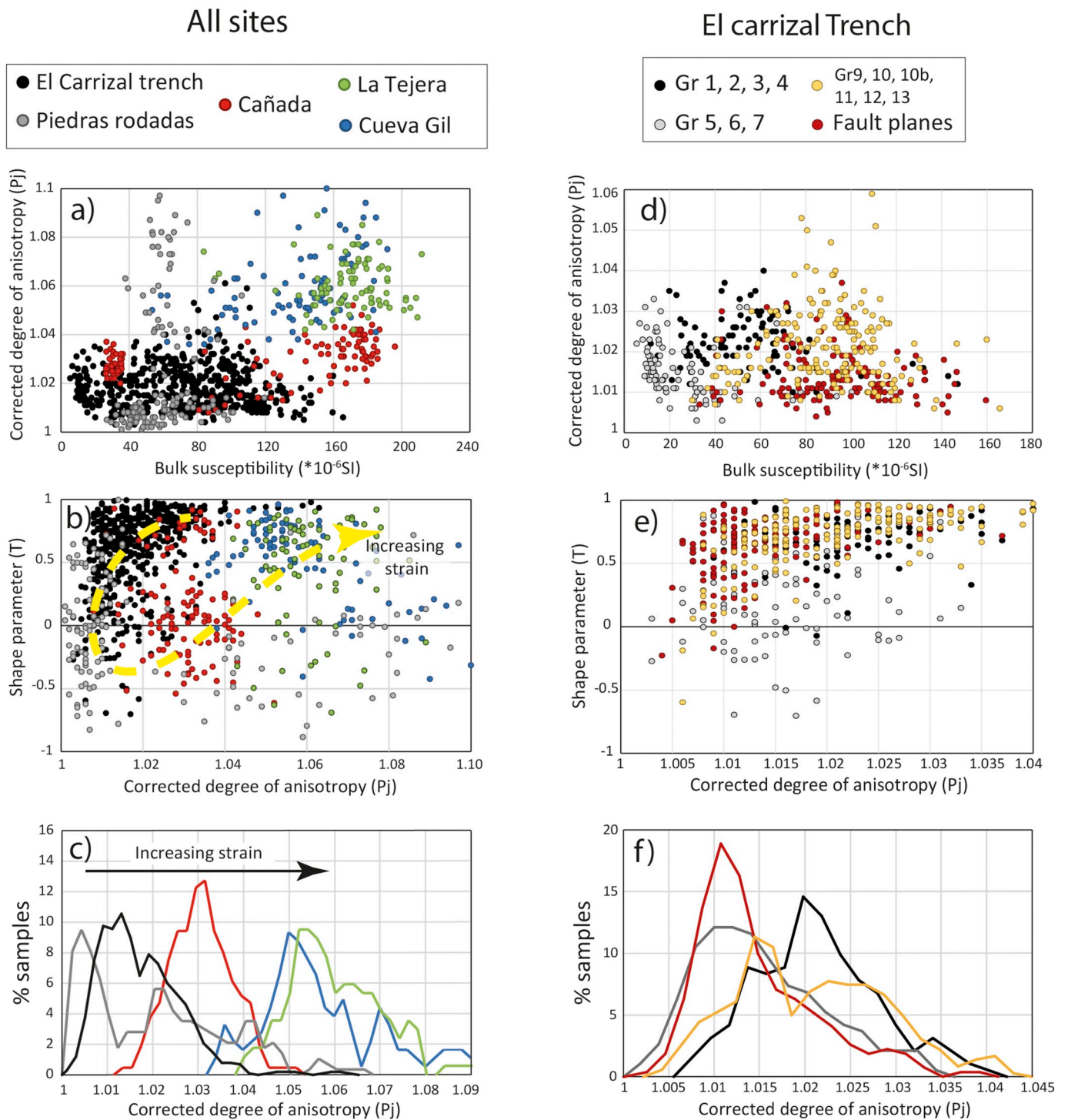


Fig. 7. Diagrams showing the bulk magnetic susceptibility vs. corrected degree of anisotropy (a, d) and the corrected degree of anisotropy vs. shape parameter (b, e) by samples for all sites (a, b) and for the Carrizal trench, separated by lithology and structural criteria (d, e). In c) and f), histograms with the corrected degree of anisotropy vs. % of samples are shown. In b) and c), lines with arrow indicates the evolution of the parameters in function of increasing strain.

distribution with k_{int} axes on the fault plane (Bz19).

In contrast to the Cañada del Gallego outcrop, Cueva Gil and La Tejera outcrops show constant, well-grouped AMS axes both within fault zones and outside the fault zones blocks. All sites collected in fault zones (Bz13, 14, 16a, b, c; Fig. 8b, c) show k_{min} axes perpendicular to the fault planes with slight deviations, especially in the Cueva Gil outcrop (Bz16; Fig. 8b). In the footwall, k_{min} axes are perpendicular to the horizontal bedding plane (Bz15). Attending to the orientation of

magnetic lineations, k_{max} axes are parallel to the dip of N-S trending fault surfaces, consistent with the observed striae/transport direction in all sites. Similarly to the Cañada de Gallego hangingwall, the results from the footwall in La Tejera outcrop show k_{max} axes contained in the bedding plane and showing a horizontal, WNW-ESE trend (Bz15; Fig. 8c). These results indicate the heterogeneous deformation of brittle fault zones and emphasise the need for analysing several sites per outcrop to obtain complete and reliable information.

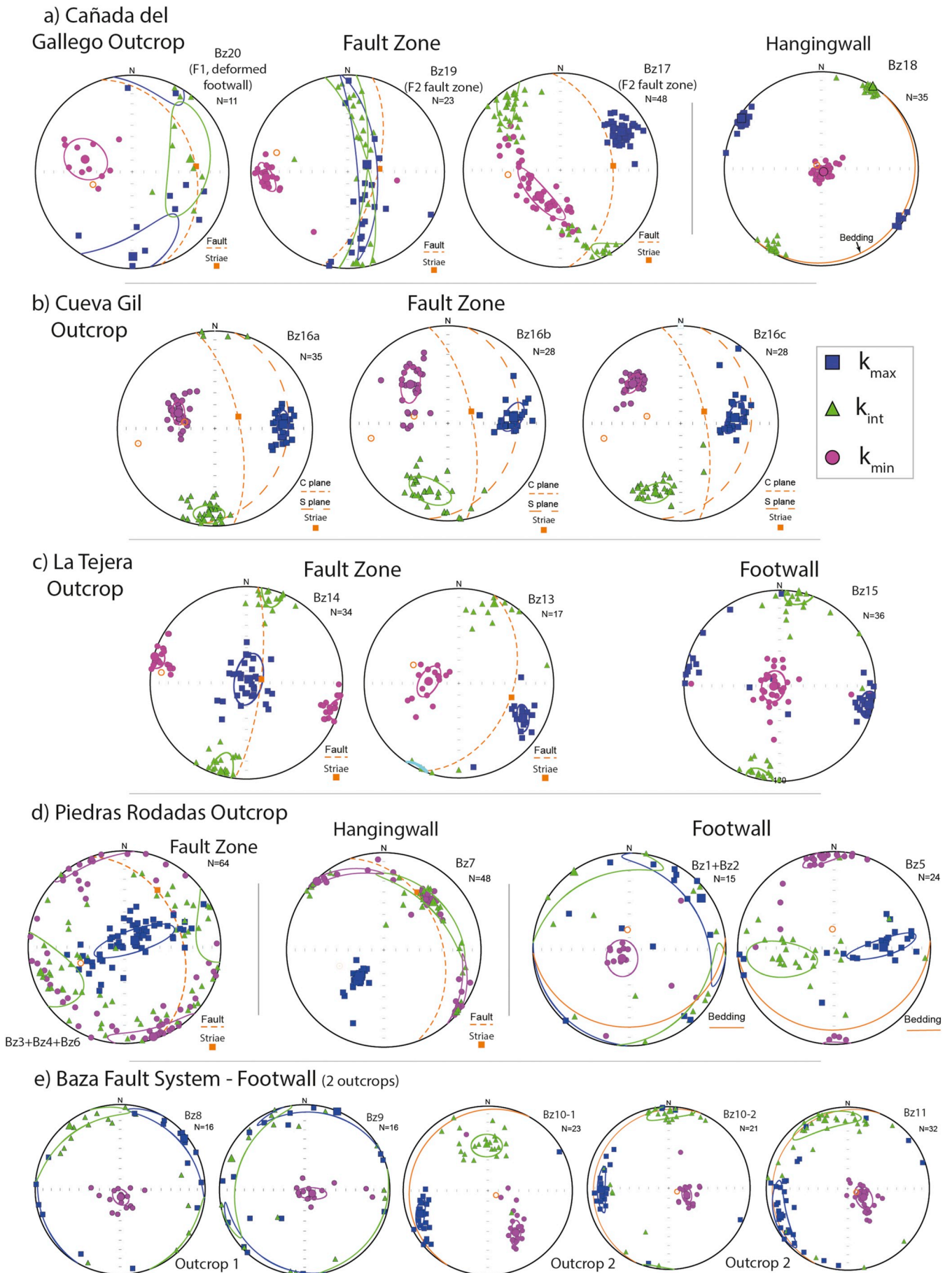


Fig. 8. Equal-area, lower-hemisphere projections of the magnetic ellipsoids for all sites, with the exception of the Carrizal Trench.

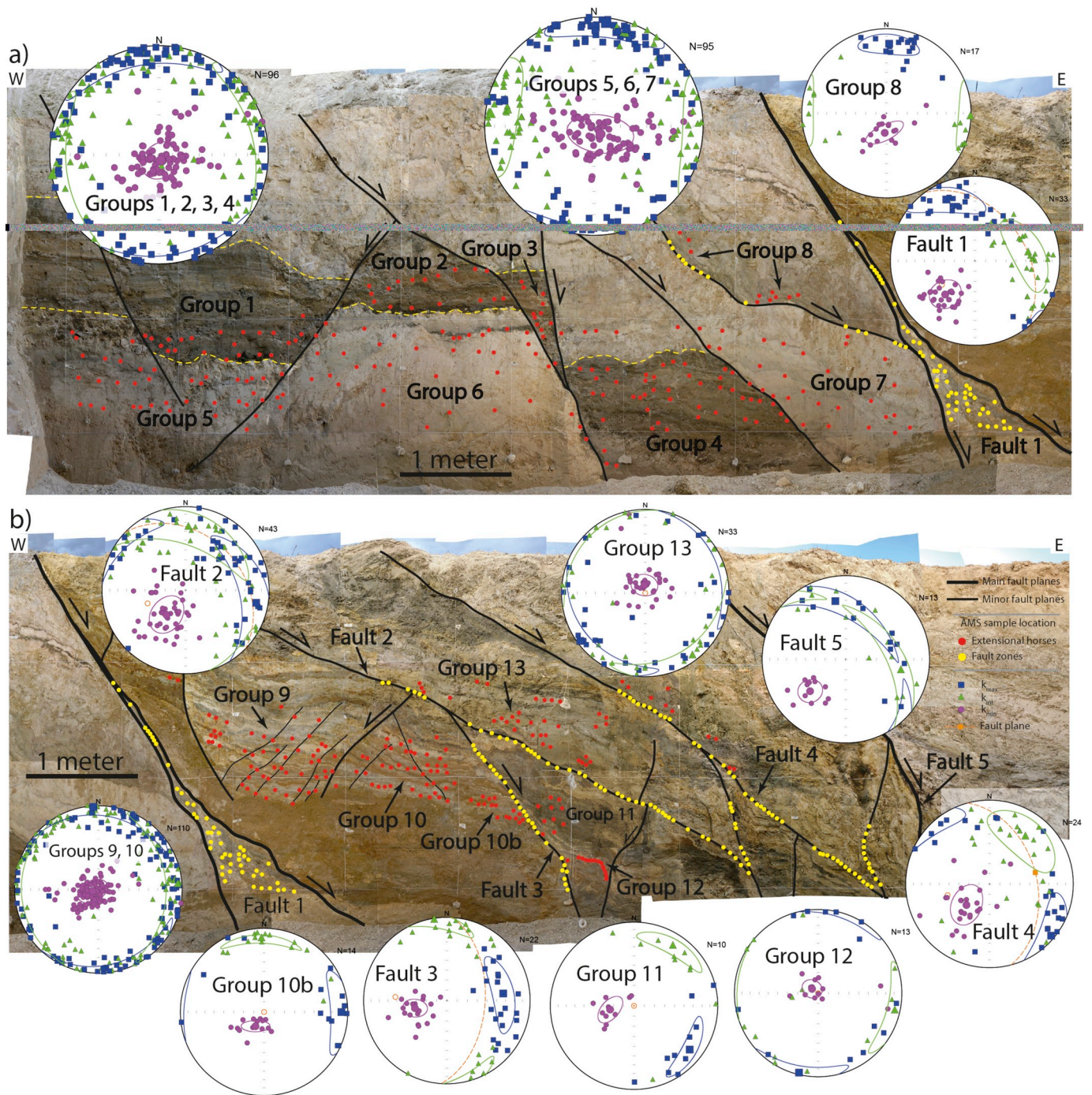


Fig. 9. a) Detailed image of the Carrizal trench footwall and the AMS data obtained, with the main structures and the location of the collected AMS samples and groups. B) AMS data and groups and main structural features for the core of the fault zone of the Carrizal trench. Samples collected in fault zones are indicated by yellow dots, and samples collected within extensional horses are red dots. Lower hemisphere, equal-area projections. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

6.2. Central sector of the Baza Fault; El Carrizal trench

The 523 specimens from El Carrizal trench were firstly classified by lithologies, based on their different magnetic susceptibility and scalar parameter values (Figs. 7d, e; Table 1). In the footwall of the main fault (see location in Figs. 9a, b), the dark clays and sands (Groups 1–4) have relatively high magnetic susceptibility and Pj values (Km: $55 \cdot 10^{-6}$ SI; Pj: 1.022; Fig. 7d and Table 1 for standard deviations), different from the low magnetic susceptibility and Pj values (Km: $26 \cdot 10^{-6}$ SI; Pj: 1.015; Fig. 7d) of white carbonate silts (Groups 5–8). These values also differ from the values of the samples collected in the western main fault

trace (Km: $93 \cdot 10^{-6}$ SI; Pj: 1.015; Fig. 7d), from a cataclastic mixture of carbonate silts from the footwall and dark clays from the hangingwall (Fault 1 in Fig. 9b). On the other hand, the samples from the fault zone (Fig. 9b) show a homogeneous lithology (light brown sand and clays), and specimens were grouped based on their location in the different horses (Gr 9, 10, 10b, 11, 12 and 13), which are delimited by the main fault surfaces. Bulk susceptibility values of these samples ($90 \cdot 10^{-6}$ SI) are similar to the ones obtained in samples from the main fault (Fault 1) and minor fault traces (Fault 2, 3, 4, 5) but Pj values are higher (1.022; Figs. 7d, e, f). See Table 1 and for scalar parameters in faults 2, 3, 4, 5.

Groups 1 to 4 (Fig. 9a) are characterized by oblate ellipsoids with a

strong clustering of k_{\min} axes perpendicular to the NNE-dipping bedding planes and a girdle distribution of k_{\max} and k_{int} axes within the bedding plane (typical sedimentary fabric), although a weaker clustering of k_{\max} axes with a N orientation can be observed. Groups 5 to 7 and group 8 (Fig. 9a) show triaxial ellipsoids, with a weaker dispersion of k_{\min} and k_{\max} axes showing a clear N-S trend, close to the dip of the bedding (subhorizontal in Fig. 9a since AMS data were restored to horizontal bedding).

Samples collected from Fault 1 show k_{\min} axes perpendicular to the fault plane and magnetic lineations tend to be slightly scattered, but parallel, to the strike of the N-S fault plane (Fig. 9a). Within the fault zone, the samples collected from individual fault planes (Fig. 9b) show k_{\min} axes perpendicular to the fault plane, whereas k_{\max} axes show different patterns: i) girdle distribution with k_{int} axes on the planes of faults 2 and 5; ii) parallel to fault strike, although slightly scattered, in the NW-SE fault 4 and iii) dip-parallel in the N-S fault 3, which is in agreement with the E-W-trending magnetic lineation observed in its footwall (Gr10b).

All the horses within the fault zone (Gr 9–13, Fig. 9b) are characterized by oblate ellipsoids with stronger clustering for k_{\min} than for k_{\max} axes. The k_{\min} axes cluster around the poles of the bedding planes. In general, k_{\max} axes are scattered, together with k_{int} axes, within the bedding planes (Gr 9, 10, 12 and 13), and only in two groups k_{\max} axes are well-grouped: i) Gr10b shows magnetic lineations in a E-W trend and ii) Gr11 shows magnetic lineation with a NW-SE trend.

Taking into account that k_{\max} axes show in general a girdle distribution within the horses, which is the typical situation of an undisturbed sedimentary fabric, specimens were secondly classified based on the distance from main fault planes in order to investigate its influence in the orientation of the magnetic lineation (Fig. 10). We arbitrarily chose this distance according to sampling density and lithon size. Samples from Gr1–4 (light brown clay) collected at < 10 cm from fault planes show a better clustering (k_{\max} conf. ang.: 22/10) of the magnetic lineation in a N-S direction, whereas samples collected farther from the fault show a girdle distribution of k_{\max} and k_{int} axes (k_{\max} conf. Ang.: 69/14). The clustering of the magnetic lineation is also observed in Gr9 or Gr13 (fault zone) among the specimens collected at < 5 cm from minor fault planes (Fig. 10), showing a well-clustered N-S or NE-SW magnetic lineation, respectively. In Gr5–7 (white carbonate silts), where N-S magnetic lineations were previously observed, k_{\max} axes remain in this direction in the samples collected closer than 10 cm to fault planes. Finally, other groups (i.e. Gr10) do not show any change in the magnetic lineation as a function of distance (Fig. 10). Looking at K_m , P_j or T values of the two groups of samples collected close to or far from fault planes (Fig. 10), it is clear that scalar values show no significant change, even when there are changes in the clustering of the magnetic lineation between the two groups.

6.3. Southern sector of the Baza Fault; Piedras Rodadas outcrop

In this outcrop, bulk susceptibility values per site range between 45 and $85 \cdot 10^{-6}$ SI, and P_j values show large variations, ranging between 1.007 and 1.070 (Figs. 7a, b and Table 1). AMS ellipsoids are characterized by oblate and prolate-triaxial distributions in the footwall and the fault zone-hangingwall, respectively (Fig. 8d). Within the footwall, k_{\min} axes are perpendicular to bedding planes in Bz1 and Bz2 and they are contained within them in Bz5, where k_{\min} axes show a horizontal N-S trend. In these sites, k_{\max} axes orientation is not well defined, being scattered within the bedding planes in Bz1 and Bz2 or with a E-plunging trend in Bz5. Attending to the fault zone, prolate ellipsoids were obtained in the three collected sites (Bz3, 4, 6), with vertical disposition of k_{\max} axes and girdle distribution of k_{\min} and k_{int} axes, which is not consistent with the orientation of fault or bedding planes. In the hangingwall, where bedding plane remains horizontal and apparently

undisturbed, k_{\max} axes fit with the pole of the fault plane, and k_{\min} axes show two clusters that fit either with the strike or the dip of the fault plane.

6.4. Footwall of the Baza fault system

In all sites sampled in the footwall of the Baza fault system (Fig. 8e), k_{\min} axes are perpendicular to bedding planes. In four sites, k_{\max} axes are clearly grouped on the bedding planes and parallel to the regional ENE-WSW extension direction (Bz10a, Bz10b and Bz11) or to a NE direction (Bz8). The other site shows a sedimentary fabric with girdle distribution of k_{\max} and k_{int} axes on the horizontal bedding plane (Bz9).

7. Discussion

7.1. Kinematics of the Baza fault from the structural and AMS study

The combination of structural and AMS studies presented in this work highlights that the kinematics and fault zone architecture of normal fault zones strongly depends on the degree of segmentation and the type of linkage between fault segments. Particularly, in the Baza fault system, our results show two different sectors; the northern sector (Cañada del Gallego, Cueva Gil and La Tejera outcrops) and the central and southern sectors (El Carrizal trench and Piedras Rodadas outcrops) each having lower and higher degree of fault segmentation, respectively (Fig. 11).

In the northern sector, where the fault system shows a low degree of segmentation, structural and AMS analyses indicate pure, normal displacement for all studied fault splays, based on the predominance of magnetic lineations parallel to the dip-plunging striae and to the transport direction inferred from normal SC structures (Figs. 3, 4a and Figs. 8a, b, c). The dip-slip, top-to-the E displacement is compatible with the ENE-WSW regional extension direction (Galindo-Zaldívar et al., 1999; Sanz de Galdeano and López-Garrido, 1999; Marín-Lechado et al., 2005). Attending to fault zone architecture, the absence of oblique fault planes within fault zones and fault-parallel drag folds in footwalls and hangingwalls lead us to interpret these outcrops located in the northern sector as isolated faults lacking relay ramps or transfer zones (Fig. 11). When comparing the qualitatively higher displacement of the two fault splays exposed in the northernmost Cañada del Gallego outcrop with the single fault splays observed in the Cueva Gil and Tejera outcrops, we also see a correlation with the width of the sheared zones, being 50 m and 1 m thick, respectively. The high variability of magnetic lineation orientation in the Cañada del Gallego outcrop suggests that deformation is more heterogeneously distributed within wider fault zones than in narrower ones, where strain is strongly localized and magnetic lineation is in all cases parallel to the transport direction (i.e. the Cueva Gil and Tejera outcrops), in spite of their lower displacement.

In the central sector of the Baza fault system, in the Carrizal outcrop, structural and AMS analysis indicate that the kinematics and architecture of the deformed zone in the Carrizal outcrop (central sector) keep significant similarities with relay ramps described in previous works: i) relay ramps usually show oblique structures transferring the displacement between splays, including minor strike-slip components (e.g. Larsen, 1988; Peacock and Sanderson, 1991, 1994; Giba et al., 2012; Rotevatn et al., 2009; Fossen et al., 2010; Fossen and Rotevatn, 2016; Fig. 4b); ii) faults showing displacements along the dip direction of the ramp are frequent in case of breached relay ramps (see Fig. 8c, d in Ferrill and Morris, 2001; see also Trudgill and Cartwright, 1994; Rotevatn et al., 2007; Fig. 5d, e, h, g), and iii) bedding dip is oblique or parallel to the fault cut-offs (Ferrill and Morris, 2001; Fossen and Rotevatn, 2016 and references therein; Fig. 4b). All these structural patterns were recognized in the Carrizal trench through structural and

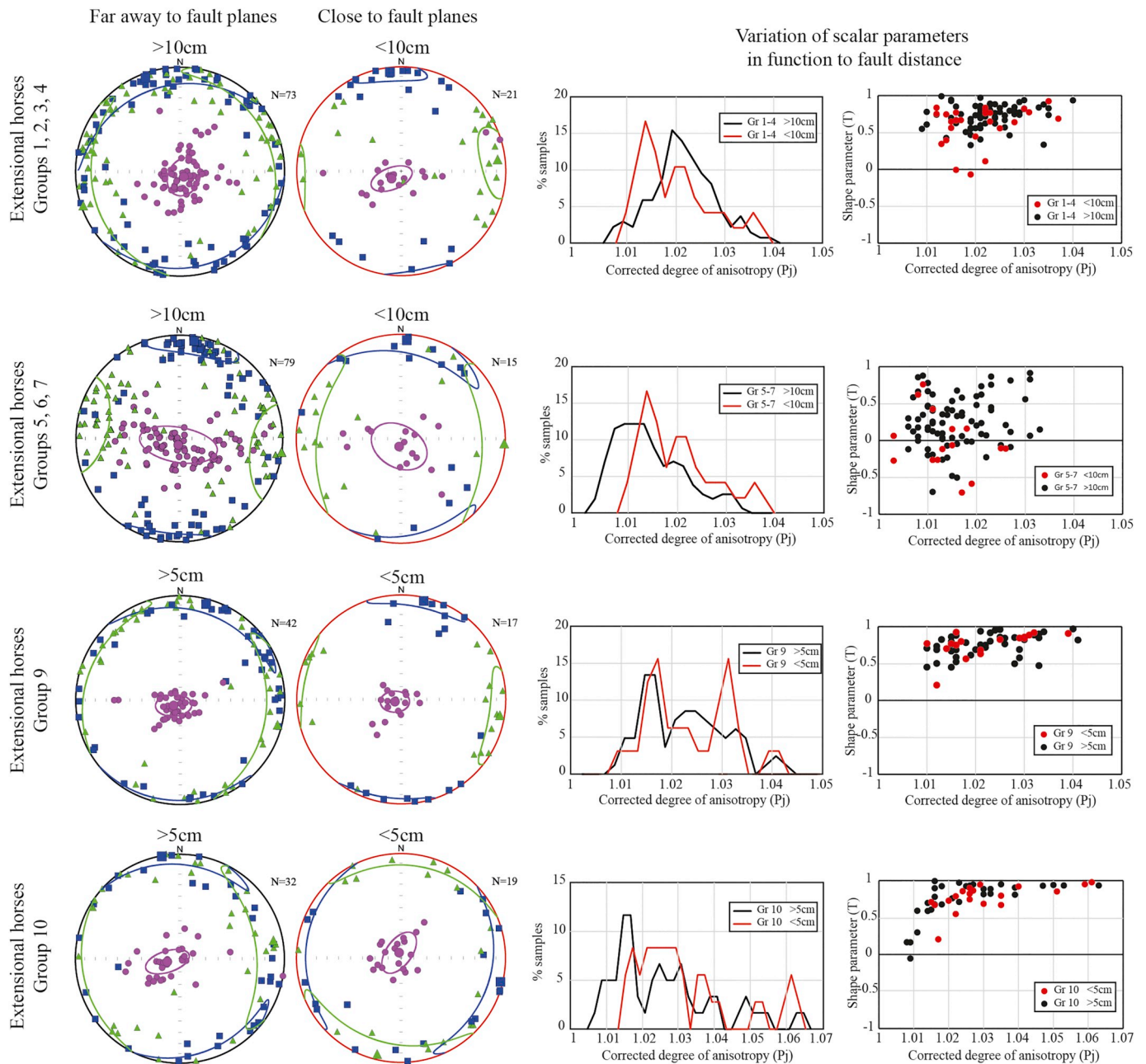


Fig. 10. Second classification of the samples collected in the Carrizal trench as a function of the distance to fault planes. Histograms show the corrected degree of anisotropy vs. % of samples and diagrams show the corrected degree of anisotropy vs. shape parameter as a function of the distance to fault planes.

microstructural observations, and therefore, the deformed zone limited by the two main fault splays (fault zone in Fig. 5a) is interpreted as a transfer zone or relay ramp (Fig. 11).

The results obtained from AMS and from paleostress analysis also point to interpret this outcrop as a relay ramp. Local stress perturbations within relay ramps are widely documented, including an increase of the Coulomb stress close to fault tips (e.g. Willemse, 1997; Crider and Pollard, 1998; Gupta and Scholz, 2000; Finzi and Langer, 2012) and a change in the extension direction from fault-perpendicular to oblique or parallel to the strike of the splays within the relay ramp (e.g. Peacock and Sanderson, 1994; Ferrill and Morris, 2001). In lithons showing clustered magnetic lineations (k_{max} axes) in the Carrizal trench, they are parallel to the strike of the fault splays, suggesting that a N-S, local extension direction could control their development. Furthermore, paleostress analysis also point to a fault-parallel local extension direction within the fault zone (NNE, approaching the perpendicular to the

regional, ENE-WSW extension direction). These results indicate that: i) stress deflections within relay ramps entail changes in the strain ellipsoid with an elongation of the petrofabric elements parallel to the dip of the ramp, and ii) the usefulness of the AMS method to identify petrofabric variations in low-strained rocks in extensional contexts, particularly in relay zones.

In the southernmost studied sector, Piedras Rodadas outcrop, the Baza fault system is segmented into several fault splays showing complex links between them. Kinematic indicators show that the displacement of the studied splay is not compatible with a pure normal, dip-slip movement as it occurs in the Carrizal trench. Bedding planes in the footwall and hangingwall remain horizontal and no oblique structures that could be interpreted as transfer structures within relay ramps have been observed. Unfortunately, AMS data are difficult to interpret since there is no clear correlation between the orientation of deformational structures and magnetic axes orientations. Therefore, this outcrop can

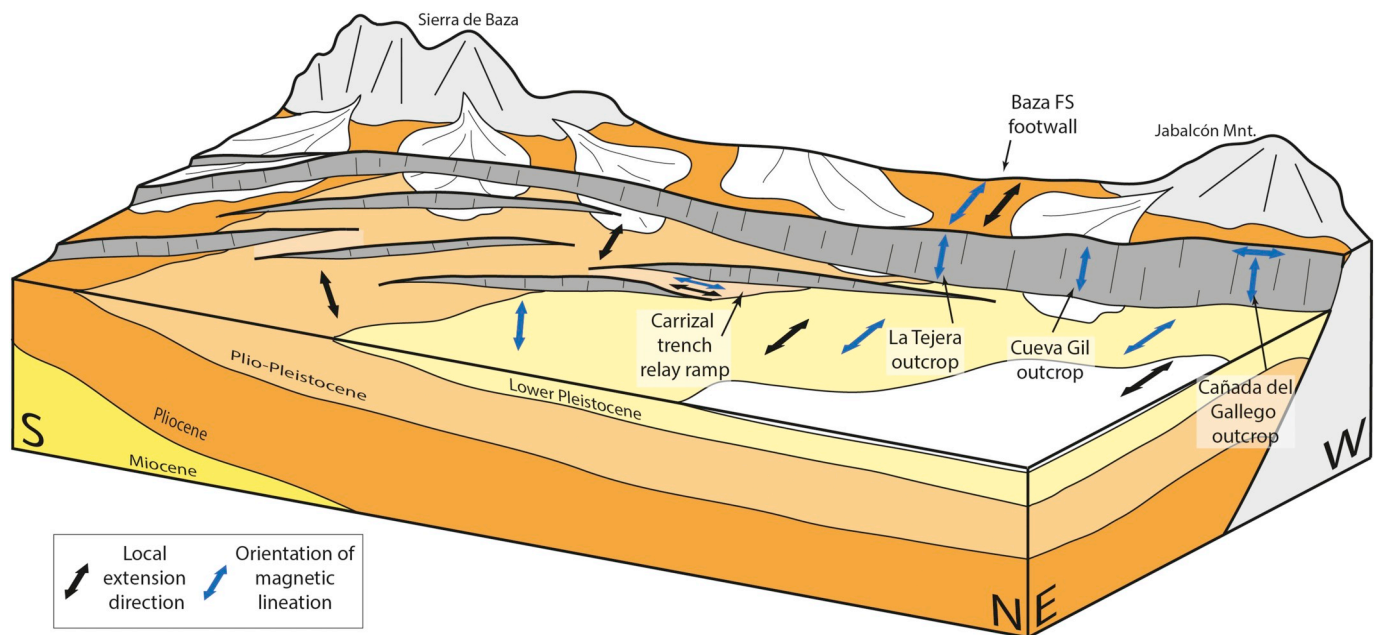


Fig. 11. Sketch of the Baza fault system, evidencing the different degree of segmentation of the structure, the AMS results and their interpretation. Double-arrows indicate the local extension direction (black) and the orientation of magnetic lineation (blue). Not to scale. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

be interpreted either as relay ramp or as isolated splay.

Our data confirm that the Baza fault system represents a strongly-segmented, large, normal fault as stated by previous works (Alfaro et al., 2008; García-Tortosa et al., 2008, 2011) validating the use of the selected methodology (combination of structural and AMS studies) to successfully analyse them. Our results also point to the high sensitivity of AMS data to detect different degrees of linkage and different fault zone architectures: fault zones related to an isolated fault vs. relay ramps between different fault strands (Fig. 11).

7.2. Development of magnetic fabrics in the Baza Fault: a test for the application of AMS to extensional contexts

In extensional settings, where the development of the magnetic fabric is not masked by subsequent compressional stage, it is crucial to define the transition from a sedimentary fabric to tectonic fabric, either extension- or sheared-related fabric. In simpler extensional scenarios, magnetic lineations, defined by the common axis of differently oriented basal planes of phyllosilicates, are parallel to the extension direction (Cifelli et al., 2005 and references therein). However, in complex settings, as the fault system studied here, different magnetic ellipsoid orientations can be observed in relation to the tectonic overprint. Accordingly, magnetic fabrics evolve from sedimentary (no clustering of magnetic lineation) in low-strained extensional horizons (i.e. Carrizal trench), to tectonic (clustered magnetic lineation parallel to extension direction), close to fault planes (i.e. Carrizal trench and fault blocks in the northern outcrops), and finally to magnetic lineations conditioned by shear processes within fault zones (i.e. northern outcrops). Furthermore, the Pj vs T diagram (Fig. 7b) reflect this different tectonic overprint, showing the classical evolution previously described in compressional settings (e.g. Parés and van der Pluijm, 2004, 2014; Debacker et al., 2004, 2009; Pueyo Anchuela et al., 2012). This means a transition from sedimentary to shear-related fabrics: in Piedras Rodadas and El Carrizal trench, where sedimentary and extension-related magnetic fabrics are predominant, Pj and T values are significantly lower than in the northern outcrops, where shear-related fabrics are associated with higher Pj and T (Figs. 7b, c).

7.2.1. Development of clustered magnetic lineations in weak deformed sediments

If we consider the clustering of the magnetic lineations in extensional-related fabrics observed within the horses in the Carrizal trench (Fig. 12a), two factors seem to control their development: i) the rheology of the different lithologies and ii) the distance to fault planes. Materials containing a significant sandy fraction (Gr1–4 in the footwall and Gr9–13 in the fault zone) show fabrics whose k_{\max} axes show a girdle distribution on the bedding plane, whereas white carbonate silts (Gr5–8) develop well clustered, N-S oriented k_{\max} axes (Fig. 9). Considering that strain is similar within each horse and that ferromagnetic minerals are not contributing critically to the RT-AMS (k-T analysis and LT-AMS indicate paramagnetic dominance), the scattering in the magnetic lineation can be related to the presence of coarser, sandy fractions, since they can inhibit the development of the intergrain folding or kinking of phyllosilicates, which is the responsible of the development of k_{\max} axes parallel to stretching direction (as shown in Cifelli et al., 2005). Medina-Cascales et al. (2019) also point the different role in strain development of clay and sandy levels in the Carrizal trench, prone to develop ductile and brittle deformation style, respectively. In addition, a direct relationship between distance to fault planes and clustering of magnetic lineations can be inferred in the Carrizal trench. The clustering of the magnetic lineations near fault planes in several AMS groups (Fig. 10) suggests that strain localises at a distance of around ≈ 10 cm and that fault slip is one of the factors that controls the development of clustered magnetic lineations in non-consolidated, weakly-deformed sediments. This strain localization is probably enhanced by clay injections and smears in the surrounding areas to fault planes (Medina-Cascales et al., 2019). Furthermore, sites collected in the footwall or hangingwall in La Tejera and Cañada del Gallego are at 2 and 4 m, respectively, from the fault planes, and they also show clustered magnetic lineations, therefore influenced by nearby faults (Fig. 8a, c). In the Carrizal trench, the clustering of magnetic lineation does not imply a systematic, distinguishable change in Pj or T values (Figs. 10, 11), indicating that the intergranular folding or kinking responsible for the change in orientation change only produced a weak perturbation in petrofabric elements inherited from sedimentation.

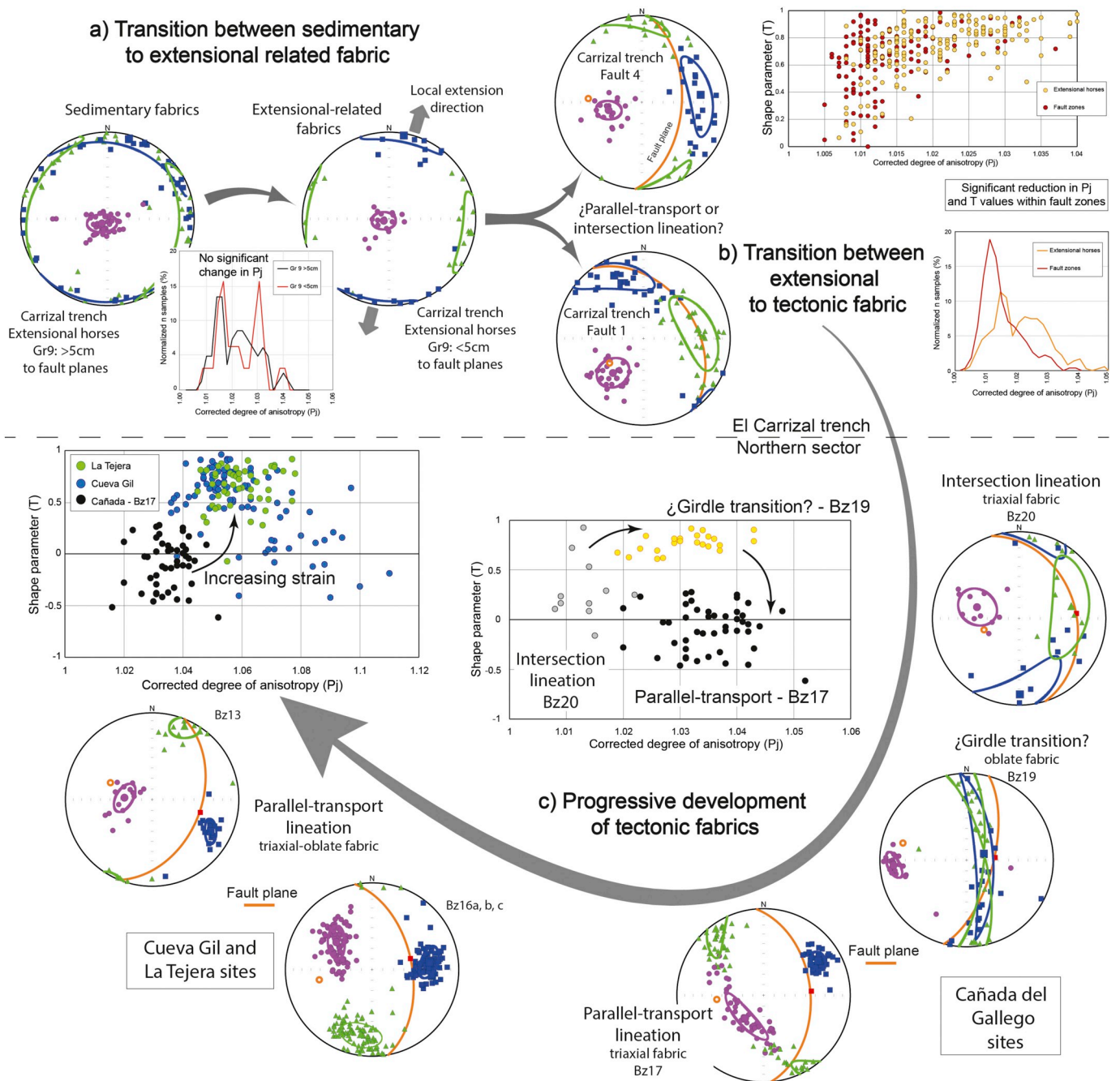


Fig. 12. Evolutionary model from sedimentary to shear-related magnetic fabrics in the Baza fault. a) Transition from sedimentary to extension-related fabrics controlled by lithology and structural criteria. b) Transition from extensional fabric entails strong variability of the magnetic lineation orientation and a noticeable reduction on the Pj and T values. c) Progressive development of shear-related fabrics defines constant, magnetic lineation parallel to transport direction instead of the combination of parallel and perpendicular magnetic lineations, accompanied by an increase of Pj and T values.

7.2.2. Magnetic lineations conditioned by shear processes

The results obtained in the Baza fault indicate that shear-related deformation induces the rotation of the basal plane of phyllosilicates within fault rocks (Fig. 3c, d and Fig. 5f), and consequently k_{min} axes change from perpendicular to bedding plane (depositional pattern) to perpendicular to fault planes (tectonic pattern). In the Carrizal trench, this change is translated into a noticeable decrease of Pj and T values in comparison with the ones obtained in the surrounding, extensional horses (Fig. 7e, f and Fig. 12b). This indicates that the superimposition of different anisotropy ellipsoids (linked to bedding, fault or incipient foliation planes) entails a reduction in the ordering of the petrofabric elements in the early stages of shearing (Marcén et al., 2018b). Attending to the orientation of the magnetic lineation, a strong variability

is observed when deformational structures are incipient and kinematic indicators are scarce (i.e. Faults 1–5 in the Carrizal trench; Fig. 5f), making difficult their straightforward interpretation. Fortunately, the northern outcrops (i.e. Cañada del Gallego, Cueva Gil and La Tejera) show clear kinematic indicators (Fig. 3a-f; Fig. 4a) and therefore magnetic intersection lineations and parallel-transport lineations are distinguishable (Fig. 12c). In the Cañada del Gallego outcrop, a correlation exist between strain and these different orientations: weakly deformed rocks in the footwall of fault A (Bz20 site; Fig. 3b) provide intersection lineations and lower Pj values than strongly sheared rocks in fault B (Bz17 site), where a transport-parallel magnetic lineation is observed (Fig. 12c). Between both sites (close to fault B), magnetic lineation shows a girdle distribution, intermediate Pj and higher T

values (Bz19 site; Fig. 12c) that can be interpreted as an oblate ellipsoid between the two elongated end-members. Following this interpretation, we can assume that the bulk finite strain is the direct responsible for the different magnetic lineation orientations in the Baza fault. Ferromagnetic contribution defining parallel-transport magnetic lineations (Oliva-Urcia et al., 2009; Casas-Sainz et al., 2017; Román-Berdiel et al., 2018) is non-significant. Finally, Cueva Gil and La Tejera outcrops show narrow fault zones where strain is strongly concentrated and deformational structures are better developed than in Cañada del Gallego. Consistently with the hypothesis that strain controls magnetic lineations orientation in the Baza Fault, all sites show triaxial ellipsoid having k_{\max} axes parallel to the transport direction and higher P_j and T values than the ones observed in the Cañada del Gallego site (Fig. 12c).

8. Conclusions

In this work, five outcrops were analysed to determine the kinematics and architecture of the Baza fault system, a seismogenic structure of the Betic Cordillera, through a combination of structural and AMS analyses. The results obtained indicate the presence of a strongly-segmented, large-scale, normal fault system whose kinematics and architecture depend on the linkage between adjacent splays. In the case of isolated faults, their kinematics is compatible with a normal displacement, based on a predominance of magnetic lineations (k_{\max} axes) parallel to the top-to-the E, dip-slip transport direction. Deformational patterns (SC structures and striae) and microstructural observations, also agree with the ENE-WSW regional extension. Conversely, linking segments developed relay ramps and oblique structures. In these cases, kinematic indicators suggest transference of displacements between adjacent splays conforming the relay zone. A local extension direction nearly parallel to the dip direction of the ramp is obtained from paleostress analysis and tracked by magnetic lineations.

From the methodological point of view, the detailed study of the Carrizal trench (523 samples), has been crucial to obtain clues about the transition from sedimentary to extension- and shear-related fabrics within normal fault zones. Lithology and distance to fault planes are the two main factors that control the development of clustered magnetic lineations in extension-related magnetic fabrics. The transition from sedimentary to shear-related fabrics is connected to the rotation of basal planes of phyllosilicates from parallel-to-bedding to parallel-to-fault-planes, a process that entails a noticeable decrease in the P_j and T values of the shear-related samples, and the coexistence of magnetic lineations parallel and perpendicular to the transport direction. The development of each type of magnetic lineation, parallel or perpendicular, is directly related to the higher or lower, respectively, amount of shear, which is strongly dependent on the localisation of shear strain in narrow fault zones, rather than on the total displacement of the fault.

Acknowledgements

Pedro Alfaro and Iván Medina are thanked for their comments and suggestions on the article. The authors acknowledge the careful revisions from Daniel Pastor Galán and an anonymous reviewer. Authors are grateful to the Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI (Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros and Servicio de Líquidos Criogénicos) of the University of Zaragoza. Financial support was granted by research project CGL2013-42670-P and BES-2014-070167 (pre-doctoral grant to M. Marcén) of the MINECO (Ministerio de Economía y Competitividad of Spain).

References

Agustí, J., 1996. Synthèse biostratigraphique du Plio-Pléistocène de Guadix-Baza (Province de Granada, Sud-Est de l'Espagne). *Geobios* 19, 505–510.
 Agustí, J., Oms, O., Garcés, M., Parés, J.M., 1997. Calibration of the late Pliocene-early Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza basin (southeastern

Spain). *Quat. Int.* 40, 93–100.
 Alfaro, P., Delgado, J., Galdeano, C.S., Galindo-Zaldívar, J., García-Tortosa, F.J., López-Garrido, A.C., López-Casado, C., Marín-Lechado, C., Gil, A., Borque, M.J., 2008. The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (South Spain). *Int. J. Earth Sci.* 97, 1353–1365. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0213-z>.
 Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortosa, F.J., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., López-Garrido, Á.C., 2010. The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). *Terra Nov* 22, 172–179. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00930.x>.
 Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, England, pp. 289.
 Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France* 19 (7), 1309–1318.
 Aubourg, C., Rochette, P., Bergmüller, F., 1995. Composite magnetic fabric in weakly deformed black shales. *Phys. Earth Planet. Inter.* 87, 267–278. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)02962-B](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)02962-B).
 Biedermann, A.R., Bender Koch, C., Lorenz, W.E.A., Hirt, A.M., 2014. Low-temperature magnetic anisotropy in micas and chlorite. *Tectonophysics* 629, 63–74. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.015>.
 Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Rev* 42, 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X).
 Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>.
 Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* 77, 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7).
 Braun, D., Weinberger, R., Eyal, Y., Feinstein, S., Harlavan, Y., Levi, T., 2015. Distinctive diamagnetic fabrics in dolostones evolved at fault cores, the Dead Sea Transform. *J. Struct. Geol.* 77, 11–26. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.007>.
 Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalain, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros-Demanda thrust (North Spain). *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1349-5>. Springer Berlin Heidelberg.
 Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, Ó., Anson, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics* 730, 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.013>.
 Castro, J., Martín-Rojas, I., Medina-Cascales, I., García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Insua-Arévalo, J.M., 2018. Active faulting in the central Betic Cordillera (Spain): Palaeoseismological constraint of the surface-rupturing history of the Baza Fault (Central Betic Cordillera, Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 736, 15–30. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.010>.
 Célerier, B., 2011. FSA: Fault and Stress Analysis Software, Version 33.6. <http://www.bcelerier.univ-montp2.fr/>.
 Chadima, M., Hrouda, F., 2009. Cureval 8.0: Thermomagnetic Curve Browser for Windows. Agico, Inc.
 Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy Data Browser for Windows. Agico, Inc.
 Childs, C., Watterson, J., Walsh, J.J., 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. *J. Geol. Soc. Lond.* 152, 535–549. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.3.0535>.
 Childs, C., Manzocchi, T., Nicol, A., Walsh, J.J., Soden, A.M., Conneally, J.C., Delogkos, E., 2016. The relationship between normal drag, relay ramp aspect ratio and fault zone structure. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 439, 355–372. <https://doi.org/10.1144/SP439.16>.
 Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Hirt, A.M., Hansen, A., 2005. The origin of tectonic lineation in extensional basins: combined neutron texture and magnetic analyses on “undeformed” clays. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 62–78. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.042>.
 Cowie, P.A., 1998. A healing–reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *J. Struct. Geol.* 20, 1075–1087. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00034-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00034-0).
 Crider, J.G., Pollard, D.D., 1998. Fault linkage: three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *J. Geophys. Res. Solid.* 103, 24373–24391. <https://doi.org/10.1029/98JB01353>.
 Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 77–107. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.238.01.08>.
 Debacker, T.N., Hirt, A.M., Sintubin, M., Robion, P., 2009. Differences between magnetic and mineral fabrics in low-grade, cleaved siliciclastic pelites: a case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium). *Tectonophysics* 466, 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.039>.
 Etchecopar, A., 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche matémétique). Unpublished Ph.D. Thesis. USTL Montpellier.
 Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignières, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.* 3, 51–65. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90056-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90056-0).
 Ferrill, D.A., Morris, A.P., 2001. Displacement gradient and deformation in normal fault

- systems. *J. Struct. Geol.* 23, 619–638. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00139-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00139-5).
- Finzi, Y., Langer, S., 2012. Damage in step-overs may enable large cascading earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL052436>.
- Fossen, H., Rotevatn, A., 2016. Fault linkage and relay structures in extensional settings—a review. *Earth-Science Rev.* 154, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Rundhøvd, E., Rotevatn, A., Buckley, S.J., 2010. Fault linkage and graben stepovers in the Canyonlands (Utah) and the North Sea Viking Graben, with implications for hydrocarbon migration and accumulation. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 94, 597–613. <https://doi.org/10.1306/10130909088>.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F., Torcal, F., 1999. Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, 686–702. <https://doi.org/10.1029/1999TC900016>.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Pérez-Lorente, F., 2013. Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: Insights from early compactional structures. *Geophys. J. Int.* 194, 182–199. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt098>.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Hirt, A.M., 2014. Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *J. Struct. Geol.* 66, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.013>.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopena, a., Hirt, A.M., Mattei, M., 2015. Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics* 651–652, 216–231. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.023>.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Izquierdo-Llavall, E., Soto, R., Calvín, P., Moussaid, B., Ouardi, H. El, Kullberg, J.C., Villalán, J.J., 2018. Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: a review. *Tectonophysics* 745, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.005>.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Gibert, L., López-Garrido, a.C., Sanz de Galdeano, C., Ureña, M., 2008. Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology* 97, 374–391. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.007>.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J., 2011. Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: the Guadix-Baza basin (South Spain). *Geomorphology* 125, 517–529. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.021>.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.* 12, 195–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>.
- Giba, M., Walsh, J.J., Nicol, A., 2012. Segmentation and growth of an obliquely re-activated normal fault. *J. Struct. Geol.* 39, 253–267. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.01.004>.
- Gibert, L., Ortí, F., Rosell, L., 2007. Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sediment. Geol.* 200, 89–116. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.003>.
- Gómez-Paccard, M., Larrasoana, J.C., Giral, S., Roberts, A.P., 2012. First paleomagnetic results of mid- to late Holocene sediments from Lake Issyk-Kul (Kyrgyzstan): Implications for paleosecular variation in central Asia. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13, Q03019. <https://doi.org/10.1029/2011GC004015>.
- Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65, 1257–1258.
- Guerra-Merchán, A., 1992. Origen y relleno sedimentario de la cuenca neógena del corredor del Almanzora y áreas limítrofes (Cordillera Bética). Ph.D. Thesis. Univ. Granada, Spain (237 pp).
- Gupta, A., Scholz, C.H., 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. *J. Struct. Geol.* 22, 865–879. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00011-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00011-0).
- Haberland, C., Gibert, L., Jurado, M.J., Stiller, M., Baumann-Wilke, M., Scott, G., Mertz, D.F., 2017. Architecture and tectono-stratigraphic evolution of the intramontane Baza Basin (Béticos, SE-Spain): Constraints from seismic imaging. *Tectonophysics* 709, 69–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.022>.
- Hrouda, F., 1987. Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. *Tectonophysics* 142, 323–327. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90131-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90131-4).
- Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 77, 237–249. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90101-E](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90101-E).
- Ihmlé, P.F., Hirt, A.M., Lowrie, W., Dietrich, D., 1989. Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1383–1386.
- Issachar, R., Levi, T., Lyakhovskiy, V., Marco, S., Weinberger, R., 2016. Improving the method of low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS) measurements in air. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2940–2950. <https://doi.org/10.1002/2016GC006339>.
- Jackson, J.A., White, N.J., 1989. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *J. Struct. Geol.* 11, 15–36. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90033-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90033-3).
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measures on groups of specimens. *Studia geophysica et geotectonica* 22, 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79 (3–4), 63–67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4).
- Larsen, P.H., 1988. Relay structures in a lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *J. Struct. Geol.* 10, 3–8. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90122-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90122-8).
- Levi, T., Weinberger, R., Marco, S., 2014. Magnetic fabrics induced by dynamic faulting reveal damage zone sizes in soft rocks, Dead Sea basin. *Geophys. J. Int.* 199, 1214–1229. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu300>.
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.a., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics* 307, 51–74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00118-3).
- Machette, M.N., Personius, S.F., Nelson, A.R., Schwartz, D.P., Lund, W.R., 1991. The Wasatch fault zone, Utah: segmentation and history of Holocene earthquakes. *J. Struct. Geol.* 13, 137–149. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90062-N](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90062-N).
- Manighetti, I., Zigone, D., Campillo, M., Cotton, F., 2009. Self-similarity of the largest-scale segmentation of the faults: Implications for earthquake behavior. *Earth Planet. Sci. Lett.* 288, 370–381. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.040>.
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Griera, A., Santanach, P., Pocoví, A., Gil-Imaz, A., Aldega, L., Izquierdo-Llavall, E., 2018a. Multiple movements recorded in a crustal weakness zone in NE Iberia: the Vallès-Penedès Fault revisited. *J. Geodyn.* 121, 96–114. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.003>.
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Aldega, L., 2018b. Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 117, 105–123. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.09.008>.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Serrano, I., Pedrera, A., 2005. Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics* 396, 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.11.001>.
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *J. Struct. Geol.* 12, 973–986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E).
- Martín-Hernández, F., Ferré, E.C., 2007. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: a review. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004340>.
- Mattei, M., Funicello, R., Kissel, C., 1995. Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the Central Apennines, Italy. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 17863–17883. <https://doi.org/10.1029/95JB00864>.
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funicello, R., 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: Relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics* 271, 107–122. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00244-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00244-2).
- Mattei, M., Speranza, F., Argenterii, A., Rossetti, F., Sagnotti, L., Funicello, R., 1999. Extensional tectonics in the Amantea basin (Calabria, Italy): a comparison between structural and magnetic anisotropy data. *Tectonophysics* 307, 33–49. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00117-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00117-1).
- Medina-Cascales, I., Koch, L., Cardozo, N., Martín-Rojas, I., Alfaro, P., García-Tortosa, F.J., 2019. 3D geometry and architecture of a normal fault zone in poorly lithified sediments: a trench study on a strand of the Baza Fault, central Betic Cordillera, South Spain. *J. Struct. Geol.* 121, 25–45. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.02.003>.
- Mertanen, S., Karell, F., 2012. Palaeomagnetic and AMS studies on Satulinnmaki and Koijarvi fault and shear zones. *Geol. Surv. Finland Spec. Pap.* 52, 195–226.
- Oliva-Urcia, B., Larrasoana, J.C., Pueyo, E.L., Gil, A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, a.M., Pueyo, O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west Central Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.* 31, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.11.002>.
- Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L., Osácar, C., 2010a. Tertiary compressional overprint on Aptian-Albian extensional magnetic fabrics, North-Pyrenean Zone. *J. Struct. Geol.* 32, 362–376. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.01.009>.
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalán, J.J., Kodama, K., 2010b. A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on magnetic fabric and brittle structures. *Geophys. J. Int.* 184, 111–130. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04865.x>.
- Oliva-Urcia, B., Rahl, J.M., Schleicher, A.M., Parés, J.M., 2010c. Correlation between the anisotropy of the magnetic susceptibility, strain and X-ray Texture Goniometry in phylites from Crete, Greece. *Tectonophysics* 486, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.013>.
- Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Bógalo, M.F., Osácar, M.C., García-Lasanta, C., 2013. Transition from extensional to compressional magnetic fabrics in the cretaceous Cabuerniga basin (North Spain). *J. Struct. Geol.* 46, 220–234. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.09.001>.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002a. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics* 350, 283–298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1).
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002b. Phyllosilicate fabric characterization by Low-Temperature Anisotropy of Magnetic Susceptibility (LT-AMS). *Geophys. Res. Lett.* 29, 68–74. <https://doi.org/10.1029/2002GL015459>.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2004. Correlating magnetic fabrics with finite strain: comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens. *Geol. Acta* 2, 213–220.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2014. Low-temperature AMS and the quantification of subfabrics in deformed rocks. *Tectonophysics* 629, 55–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.005>.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *J. Struct. Geol.* 13, 721–733. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90033-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90033-F).

- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1994. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 78, 147–165. <https://doi.org/10.1306/BDF9046-1718-11D7-8645000102C1865D>.
- Pegoraro, O., 1972. Application de la microtectonique á un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale). Unpublished Ph.D. Thesis. USTL Montpellier.
- Peña, J.A., 1979. La Depresión de Guadix-Baza: Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno. Ph.D. Thesis. Universidad de Granada, Spain.
- Peña, J.A., 1985. La depresión de Guadix-Baza. *Estud. Geol.* 41, 33–46.
- Pueyo Anchuela, Ó., Gil-Imaz, A., Pocoví, J.A., Lloréns, J.F.I., 2011. Acquisition and blocking of magnetic fabrics in synsedimentary structures, Eocene Pyrenees, Spain. *Geophys. J. Int.* 186, 1015–1028. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05136.x>.
- Pueyo Anchuela, Ó., Gil-Imaz, A., Pocoví, J.A., 2012. Factors affecting the record of strain fabrics at the anisotropy of magnetic susceptibility: West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain). *Tectonophysics* 554–557, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.028>.
- Pueyo-Anchuela, Ó., Pocoví, J.A., Gil-Imaz, A., 2010. Tectonic imprint in magnetic fabrics in foreland basins: a case study from the Ebro Basin, N Spain. *Tectonophysics* 492, 150–163. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.016>.
- Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1994. Separation of Paramagnetic and Ferrimagnetic Susceptibilities Using Low Temperature Magnetic Susceptibilities and Comparison with High Field Methods. vol. 82. pp. 113–123.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.* [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90009-5).
- Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Calvin, P., Villalain, J.J., 2018. On the influence of magnetic mineralogy in the tectonic interpretation of Anisotropy of magnetic Susceptibility in cataclastic fault zones. *Geophys. J. Int.* 216, 1043–1061. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy481>.
- Rotevatn, A., Fossen, H., Hesthammer, J., Aas, T.E., Howell, J.A., 2007. Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 270, 55–71. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.270.01.04>.
- Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J.A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modelling of the Delicate Arch Ramp, Utah. *Pet. Geosci.* 15, 45–58. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-779>.
- Rutter, E.H., Maddock, R.H., Hall, S.H., White, S.H., 1986. Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH* 124, 3–30. <https://doi.org/10.1007/BF00875717>.
- Sagnotti, L., Speranza, F., 1993. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene clayey units of the Sant'Arcangelo basin, southern Italy. *Phys. Earth Planet. Inter.* 77, 165–176. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90096-R](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90096-R).
- Sagnotti, L., Faccenna, C., Fuciniello, R., Mattei, M., 1994. Magnetic fabric and structural setting of Plio-Pleistocene clayey units in an extensional regime: the Tyrrhenian margin of Central Italy. *J. Struct. Geol.* 16, 1243–1257. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90067-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90067-1).
- Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., 1999. Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology* 30, 259–272. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00034-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00034-3).
- Sanz de Galdeano, C., García Tortosa, F.J., Alfaro, P., López Garrido, A.C., Delgado, J., Gibert, L., Peláez, J.A., 2007. El anticlinal de Alfahuara-Botardo (sector de Orce-Huésca, cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). In: Sanz de Galdeano, C. (Ed.), La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes. CSIC-Univ. Granada. Publ. Fac. Ciencias. Granada, pp. 127–139.
- Sanz de Galdeano, C., García-Tortosa, F.J., Peláez, J. a., Alfaro, P., Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., López Casado, C., López Garrido, a. C., Rodríguez-Fernández, J., Ruano, P., 2012. Main active faults in the Granada and Guadix-Baza Basins (Betic Cordillera). *J. Iber. Geol.* 38, 209–223. doi:https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39215.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.* 133, 191–213. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>.
- Sibson, R.H., 2003. Thickness of the seismic slip zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 93, 1169–1178. <https://doi.org/10.1785/0120020061>.
- Soliva, R., Benedicto, A., 2004. A linkage criterion for segmented normal faults. *J. Struct. Geol.* 26, 2251–2267. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.06.008>.
- Solum, J.G., van der Pluijm, B.A., 2009. Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior. *Tectonophysics* 475, 554–562. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>.
- Soria, J.M., Viseras, C., Fernández, J., 1998. Late Miocene–Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geol. Mag.* 135, 565–574.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalain, J.J., Oliva-Urcia, B., 2007. Mesozoic extension in the Basque-Cantabrian basin (N Spain): Contributions from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics* 445, 373–394. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.09.007>.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalain, J.J., Gil-Imaz, A., Fernández-González, G., Del Río, P., Calvo, M., Mochales, T., 2008. Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *J. Geol. Soc. Lond.* 165, 1007–1018. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-163>.
- Soto, R., Larrasoana, J.C., Arlegui, L.E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Simón, J.L., 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *J. Struct. Geol.* 31, 512–522. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.006>.
- Soto, R., Kullberg, J.C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Villalain, J.J., 2012. Switch of Mesozoic extensional tectonic style in the Lusitanian basin (Portugal): Insights from magnetic fabrics. *Tectonophysics* 536–537, 122–135. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.010>.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall (212 pp).
- Trudgill, B., Cartwright, J., 1994. Relay-ramp forms and normal-fault linkages, Canyonlands National Park, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 1143–1157.
- Vera, J.A., 1970. Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.* 91, 429–462.
- Vera, J.A., Rodríguez, J., Guerra-Merchán, A., Viseras, C., 1994. La Cuenca de Guadix-Baza. *Documents et Travaux de l'IGAL* 14, 1–17.
- Vernet, E., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Marcén, M., Osácar, M.C., 2019. Variable Magnetic Fabrics under Heterogeneous Deformation across a Shallow Fault Zone in the Iberian Chain (Monroyo Thrust, N Spain). vol. 45. pp. 111–127. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0090-2>.
- Viseras, C., 1991. Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Ph.D. Thesis. Universidad de Granada, Spain, pp. 1–344.
- Walsh, J.J., Bailey, W.R., Childs, C., Nicol, A., Bonson, C.G., 2003. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. *J. Struct. Geol.* 25, 1251–1262. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00161-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00161-X).
- Willemsse, E.J.M., 1997. Segmented normal faults: correspondence between three-dimensional mechanical models and field data. *J. Geophys. Res.* 1902, 675–692.

8. Discusión

8.1 Fábricas magnéticas y petrofábrica.	235
8.2 Factores que influyen en la orientación del elipsoide magnético.	242
8.3. Conclusiones finales a la discusión.	260

8.1. Fábricas magnéticas como marcador de la petrofábrica en zonas de falla: Interpretación cinemática

Dos factores principales hacen que la interpretación cinemática de las fábricas magnéticas en zonas de falla frágiles sea realmente compleja en determinadas circunstancias. Primeramente, hay toda una serie de cuestiones intrínsecas a las fallas y a las rocas de falla como son: i) los diferentes grados de intensidad de la deformación, ii) procesos de partición de la deformación y del desplazamiento en un mismo afloramiento, iii) petrofábricas y estructuras de deformación variadas y en relación a diferentes condiciones de deformación, iv) presencia de petrofábricas heredadas del protolito o v) mineralogías magnéticas variables, ya sea por cambios litológicos o por neoformación de nuevas fases minerales, por nombrar algunas de las más relevantes. Por otra parte, el hecho de que una falla haya sido reactivada múltiples veces bajo regímenes de esfuerzos distintos hace que la petrofábrica y la interpretación de las fábricas magnéticas estén condicionadas por la presencia de indicadores cinemáticos variables y asociados a eventos de deformación diferentes. Por todo ello, este capítulo de discusión está centrado en la interpretación de las fábricas magnéticas desde un punto de vista metodológico, analizando las diferentes orientaciones observadas y cómo los factores anteriormente mencionados la condicionan.

8.1.1 Análisis de la orientación del k_{\min}

A lo largo de este trabajo ha quedado patente que la petrofábrica de las rocas de falla, especialmente en rocas foliadas, se caracteriza por la presencia de dos o más planos estructurales de anisotropía: planos de cizalla (ya sea C o C') y planos de foliación (S). Las fábricas magnéticas obtenidas en este tipo de rocas surgen por tanto de la contribución de varias poblaciones de granos minerales orientadas anisotrópicamente en planos estructurales diferentes, por lo que reciben el nombre de fábricas compuestas (e.g. Housen et al., 1993; Debacker et al., 2004; 2009; Haerinck et al., 2014, 2015). Los resultados obtenidos en esta tesis indican que, salvo excepciones puntuales, las fábricas magnéticas compuestas son triaxiales, es decir, presentan bien definidos los tres ejes del elipsoide magnético, y que estos tres ejes mimetizan la orientación de los planos estructurales S o C que conforman la roca de falla. El eje corto del elipsoide magnético (k_{\min}) coincide generalmente con la perpendicular a uno de ellos, y que sea perpendicular a uno u otro está en relación a: i) el volumen específico de la roca que representen las diferentes poblaciones de granos minerales orientados y contenidos en dichos planos y fundamentalmente de ii) de la anisotropía magnética de cada población, que depende a su vez de la anisotropía intrínseca de los diferentes minerales que las compongan y del grado de ordenamiento interno de las partículas dentro de cada plano (e.g. Housen y van der Pluijm, 1990; 1991; Debacker et al., 2004; 2009). A modo de ejemplo, Oliva-Urcia et al. (2009) y Pueyo-Anchuela et al. (2012) identifican en rocas sedimentarias de las Sierras Interiores de los Pirineos petrofábricas configuradas por la presencia de planos S_0 y S_1 , con dos sub-fábricas magnéticas diferentes: una paramagnética, con el k_{\min} perpendicular a la S_0 , y otra ferromagnética, con el k_{\min} perpendicular a la S_1 . El hecho de que la orientación de la ASM esté dominada por un comportamiento magnético u otro es reflejo, no sólo del mayor desarrollo de una S_1 que se sobre impone a la S_0 , sino del incremento de la anisotropía magnética de los planos S_1 al crecer en ellos nuevos granos ferromagnéticos con el incremento de la presión y temperatura en las zonas internas de la cadena. En el caso de que las poblaciones S y C, por volver a términos de zonas de falla, presenten anisotropías magnéticas similares, el k_{\min} tiende a distribuirse en una guirnalda entre los polos de dichos planos, o bien se agrupa en entorno a la bisectriz menor entre ambos (e.g. Ferré et al., 2014).

8. Discusión

En la Fig. 8.1 se representa una recopilación de los resultados obtenidos en las fallas de Gavarnie, Baza, Rio Grío y Alhama de Murcia, separando las estaciones analizadas en función de la diferente orientación del k_{min} en relación a los planos estructurales que conforman la roca. De un total de 96 estaciones analizadas, en torno a un 45% de las estaciones analizadas muestran el k_{min} coincidente con el polo de los planos S, mientras que un 25% muestran el eje corto paralelo al polo de los planos C. La existencia de fábricas prolatas (eje k_{min} en guirnalda con eje k_{int}) o en las que el eje k_{min} se ubica en la bisectriz menor entre polos de ambos planos estructurales son estadísticamente minoritarias en rocas cataclasíticas. La falla del Vallès-Penedès no ha sido tomada en cuenta para este análisis ante la presencia de foliaciones plegadas y numerosas cizallas en orientaciones distintas que dificultan la interpretación y asignación del eje k_{min} a un plano estructural concreto.

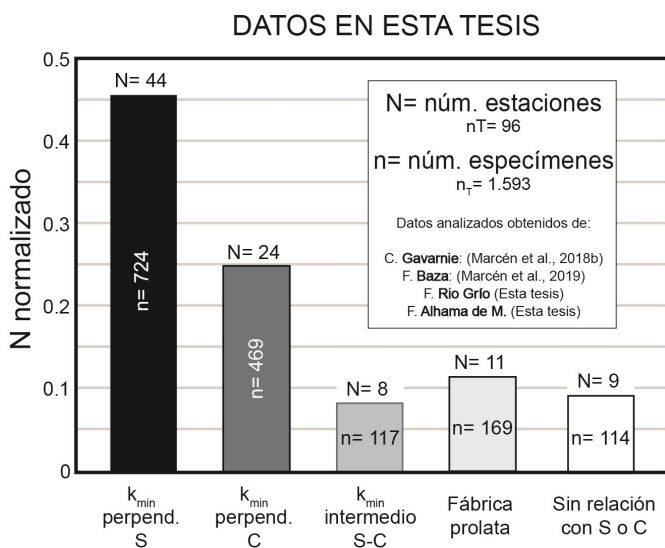


Fig. 8.1. Histograma de la orientación del eje k_{min} en relación a los planos estructurales existentes en la roca, distinguiendo entre k_{min} perpendicular a los planos S, perpendicular a los planos C, en la bisectriz entre los polos de ambos planos, fábricas prolatas y fábricas sin relación con planos estructurales. Número de estaciones normalizado. Ver figura para listado de referencias.

Fig. 8.1. Histogram of k_{min} axes orientation in relation with anisotropy planes observed in the fault rock, distinguishing between k_{min} axes perpendicular to S planes, perpendicular to C planes, corresponding with the bisector between poles of structural planes, prolate fabrics and magnetic fabrics without correlation with structural planes. Number of sites is normalized. See figure for references.

El hecho de que la orientación del eje k_{min} mimetice (más bien promedie) la orientación de los granos minerales que componen los diferentes planos estructurales de la roca hace que su orientación pueda ser utilizada en términos cinemáticos (Fig. 8.2). Por una parte, ejes k_{min} perpendiculares a los planos de cizalla C dan idea de la orientación de la cizalla que los genera, en tanto en cuanto los planos C suelen ser paralelos a los límites de esta última (oblicuos en el caso de cizallas C'). Por otra parte, ejes k_{min} perpendiculares a la foliación suelen ser oblicuos a los límites de la cizalla, y de igual manera que la oblicuidad de la foliación en estructuras SC es utilizada como criterio cinemático, la oblicuidad de la foliación magnética también puede ser utilizada (e.g. Ferré et al., 2014). Esto es especialmente útil cuando la foliación no está bien desarrollada o su orientación no puede ser medida de forma convencional con una brújula en campo (e.g. en *fault gouges* la elevada conminución de la roca genera bandeados anastomosados de amplitudes milimétricas, siendo imposible medir su orientación con exactitud). Con frecuencia, la foliación magnética es la orientación más fiable que podemos obtener de una foliación estructural, lo cual habla claramente de la aplicación de la técnica en el campo de la geología estructural, y concretamente de su aplicación al estudio de rocas de falla.

Por otra parte, si el muestreo es denso, tanto en número de estaciones como en muestras por estación, la orientación del eje k_{min} permite obtener una orientación promediada de la foliación en los afloramientos estudiados. Ello es especialmente interesante en zonas de falla múltiplemente reactivadas y/o que presentan foliaciones plegadas. La roca de falla del Vallès-Penedès se caracteriza por presentar múltiples cizallas con cinemáticas diferentes superpuestas a una foliación parcialmente heredada del protolito

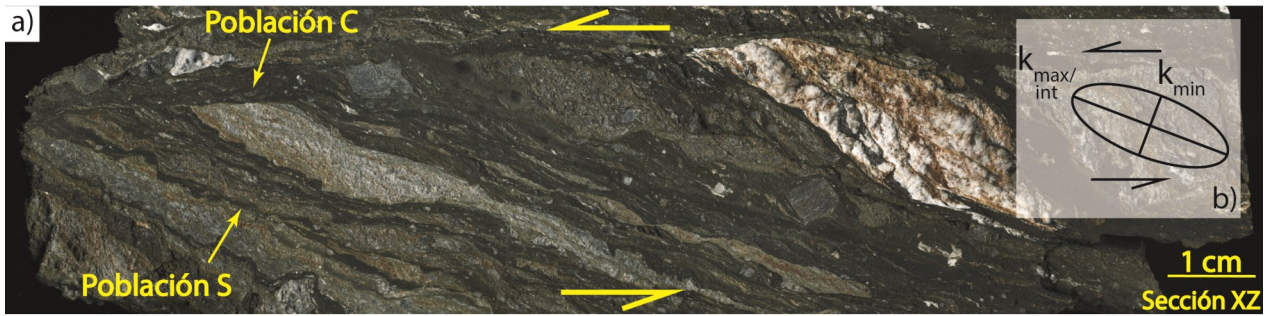


Fig. 8.2. a) Sección pulida de la roca estudiada en la falla de Alhama de Murcia, con dos poblaciones de granos minerales orientados en planos de cizalla (C) y de foliación (S). b) Relación entre ASM, petrofabrica y cinemática de la roca de falla. El notable mayor desarrollo de la población S controla la orientación del elipsoide magnético.

Fig. 8.2. a) Polished section of the fault rock studied in the Alhama de Murcia fault, with two grain populations oriented along shear (C) and foliation (S) structural planes. b) Relationships between AMS, petrofabric and kinematic of the fault rock. The larger development of the S population controls the orientation of the magnetic ellipsoid.

varisco. Estas cizallas modifican la disposición general de la foliación a escala de estación e incluso de muestra, tanto en dirección como en su ángulo de buzamiento, haciendo complejo determinar una trayectoria general para la foliación en el afloramiento. Sin embargo, y gracias al elevado número de muestras y estaciones, se ha podido identificar una foliación dominante en dirección NW-SE a partir de la orientación del k_{min} , que conjuntamente a la dirección E-W de la zona de cizalla, permite determinar una cinemática direccional sinistral dominante en la zona de falla (Fig. 8.3). Aunque este ejemplo sea tal vez el más claro de los expuestos en este trabajo, en todas las fallas estudiadas se ha podido aplicar este criterio cinemático (Fig. 8.3), independientemente de la orientación de la lineación magnética obtenida o K_{max} , cuya variabilidad y los factores que la controlan se discuten a continuación.

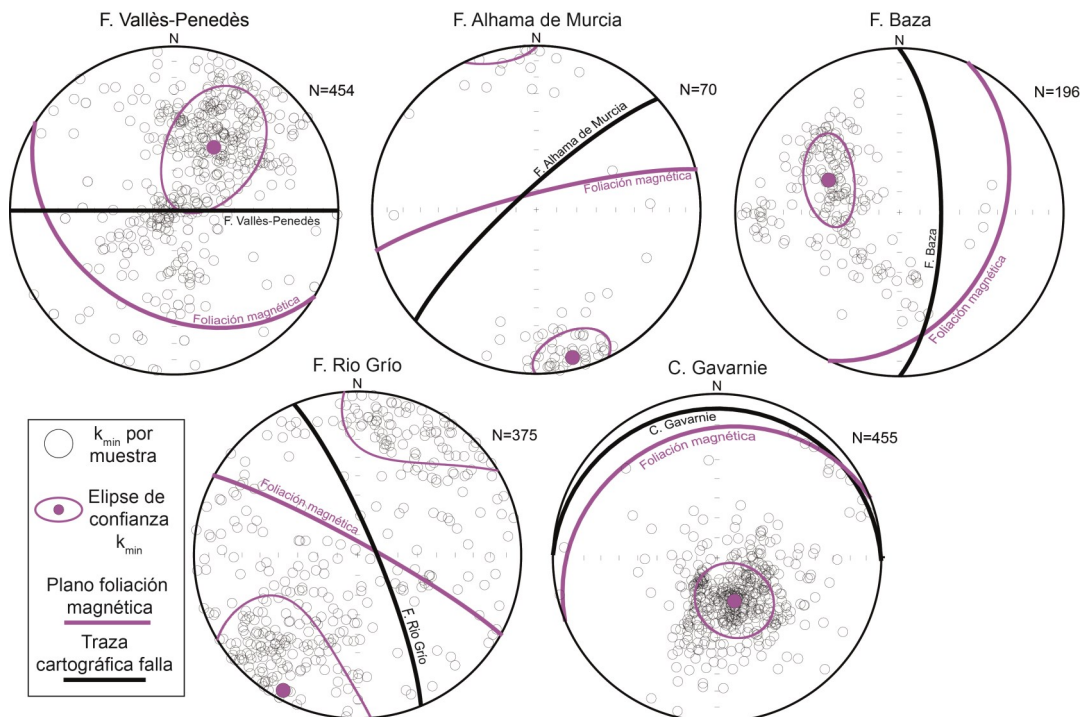


Fig. 8.3. Resumen de orientaciones obtenidas para el eje k_{min} en rocas de falla de las cinco fallas estudiadas, mostrando la relación entre foliación magnética promediada y la dirección principal de cada estructura. Proyección equiareal en hemisferio inferior.

Fig. 8.3. Summary of k_{min} axes orientations obtained in fault rocks from the five studied faults, showing the angular relationship between averaged magnetic foliation and the main direction of the structures. Lower hemisphere, equal area projection.

8. Discusión

8.1.2. Introducción a la orientación del k_{\max} o lineación magnética en zonas de falla

Analizar y comprender el significado de la lineación magnética es clave a la hora de interpretar cinemáticamente las fábricas magnéticas. Desde un punto de vista teórico, y al igual que la orientación del k_{\min} , la orientación de la lineación magnética o k_{\max} en rocas de falla está condicionada por la presencia de fábricas compuestas y por la presumible tendencia de las mismas a desarrollar lineaciones magnéticas paralelas a la intersección entre los planos que la conforman (e.g. van der Pluijm y Kaars-Sijpesteijn, 1984; Aubourg et al., 1991; Housen et al., 1993; Martín-Hernández et al., 2005). Sin embargo, los resultados obtenidos a largo de este trabajo muestran una variabilidad mucho mayor en su orientación. Recopilando los datos presentados en esta tesis conjuntamente con los obtenidos por el grupo de investigación del proyecto CGL2013-42670-P (U. de Zaragoza) en otros cinco ejemplos naturales, un 45% de las estaciones analizadas, de un total de 191, presentan lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte, un 40% son paralelas a la lineación de intersección y un 7% muestran fábricas oblatas con una distribución en guirnalda de sus ejes k_{\max} y k_{\min} (Fig. 8.4; ver referencias en la figura). Debe resaltarse de nuevo que los resultados obtenidos en la falla del Vallès-Penedès no han sido tenidos en cuenta para este análisis, ante la imposibilidad de determinar con exactitud el tipo de lineación magnética en la mayor parte de las estaciones. Estos resultados tienen gran similitud con los obtenidos por otros autores en otros estudios en zonas de falla frágiles, con la gran diferencia del menor volumen de datos publicados con anterioridad (Fig. 4.2b; ver referencias en la figura).

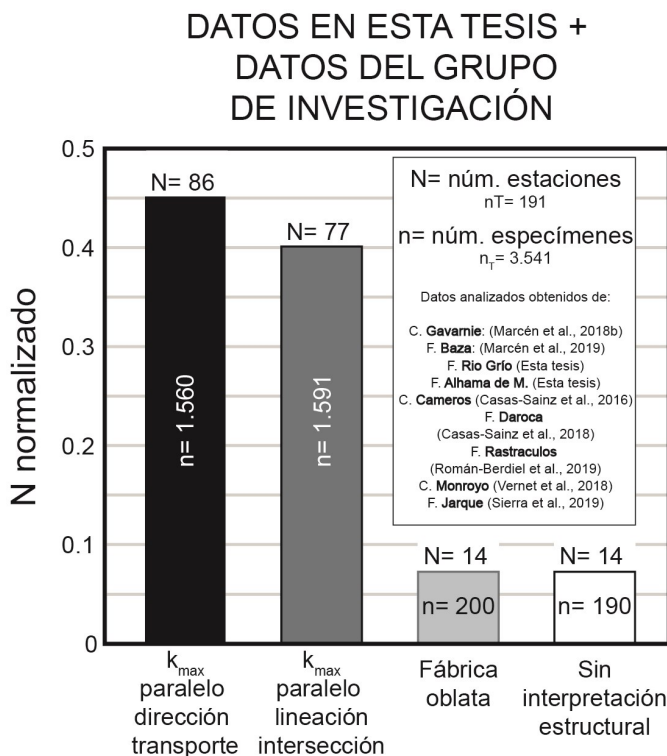


Fig. 8.4. Histograma de la orientación del eje k_{\max} o lineación magnética por estaciones obtenida en este trabajo y en relación a la cinemática de las fallas. Número de estaciones normalizado. Ver figura para listado de referencias.

Fig. 8.4. *Histogram of k_{\max} axes or magnetic lineation orientation per site obtained in this work and in relation with the kinematic of the faults. Number of sites is normalized. See figure for references.*

No obstante, se observa un reparto muy desigual de los dos tipos mayoritarios de lineaciones magnéticas al comparar entre los ejemplos naturales estudiados (Fig. 8.5). Ciertas fallas muestran un claro predominio de lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte (e.g. cabalgamientos de Gavarnie y Cameros o las fallas de Alhama de Murcia y Baza), en contraposición a otras que presentan un claro predominio de lineaciones magnéticas paralelas a la lineación de intersección entre planos S y C (e.g. cabalgamientos de Rastraculos y Monroyo o falla de Jarque), algunas de ellas presentando únicamente

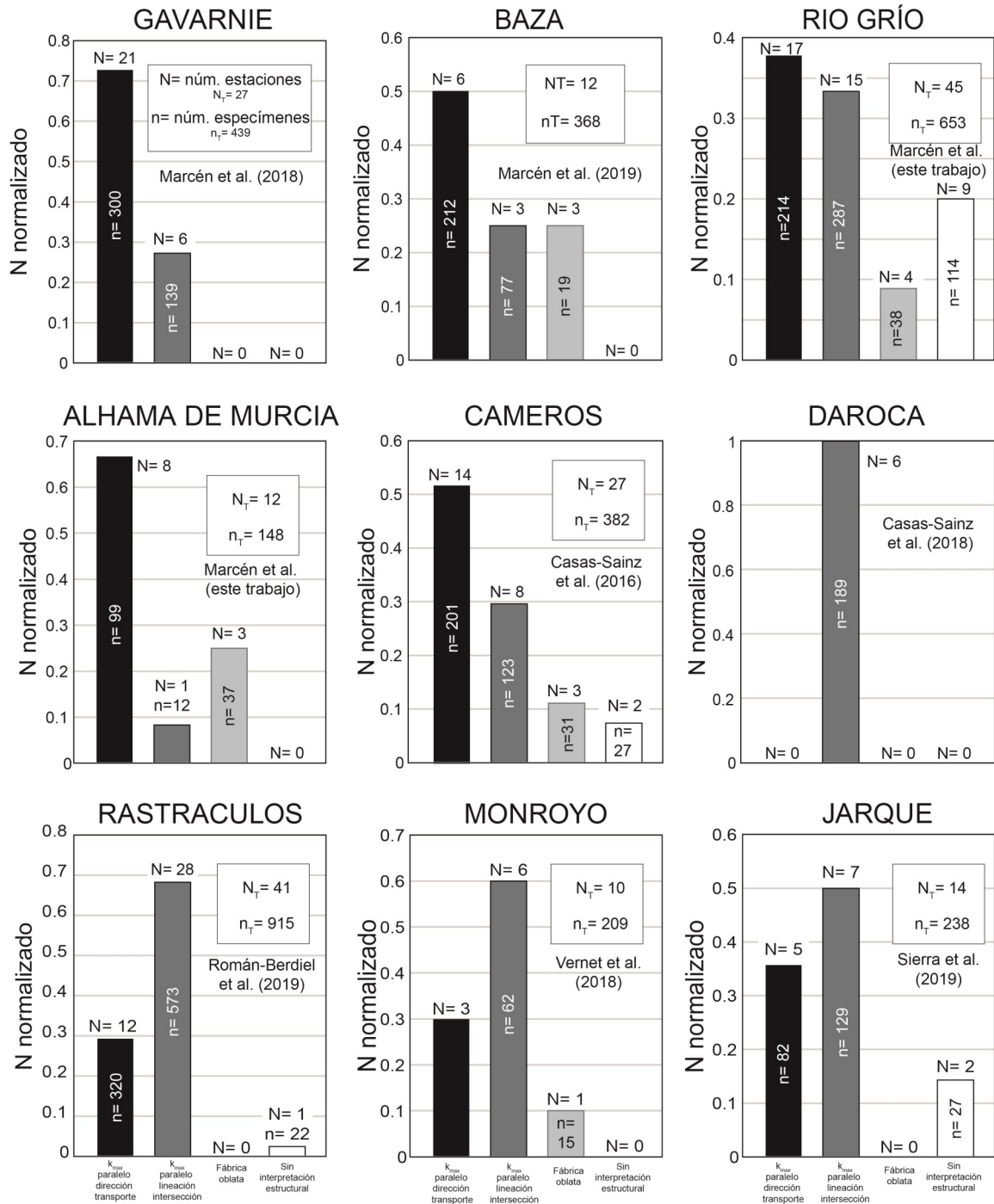


Fig. 8.5. Histograma de la orientación del eje k_{max} o lineación magnética por estaciones y por falla, en relación a la cinemática de la falla. Número de estaciones normalizado. Ver figura para listado de referencias.

Fig. 8.5. Histogram of k_{max} axes or magnetic lineation orientation per site and per fault, in relation with the kinematic of the fault. Number of sites is normalized. See figure for references.

este tipo de lineación magnética, como el cabalgamiento/falla de Daroca (Fig. 8.5). De nuevo, es una variabilidad entre fallas muy similar a la que se ha observado en trabajos previos (ver Fig. 4.3). La primera conclusión que puede ser extraída de éste análisis es que la cinemática de la estructura (i.e. falla normal, falla direccional o cabalgamiento) no tiene aparentemente influencia en el tipo de orientación de la lineación magnética. Tampoco parece que las condiciones de deformación restrinjan un tipo u otro de lineación magnética. Es decir, que condiciones de deformación tan diferentes como las registradas en el

8. Discusión

cabalgamiento de Gavarnie (deformación frágil-plástica) y en la falla de Baza (deformación friccional en condiciones someras), por poner un ejemplo, no parecen limitar un tipo u otro de lineación, puesto que ambas presentan un claro predominio de lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte. O fallas tan similares en términos de deformación como pueden ser las de Río Grío y Alhama de Murcia, presentan tipos de lineaciones magnéticas muy distintas (Fig. 8.5). Con ello no quiere decirse que las condiciones o mecanismos de deformación no tengan influencia en la orientación del elipsoide magnético, sólo que no parece ser la condición única y limitante para el predominio de un tipo u otro de lineación magnética en rocas de falla.

Este análisis de la orientación de la lineación magnética puede ampliarse en aquellas fallas en donde la deformación está claramente particionada en zonas de núcleo (zonas de localización de la deformación con desarrollo de *fault gouges* por flujo cataclásico) y zonas de daño (con desarrollo de cataclasitas por brechificación de la roca protolito). En concreto, se analizan conjuntamente los resultados del cabalgamiento de Gavarnie y las fallas de Baza, Río Grío y Alhama de Murcia, expuestos en la Fig. 8.6. Sin diferenciar entre zonas de núcleo y daño, los resultados muestran un claro predominio de lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte para el conjunto de estas fallas (Fig. 8.6a). Sin embargo, al diferenciar entre zonas, se observa claramente cómo la mayor parte de las estaciones que presentan este tipo de lineaciones se corresponden con aquellas muestreadas en *fault gouges* o núcleos de falla (Fig. 8.6a), mientras que en cataclasitas de las zonas de daño se invierte esta relación, con mayor frecuencia de lineaciones magnéticas paralelas a la lineación de intersección (Fig. 8.6b). Queda claro que existe por tanto una diferenciación en los resultados en función de dónde se han muestreado las estaciones dentro de la arquitectura de la zona deformada. No obstante, con ello tampoco debemos establecer directamente una correlación entre intensidad de la deformación y el tipo de lineación magnética desarrollada preferentemente. Por ejemplo, debe tenerse en cuenta la posibilidad de una mayor neoformación de minerales ferromagnéticos *s.l.* en las *fault gouges* en comparación con las cataclasitas de la zona de daño, ya sea por el paso de fluidos o por el intenso calentamiento por fricción que acontece durante los repentinos desplazamientos cosísmicos, localizados preferentemente en los núcleos de las fallas.

Finalmente, las estructuras tipo SC se generan comúnmente por un proceso de cizalla subsimple, es decir, por una combinación de cizalla simple y cizalla pura (Berthé et al., 1979; Lister y Snoke, 1984). La primera presenta sus límites paralelos a los límites de la zona deformada asumiendo la mayor parte del desplazamiento, mientras que la segunda conlleva el aplastamiento de la roca. La existencia de estructuras tipo SC implica un proceso de partición de la deformación, en tanto en cuanto los planos de cizalla C localizan el desplazamiento y los de foliación S asumen buena parte del aplastamiento, aunque también asuman desplazamiento (e.g. Hippertt, 1999). Por otra parte, es frecuente en fábricas compuestas la presencia de sub-fábricas magnéticas, es decir, de poblaciones de granos de comportamiento magnético diferente orientados en planos estructurales diferentes. Aunque no contemos con estudios de sub-fábricas magnéticas en estructuras SC con resultados del todo claros, sí existen en otro tipo de fábricas compuestas conformadas por planos de estratificación S_0 y foliación S_1 . A modo de ejemplo, volvemos a proponer los estudios de Oliva-Urcia et al. (2009) y Pueyo-Anchuela et al. (2012) en Sierras Interiores Pirenaicas, en donde a la sub-fábrica paramagnética se le asocia una lineación de intersección entre planos estructurales y la sub-fábrica ferromagnética *s.l.* una lineación paralela a la dirección de transporte tectónico de las estructuras.

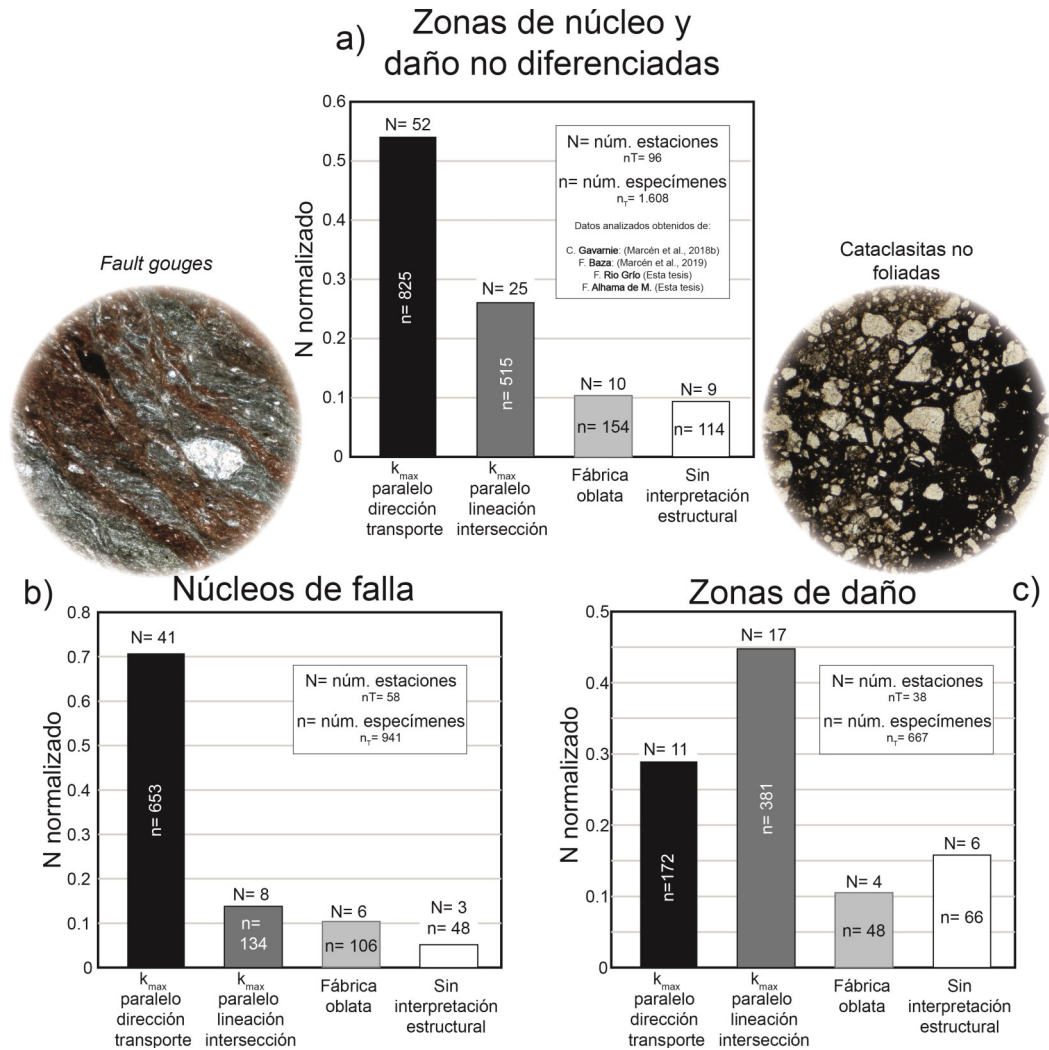


Fig. 8.6. Histogramas de la orientación del eje k_{max} o lineación magnética por estaciones en las fallas donde se ha diferenciado entre zonas de núcleo y zonas de daño. (a) Para el conjunto de estaciones muestreadas. b) Estaciones muestreadas en núcleos de falla. c) Estaciones muestreadas en zonas de daño. Número de estaciones normalizado. Ver figura para listado de referencias.

Fig. 8.6. Histograms of k_{max} axes or magnetic lineation orientation per site when core and damages zones were differentiated. (a) For the whole of sampled sites. b) Sites collected in core zones. c) Sites collected in damage zones. Number of sites is normalized. See figure for references.

Volviendo a los resultados de este trabajo, debemos tener en cuenta que el eje k_{min} del elipsoide magnético tiende a disponerse en la perpendicular a uno de los dos planos, S o C, en función de la competencia magnética de ambos planos (Fig. 8.1), por lo que nos preguntamos si ello tiene algún tipo de relación con la orientación de la lineación magnética, como ocurre en el ejemplo anteriormente propuesto. Es decir, que si una predominancia de planos C, que podría estar hipotéticamente en relación con un mayor desarrollo de la deformación por cizalla simple o la presencia de sub-fábricas magnéticas, conlleva un desarrollo preferente de un tipo de lineación magnética. Para ello, analizamos por separado los resultados obtenidos en la falla de Río Grío y cabalgamiento de Gavarnie, por ser las únicas estructuras con un número de estaciones de ambos tipos suficientes como para poder extraer resultados concluyentes. En la Fig. 8.7 se muestra cómo aquellas estaciones cuyo k_{min} es perpendicular a los planos C presentan mayoritaria o únicamente lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte, mientras que la variabilidad es mucho mayor en aquellas en donde el k_{min} es perpendicular a los planos S. En este análisis no se ha diferenciado entre estaciones recogidas en zonas de núcleo o de daño.

8. Discusión

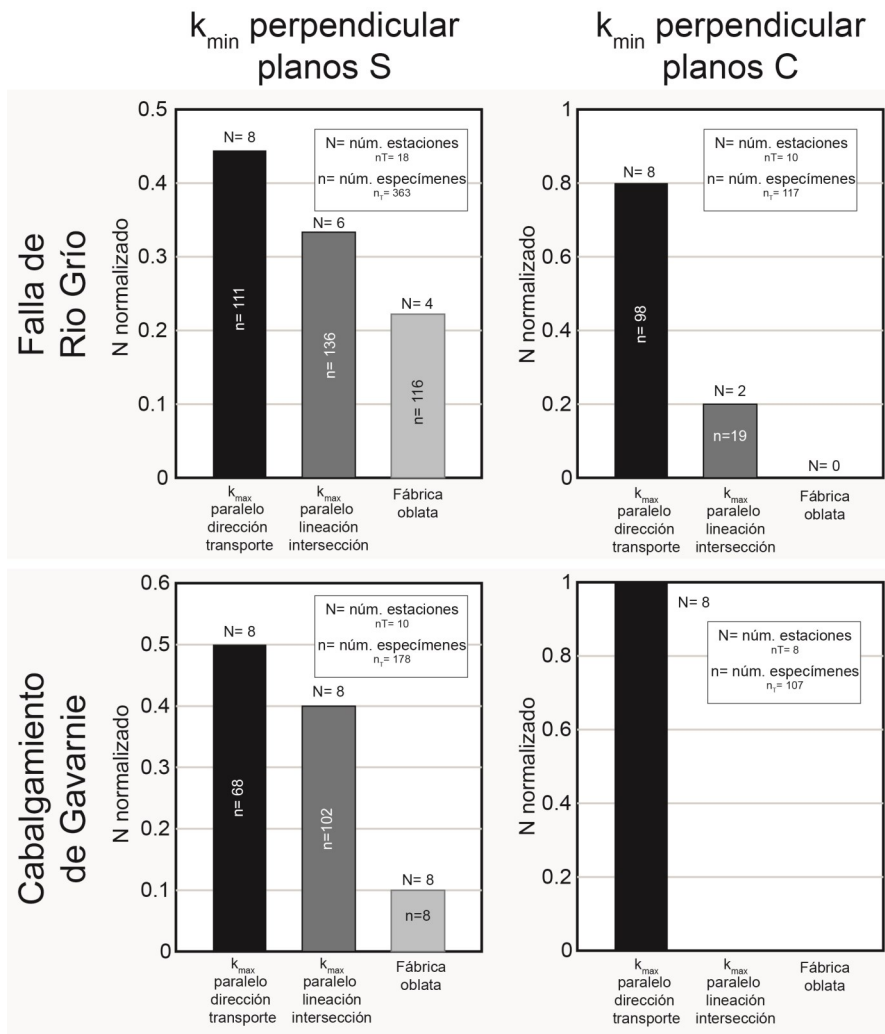


Fig. 8.7. Histogramas de la orientación del eje k_{max} o lineación magnética por estaciones en la falla de Rio Grío y cabalgamiento de Gavarnie, en relación a la orientación del k_{min} (perpendicular a los planos C o S). Número de estaciones normalizado.

Fig. 8.7. Histograms of k_{max} axes or magnetic lineation orientation per site in the Rio Grío fault and Gavarnie thrust, in relation with the orientation of k_{min} axes (in perpendicular to C or S planes). Number of sites is normalized.

Resumiendo los resultados obtenidos en este trabajo, se determina una elevada variabilidad en la orientación de la lineación magnética a diferentes escalas de observación: i) a escala de macroestructura, en una comparación entre las estructuras analizadas, de características muy diversas (Fig. 8.5), ii) a escala de arquitectura interna de la zona deformada, con diferencias entre núcleos de falla y zonas brechificadas (Fig. 8.6) y iii) a nivel de muestra, con variación en función del predominio de poblaciones C o S en la fábrica magnética (Fig. 8.7). Toda esta variabilidad parece estar relacionada con dos factores principales: i) los referentes a la deformación que presenta la roca y ii) los intrínsecos a la mineralogía magnética de la roca. A continuación se procede a desarrollarlos por separado intentando analizar cómo cada uno de ellos puede afectar al desarrollo de un tipo de fábrica magnética u otra, para finalmente extraer unas conclusiones generales al respecto.

8.2. Factores que influyen en la orientación de la lineación magnética

8.2.1. Influencia de la deformación

Entendemos por deformación de una roca el cambio permanente de la forma y/o volumen de la misma como consecuencia de la aplicación de un esfuerzo. No obstante, en este capítulo ampliamos el término al referirnos al conjunto de procesos que acontecen en una zona de falla y que configuran la tanto petrofábrica como la arquitectura de la zona deformada. A lo largo de los sucesivos capítulos de la

presente tesis doctoral se ha ido desarrollando el concepto de heterogeneidad en la deformación en zonas de falla frágiles, la cual acontece a escalas muy diversas. En este apartado se intentará ofrecer una visión de cómo esta heterogeneidad influye en la orientación de la lineación magnética. Ha quedado claro en el apartado anterior que la localización de la deformación en uno o varios núcleos de falla es uno de los principales factores de heterogeneidad, y que además tiene una influencia directa en la orientación de la lineación magnética (Fig.8.6). No obstante, entendemos que la localización implica a un conjunto de procesos que actúan a diferentes escalas:

- Procesos inherentes a los mecanismos y/o intensidad de la deformación, condicionados a su vez por la reología de la roca: conllevan la localización de la deformación en núcleos de falla y configuran la petrofábrica, por lo que entendemos que influyen directamente en el tipo de lineación magnética resultante (i.e. paralela al transporte o a la lineación de intersección).
- Procesos de partición del desplazamiento y reactivaciones subsecuentes de la estructura a lo largo del tiempo geológico: condicionan la arquitectura de la zona deformada, y aunque no influyan en el tipo de lineación magnética, sí controlan su orientación al implicar variaciones cinemáticas dentro de la zona deformada.

Se procede a analizar uno a uno por separado, dando explicación al proceso en cuestión y su relación con la orientación de la lineación magnética.

8.2.1.1. Mecanismos de deformación

Al analizar los resultados de ASM obtenidos en otros trabajos previamente publicados, tanto en zonas de falla dúctiles/plásticas como frágiles, resulta evidente una notable diferencia en la orientación de la lineación magnética en función del tipo de deformación (ver apartado de antecedentes, Fig. 4.2). Esto nos hace plantearnos si los diferentes mecanismos de deformación condicionan el tipo de lineaciones magnéticas desarrollada. Y en concreto, nos preguntamos si el desarrollo de lineaciones de estiramiento (deformación plástica) tiene implicación en el claro predominio de lineaciones paralelas a la dirección del transporte. De hecho, esta es la explicación propuesta en los trabajos previos en zonas de cizalla dúctiles en donde la magnetita es la portadora de la fábrica magnética (e.g. Ruf et al., 1988; Housen et al., 1995; Tikoff et al., 2005). Cuando estos trabajos realizan estudios de sub-fábricas magnéticas, resulta sorprendente la existencia de lineaciones magnéticas similares en sub-fábricas paramagnéticas (e.g. Aranguren et al., 1996; Aubourg et al., 2000; Ferré et al., 2004; Sidman et al., 2005; Ono et al., 2010). Por otro lado, estos resultados obtenidos en fábricas paramagnéticas contradicen las modelizaciones analógicas y matemáticas de fábricas magnéticas portadas por filosilicatos uniaxiales-oblatos ($X = Y > Z$, y por tanto $k_{\max} = k_{\text{int}} > k_{\min}$, a escala de grano), las cuales sugieren que la lineación magnética siempre es de intersección en fábricas compuestas (Housen et al., 1993; Martín-Hernández et al., 2005).

De los cinco ejemplos naturales estudiados en este trabajo, únicamente las rocas de falla del cabalgamiento de Gavarnie cumplen con las siguientes premisas: i) se ha observado el desarrollo de lineaciones de estiramiento en los filosilicatos en paralelo a la dirección de transporte en milonitas y filonitas, de acuerdo también con trabajos previos (de Bresser, 1989; McCaig et al., 2000), ii) la lineación magnética en estas estaciones es paralela a la dirección de estiramiento y iii) aunque exista cierta incertidumbre, la determinación de sub-fábricas revela un comportamiento paramagnético dominante en

8. Discusión

estas muestras (este punto se desarrolla posteriormente para mayor explicación). Todo esto nos hace plantearnos que el desarrollo de lineaciones de estiramiento conlleva el desarrollo de una anisotropía triaxial en la forma y susceptibilidad de filosilicatos ($X > Y > Z$, por lo que $k_{\max} > k_{\text{int}} > k_{\min}$, a escala de grano). Conjuntamente a una reducción progresiva, incluso total, del ángulo entre planos C y S, entendemos que este hecho puede resultar en que la dirección de mayor susceptibilidad no sea la intersección entre planos, sino la de estiramiento de los minerales (Fig. 8.8a. Ver también Aranguren et al, 1999). Es decir, que esta lineación magnética en estructuras SC plásticas refleja el efecto aditivo de dos fábricas planares (planos S y C) que comparten una dirección de elongación mineral común (i.e. fábricas plano-lineares).

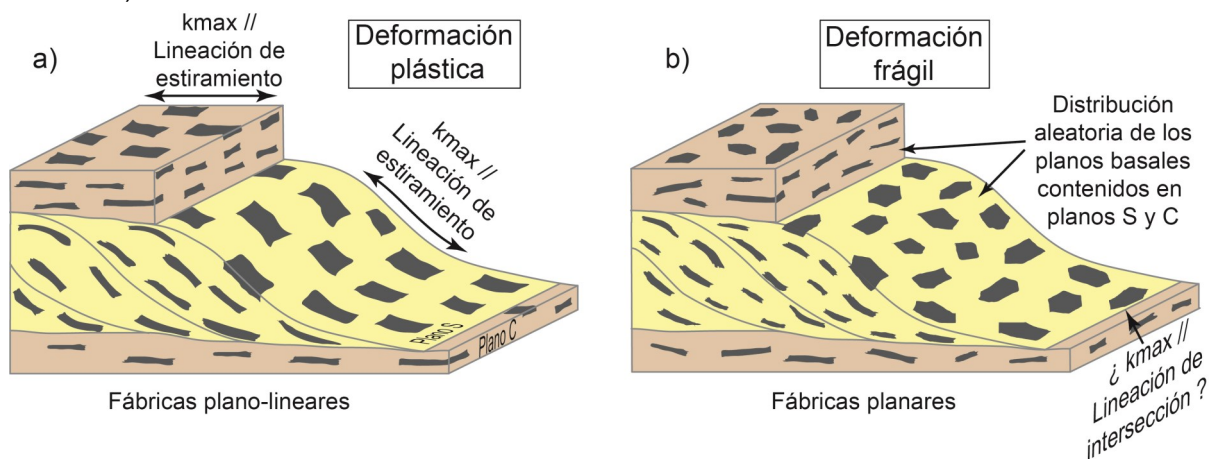


Fig. 8.8. Modelos esquemáticos de la petrofábrica de elementos planares desarrollada en contextos de deformación plástica (a) y frágil (b). La deformación plástica produce la elongación de los granos minerales en la dirección de estiramiento, mientras que la deformación frágil no genera lineaciones mineralógicas definidas. En consecuencia, deformaciones plásticas y frágiles tienden a desarrollar lineaciones magnéticas paralelas al transporte y a la lineación de intersección, respectivamente.

Fig. 8.8. Sktech showing the petrofabric of planar elements under plastic (a) and brittle (b) deformational contexts. Plastic deformation induces into the elongation of minerals in parallel to stretching direction, whereas brittle deformation is not capable of it. Consequently, plastic and brittle deformation tend to develop magnetic lineations parallel to transport direction and intersection lineation, respectively.

Ahora bien, si en contextos de deformación plástica esta lineación magnética está en relación con el estiramiento de los granos minerales, queda claro que esta explicación no puede trasladarse a un contexto de deformación frágil por cataclisis, mecanismo incapaz de generar plasticidad cristalina. Sin embargo, ha quedado patente en este trabajo la elevada frecuencia de lineaciones magnéticas paralelas al transporte en cataclasitas con un comportamiento paramagnético dominante (ver también Solum et al, 2009), pese a la tendencia de los filosilicatos a desarrollar lineaciones magnéticas de intersección (Fig. 8.8b). En este punto, se proponen tres posibilidades diferentes para explicar esta lineación:

- i) Que los filosilicatos no sean realmente uniaxiales-oblatos como se tiende a pensar (ahora $X > Y > Z$), y que la rotación de granos durante la deformación sea capaz de alinear (al menos estadísticamente) los ejes largos de forma de los mismos en paralelo a la dirección de transporte (Fig. 8. 9a). Este hecho puede verse favorecido por la fragmentación de los filosilicatos durante la cataclisis, lo que podría aumentar la anisotropía de forma en el plano basal ($X \gg Y > Z$).
- ii) Procesos de deformación distintos pueden actuar en los planos de cizalla y de foliación (e.g. Hippert, 1999). En este sentido, podemos preguntarnos si hay diferencias en el tipo de petrofábrica que presentan unas y otras poblaciones de granos. El aplastamiento dominante en la foliación S puede

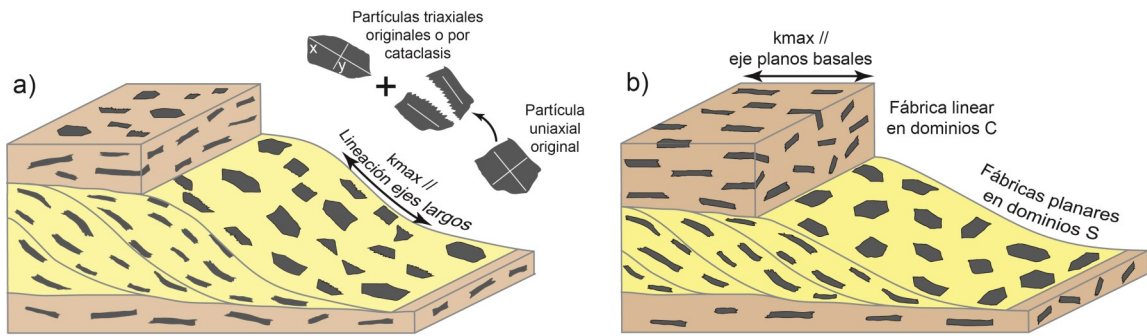


Fig. 8.9. Dos modelos esquemáticos de petrofábricas de elementos planares que podrían ser responsables de la lineación magnética paralela al transporte en contextos de deformación frágil. a) Rotación y ordenamiento de los ejes largos de elementos planares con la dirección de transporte. b) Fábrica linear en la población C.

Fig. 8.9. Two sketches showing the petrofabric of planar elements that could develop magnetic lineations parallel to transport direction in brittle deformational contexts. a) Rotation and re-organization of the long axes of planar elements with transport direction. b) Planar-lined fabrics developed in C grain population.

inducir una distribución isótropa del eje largo de los granos en el propio plano de foliación (fábrica planar o tectonita S). Sin embargo, la cizalla simple localizada en planos C podría generar en estos dominios una fábrica linear (tectonita L) formada a partir de elementos planares (i.e. filosilicatos) con un eje común en su orientación entorno a la dirección de transporte (Fig. 8.9b). Este proceso se asemejaría al desarrollo de lineaciones magnéticas en contextos extensivos (e.g. Cifelli et al., 2005). Este hecho podría explicar el diferente tipo de lineación magnética obtenida cuando la anisotropía magnética de una población, C o S, es dominante respecto a la otra, hecho reflejado en la Fig. 8.7. La representación de parámetros de lineación (L) y foliación (F) en un diagrama de Flinn permite analizar si existen diferencias en la forma del elipsoide (oblato o prolato) entre ambas poblaciones. Sin embargo, en la Fig. 8.10 puede observarse con claridad que no existen diferencias significativas entre la forma de las fábricas dominadas por la población C y la población S, siempre ambas de carácter fuertemente oblato. Este hecho sugiere, que de existir esa fábrica tectonita L, la alineación de los elementos planares no es suficiente como para generar fábricas magnéticas prolatas.

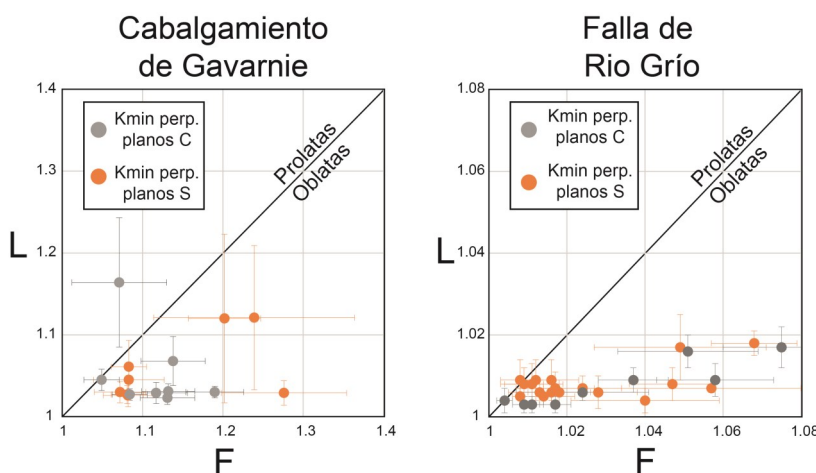


Fig. 8.10. Diagramas de Flinn mostrando la relación entre L y F de estaciones con dominio de la población C y S por separado.

Fig. 8.10. Flinn diagrams showing the relationship between L and F in sites dominated by C or S populations.

- iii) Pese al dominio del comportamiento paramagnético, no podemos excluir la existencia de sub-fábricas ferromagnéticas *s.l.* que contribuyan a definir una lineación magnética paralela a la dirección de transporte tectónico (e.g. Oliva-Urcia et al., 2009; Pueyo-Anchuela et al., 2012; Tokiwa y Yamamoto, 2012; Casas-Sainz et al., 2016). Para mayor explicación se dedica posteriormente un capítulo de esta discusión a la posible influencia de sub-fábricas magnéticas.

8. Discusión

8.2.1.2. Grado de deformación

El grado o intensidad de la cataclasis puede ser uno de los factores principales que controle el tipo de lineación magnética en rocas de falla. Una cataclasis está compuesta por una matriz de grano fino y por un conjunto de clastos inmersos en la anterior. Es comúnmente aceptado que el origen de la fábrica magnética en cataclasis reside en la orientación anisótropa de la matriz. Sin embargo, la aportación de los clastos se ha considerado siempre minoritaria, ya que se asume que han rotado y que se han orientado de forma caótica dentro de la matriz. Asumiendo esto como cierto, un mayor grado de conminución de la roca debería implicar una reducción de la parte isótropa de la petrofábrica (i.e. clastos) y un aumento de la parte anisótropa (i.e. matriz foliada), y por consiguiente la obtención de fábricas magnéticas tectónicas más evolucionadas.

De todos los ejemplos naturales estudiados, posiblemente la falla de Baza ofrece los resultados más concluyentes al respecto. El estudio de afloramientos con diferentes grados de localización de la deformación (i.e. intensidad de la deformación) y por ende, diferente desarrollo de la petrofábrica, nos ha permitido correlacionarla con los resultados de fábricas magnéticas. Por una parte, se ha observado una evolución en la magnitud de los parámetros escalares conforme aumenta la deformación de la roca. La representación en un gráfico P_j vs. T refleja claramente el efecto de una deformación por cizalla sobreimpuesta a una fábrica inicial sedimentaria (Fig. 8.11). Fábricas magnéticas asociadas a la sedimentación y extensión local, predominantes en los afloramientos de Piedras Rodadas y El Carrizal, muestran valores de P_j notablemente inferiores a los obtenidos en los afloramientos de La Cañada, La Tejera y Cueva Gil, donde se han desarrollado fábricas claramente tectónicas, tal y como se muestra en la Fig. 8.11. La evolución de estos parámetros es muy similar a la descrita previamente en contextos compresivos (Parés and van der Pluijm, 2004; Debacker et al., 2004, 2009; Pueyo-Anchuela et al., 2012).

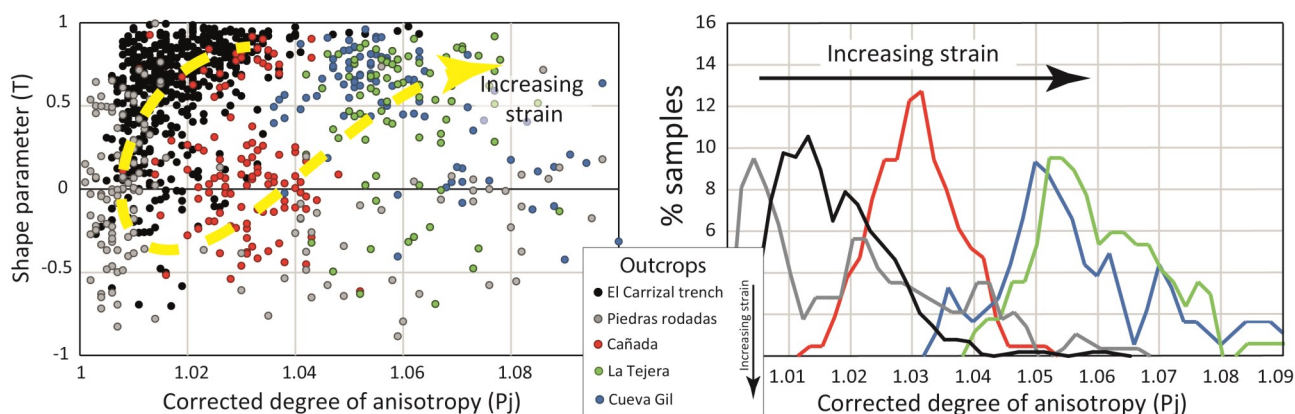


Fig. 8.11. A la izquierda, diagrama mostrando la relación entre el grado de anisotropía corregido (P_j), el parámetro de forma (T) y la intensidad de la deformación en la falla de Baza. A la derecha, histograma del parámetro P_j vs. % normalizado de muestras en los afloramientos estudiados de la falla de Baza.

Fig. 8.11. To the left, diagram showing the corrected degree of anisotropy (P_j) vs. shape parameter (T) in the Baza fault and their evolution with strain. To the right, histograms of the P_j parameter vs. % of samples in the studied outcrops of the Baza fault.

Por otra parte, la orientación de cada uno de los tres ejes del elipsoide magnético se agrupa progresivamente conforme aumenta la localización e intensidad de la deformación. Mientras que el eje k_{\min} siempre es perpendicular al plano de falla o foliación (fábrica tectónica), la lineación magnética evoluciona

desde distribuciones oblatas (no definidas) en estadios de menor deformación, a lineaciones de intersección y finalmente a lineaciones paralelas a la dirección de transporte, o mejor expresado, a la proyección de esta sobre los planos de foliación (Fig. 8.12). Además, el comportamiento paramagnético es dominante en todas las estaciones, por lo que esta variación ha sido interpretada únicamente en términos de deformación y no por la presencia de sub-fábricas ferromagnéticas.

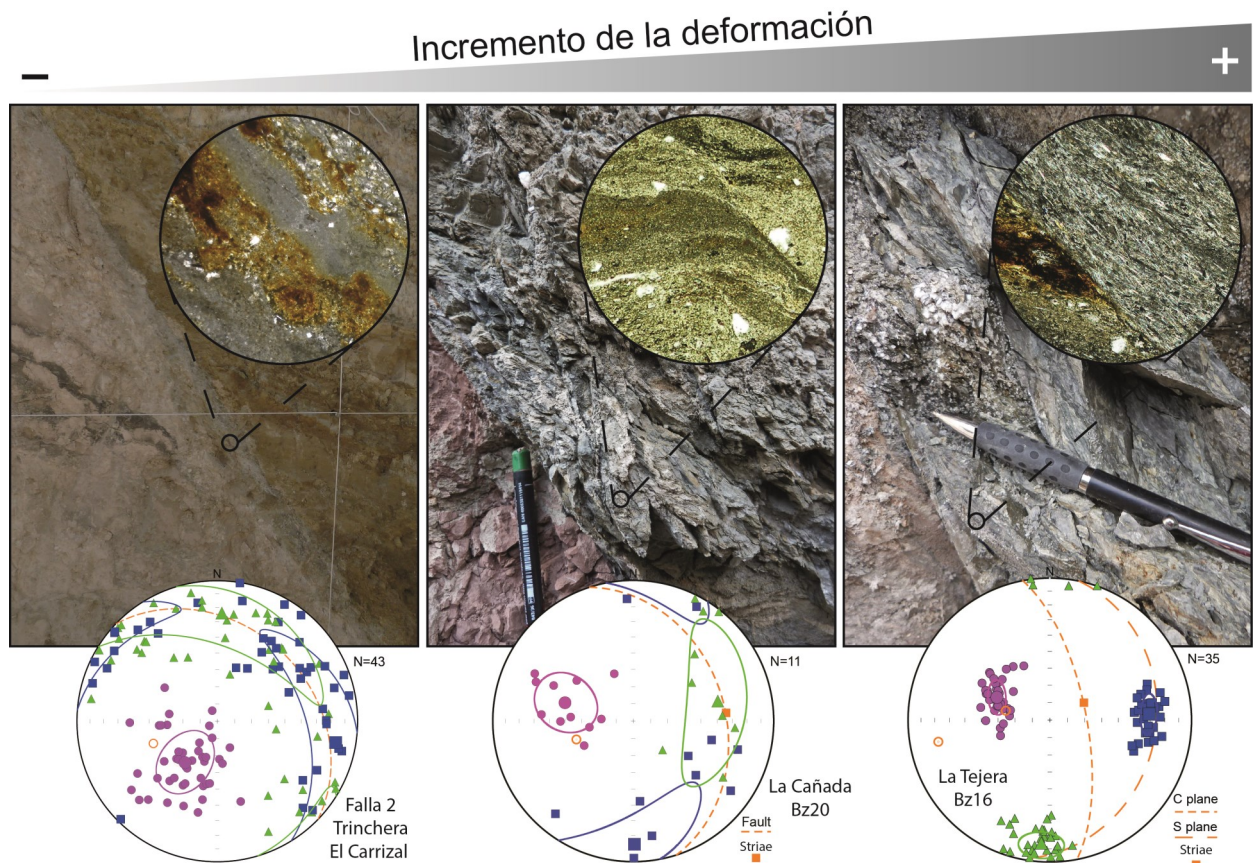


Fig. 8.12. Evolución de la petrofábrica y fábrica magnética con el incremento de la deformación en Baza.

Fig. 8.12. Petrofabric and magnetic fabric developments with increasing deformation in fault rocks from Baza.

El caso de la falla de Baza se ajusta a un modelo en donde una deformación por cizalla se superpone a una petrofábrica inicialmente débilmente desarrollada como es la sedimentaria. Sin embargo, podemos preguntarnos si este modelo es aplicable a los casos en donde la cizalla actúa en rocas con una petrofábrica previamente fuertemente desarrollada (e.g. rocas con foliaciones penetrativas). De los ejemplos naturales estudiados en este trabajo, las rocas de falla de Río Grío, Vallès-Penedès, Alhama de Murcia y Gavarnie se han desarrollado a partir de rocas paleozoicas intensamente foliadas durante la orogénesis varisca, posteriormente cizalladas por la actividad de estas fallas alpinas o neógenas. De entre todas ellas, y por presentar una relativa menor heterogeneidad en la zona de falla, los resultados del cabalgamiento de Gavarnie (al menos una parte de ellos) han podido ser interpretados en términos de competencia entre la petrofábrica inicial y el desarrollo variable de la deformación por cizalla. Por una parte, la deformación se concentra en la base de la zona deformada, en contacto con el bloque inferior, mientras que disminuye en intensidad progresivamente hacia las zonas superiores de la zona deformada. Por otra parte, se ha interpretado que la foliación varisca fue reactivada en el interior de la zona deformada en un proceso combinado de rotación de bloques rígidos y localización de la cizalla sobre los propios planos de foliación previos. Todo ello resulta en una modificación progresiva de base a techo de la petrofábrica de la roca

8. Discusión

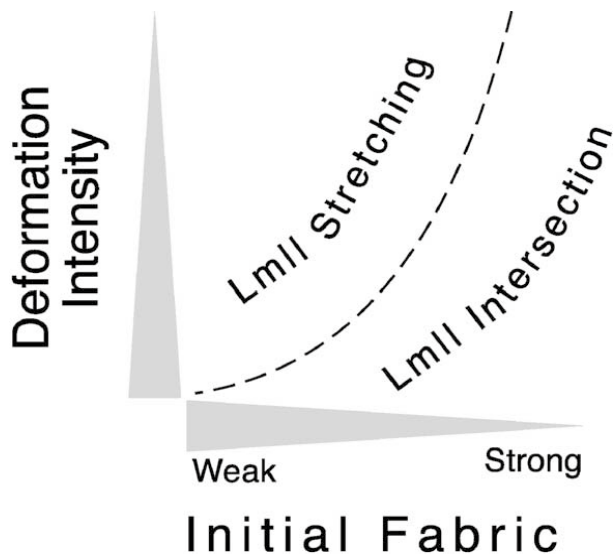


Fig. 8.13. Modelo conceptual de desarrollo de lineaciones magnéticas con el incremento de la deformación e intensidad de la fábrica heredada. Modificada de Parés y van der Pluijm (2002).

Fig. 8.13. Conceptual model of development of magnetic lineation with increasing deformation intensity and initial fabric strength. Modified from Parés and van der Pluijm (2002).

deformada, y por ende, en la orientación del elipsoide magnético: mientras que en la zona basal la lineación magnética es paralela a la dirección de estiramiento, en la zona frágil superior es predominantemente paralela a la intersección entre planos variscos heredados (aunque reactivados) y planos alpinos de cizalla. En resumen, concluimos que la competencia entre la petrofábrica inicial y la intensidad en la deformación por cizalla ejerce un control en el tipo de lineación magnética desarrollada: para petrofábricas iniciales intensamente desarrolladas se requiere mayor deformación por cizalla para generar lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte, mientras que petrofábricas iniciales débiles requieren deformaciones mucho menos intensas para desarrollarlas (e.g. el caso de Baza, anteriormente explicado). Toda esta discusión ya es planteada por Parés y van der Pluijm (2002) de forma conceptual, tal y como se muestra en la Fig. 8.13, tomada del mismo trabajo.

Además de una modificación en la orientación de la lineación magnética, esta competencia entre fábricas se ve reflejada de nuevo en la magnitud de los parámetros escalares de la fábrica magnética (Fig. 8.14). Valores máximos se registran en la base de la zona deformada y en el protolito varisco, siendo reflejo de dos petrofábricas distintas bien desarrolladas (la de cizalla y la varisca, respectivamente). Mientras, los valores mínimos de P_j y T se registran allí donde la foliación varisca muestra evidencias de mayor modificación por la cizalla alpina. Ello nos lleva a plantear que la superposición de eventos de deformación no debe ser considerada como una suma de deformaciones infinitesimales que aumentan la anisotropía magnética de la fábrica. Más bien todo lo contrario, que la orientación preferente de las partículas es menor cuanto mayor sea la competencia o coexistencia de las diferentes petrofábricas. Esta interpretación nos lleva a relacionar un incremento de la deformación por cizalla con lineaciones magnéticas paralelas al transporte, tal y como planteaba el anterior ejemplo de la falla de Baza.

No obstante, esta no es la única forma en la que la petrofábrica heredada del protolito puede influir en la fábrica magnética de la roca de falla. Anteriormente se hacía referencia a una hipotética rotación caótica de los clastos en rocas cataclásicas. Sin embargo, se ha observado frecuentemente que, los clastos o microlitones (*micro-lithons*) están reorientados en la matriz más fina de tal forma que los planos S_0 o S_1 del protolito preservados en su interior están dispuestos en paralelo a la foliación desarrollada por la cizalla (Fig. 8.15a). Creemos que este hecho puede estar en relación con: i) una reorientación de la petrofábrica del protolito por rotación en bloques rígidos y previa a la brechificación (e.g. cabalgamiento de Gavarnie) y ii) una vez generados los clastos durante la cataclasis, su rotación y conminución progresiva puede estar controlada por su petrofábrica interna, al asumir que el desgaste por fricción de los mismos se produce preferentemente a favor de los planos anteriormente mencionados (ver Fig. 8.15b para una explicación

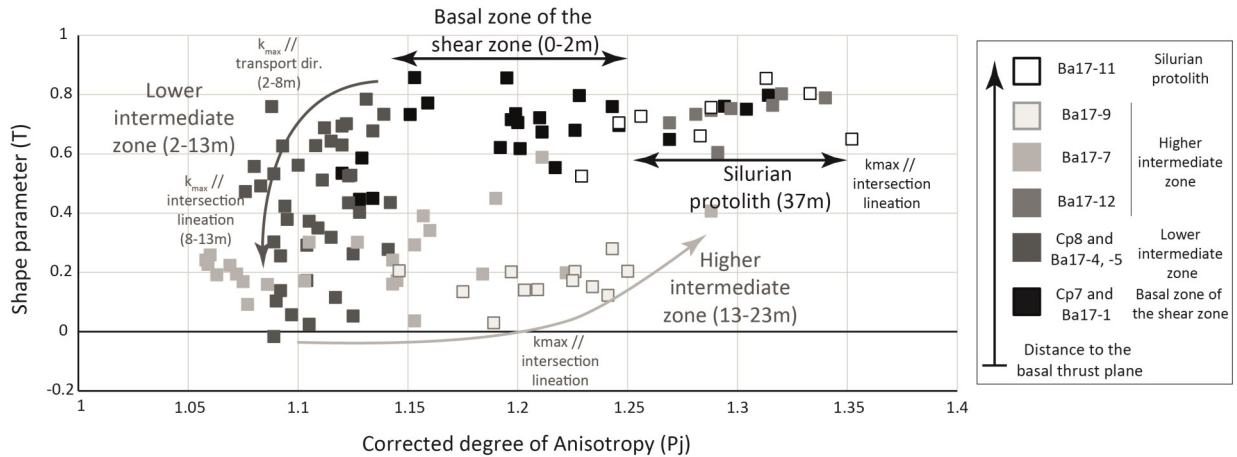
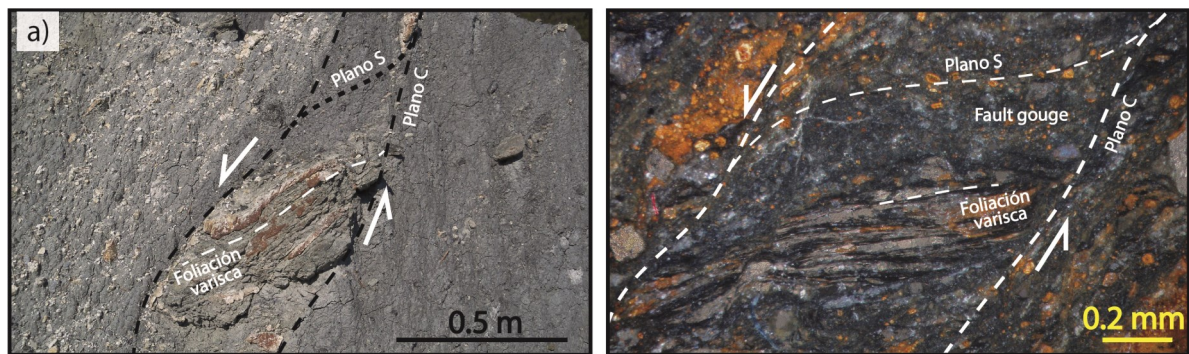


Fig. 8.14. Diagrama Pj-T mostrando la evolución de la fábrica magnética con el incremento de la deformación por cizalla en el cabalgamiento de Gavarnie.

Fig. 8. 14. Pj-T diagram showing the evolution of the magnetic fabric with increasing shear-related deformation in the Gavarnie thrust.

gráfica). En relación a la lineación magnética, la presencia de estos clastos orientados puede fomentar el desarrollo de lineaciones de intersección al aumentar la contribución de elementos planares a la fábrica magnética. Este hecho también podría estar en relación a la gran incidencia de este tipo de lineación magnética en zonas de daño (Fig. 8.6), donde los clastos son más abundantes que en las *fault gouges* desarrolladas en los núcleos de las fallas.



Desarrollo de la cataclasis

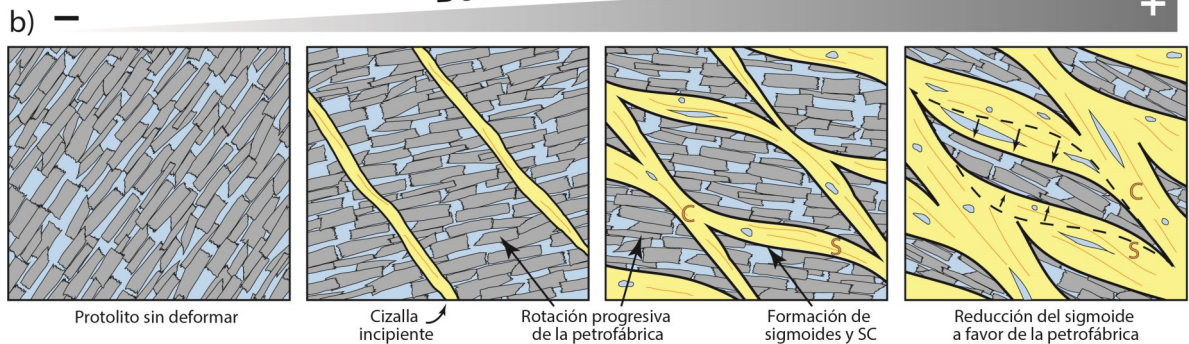


Fig. 8.15. a) Ejemplo de lithons (izquierda) y micro-lithons (derecha) conservando en su interior petrofábricas heredadas del protolito. b) Esquemas mostrando la rotación progresiva de petrofábricas heredadas y la formación de lithons orientados en paralelo a la foliación conforme aumenta el desarrollo de la cataclasis. C: Bandas de cizalla; S: Planos de foliación.

Fig. 8.15. a) Examples of lithons (left) and micro-lithons (right) preserving inherited petrofabrics from host rocks. b) Sketchs showing the progressive rotation of inherited petrofabrics and S-parallel lithons formation with increasing deformation and cataclasis. C: shear bands; S: foliation planes.

8. Discusión

8.2.1.3. Influencia de la reología de la roca

Los mecanismos de deformación y el grado de deformación o cataclasis están condicionados por la reología o comportamiento mecánico de la roca. Las rocas estudiadas abarcan un amplio rango de comportamientos reológicos: desde lutitas pliocenas no consolidadas (falla de Baza), a filitas, esquistos y calizas paleozoicas de grado metamórfico medio y bajo (cabalgamiento de Gavarnie y fallas de Alhama y Vallès-Penedès). De todos los casos naturales estudiados, la falla de Rio Grío presenta la mayor variabilidad de reologías deformadas, con pizarras y cuarcitas ordovícicas y lutitas triásicas distribuidas muy heterogéneamente en la zona de falla. En este capítulo se intentará ofrecer una visión de cómo la litología influye en la distribución de la deformación y, por ende, en la orientación de la fábrica magnética.

En contextos de deformación incipiente, como en el caso de la falla de Baza, se ha observado una influencia directa de la litología en la agrupación de la lineación magnética. En el interior de los *horses* (bloques limitados por fallas sin apenas deformación interna por cizalla) de la trinchera del Carrizal, la lineación magnética se orienta en paralelo a la dirección de extensión local desarrollada en una zona de relevo. No obstante, esta lineación únicamente se define bajo dos premisas: i) en el área circundante a las fallas principales (en torno a unos 10 cm de distancia) y ii) para el caso que nos ocupa ahora, en aquellas litologías con una fracción arenosa mínima. Interpretamos que la presencia de esta fracción más gruesa impide la rotación mecánica de los filosilicatos, responsable del desarrollo de lineaciones magnéticas en contextos extensivos (ver Cifelli et al., 2005), generando fábricas oblatas en aquellas litologías donde abunde la fracción gruesa.

En contextos de deformación por cizalla generalizada (en zonas de fallas “maduras”) y en donde diversas reologías se han visto involucradas en la deformación, se ha observado una tendencia de la deformación a concentrarse en las litologías de menor fricción. En la falla de Rio Grío, los numerosos núcleos de fallas que componen su arquitectura se han desarrollado preferentemente en materiales arcillosos del Triásico, presentando *clay gouges* con evidencias de flujo cataclásico (Fig. 8.16). De hecho, la concentración de la deformación en núcleos parece estar fuertemente condicionada por la inyección de arcillas triásicas, en tanto en cuanto estos materiales suelen estar presentes en la *clay gouge* incluso cuando la falla afecta únicamente a materiales paleozoicos. Por el contrario, las pizarras y fundamentalmente las cuarcitas se ubican en el interior de las lenticulas, presentando diferentes grados de brechificación y un escaso, más bien nulo, desarrollo de foliaciones. La Fig. 8.16 ilustra cómo varía la fábrica magnética en dos materiales de diferente reología puestos en contacto por un plano de falla. En materiales triásicos, la fábrica magnética presenta sus tres ejes principales de susceptibilidad bien agrupados y las orientaciones de los mismos mimetizan los planos estructurales de la roca. Es decir, la ASM es interpretable desde un punto de vista cinemático (e.g. k_{\min} perpendicular a la foliación estructural, aunque puedan co-existir los dos tipos de lineación magnética). A su vez, los resultados de ASM en las brechas paleozoicas o bien no guardan ninguna relación con las estructuras de deformación, y por tanto con la cinemática, o bien, como en el caso de la Fig. 8.16, presentan fábricas poco definidas y generalmente oblatas (k_{\max} no agrupado).

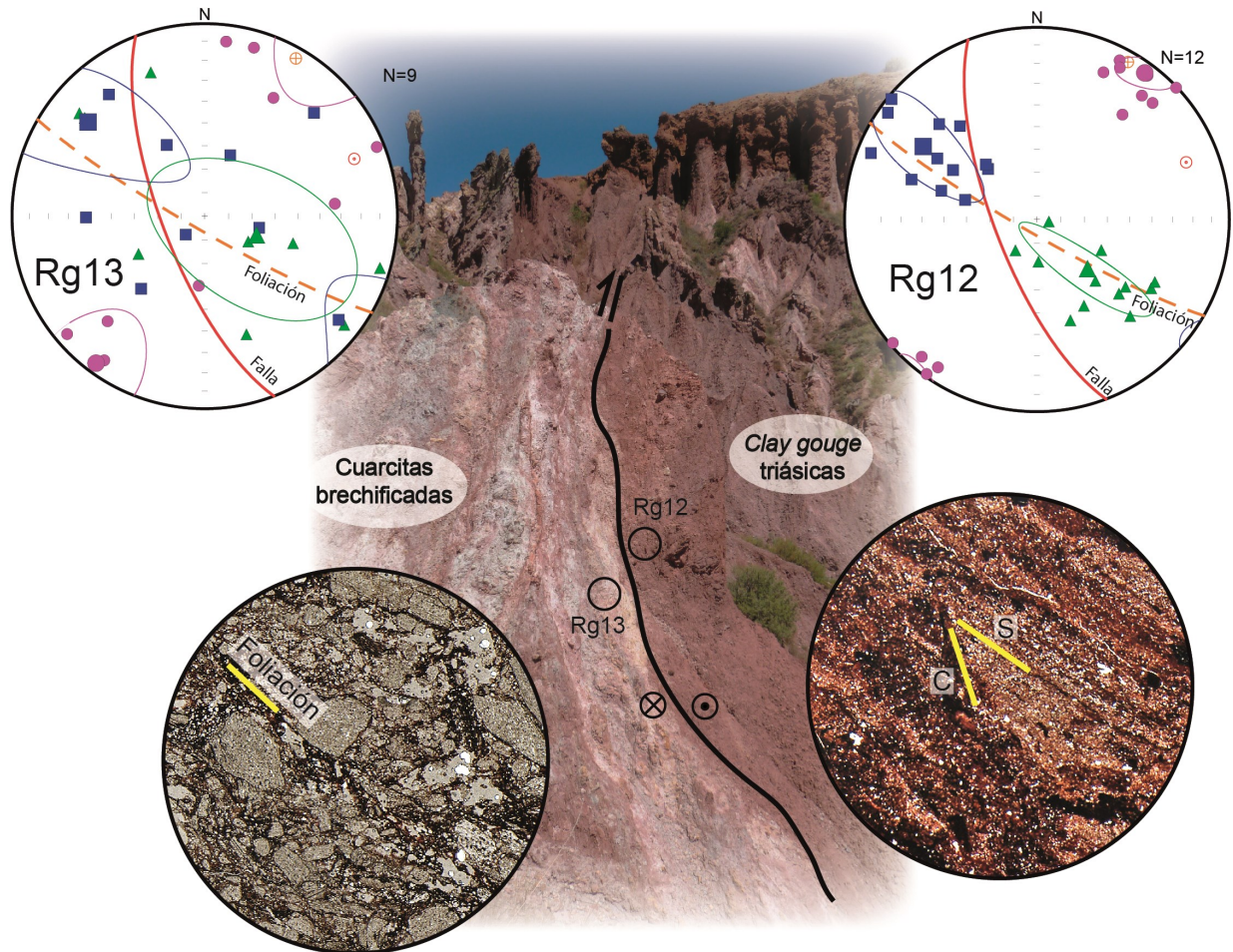


Fig. 8.16. Imagen del afloramiento de los Abuelos, en la falla de Río Grío, con las diferentes petrofábricas desarrolladas (fotos de láminas delgadas) en función de la litología o reología de los materiales y mostrando consecuentemente, un diferente grado de definición del elipsoide magnético.

Fig. 8.16. Photograph from the Abuelos outcrop, in Río Grío fault, showing the different petrofabric developed (in thin section) depending on the lithology or rheology of the rocks, and consequently showing, the different degree of definition in the magnetic ellipsoid.

8.2.1.4. Partición del desplazamiento y reactivación de la falla

Como se comentaba anteriormente, entendemos la partición del desplazamiento como un mecanismo de localización de la deformación, que permite explicar variaciones cinemáticas existentes en el interior de las zonas de falla. Un claro ejemplo de partición del desplazamiento son las estructuras en orientación de Riedel que configuran la arquitectura de las zonas de falla direccionales, con desplazamientos sintéticos y antitéticos a la cizalla general (e.g. Storti et al., 2006). A una menor escala, las estructuras S-C-C' también son sintomáticas de partición del desplazamiento, distribuyéndose en planos sintéticos C y C' (e.g. Tikoff y Greene, 1997). No obstante, y para el tema que nos ocupa, en este capítulo nos referimos a un proceso muy común que acontece especialmente en zonas de falla transpresivas y/o transtensivas, en tanto en cuanto los desplazamientos a favor del buzamiento y a favor de la dirección de la estructura pueden repartirse diferencialmente en el interior de la zona deformada. Por tanto, no es un proceso que controle el tipo de lineación magnética (i.e. paralela al transporte o a la intersección), pero sí añade un factor de complejidad y heterogeneidad a los resultados de fábricas magnéticas en zonas de falla.

8. Discusión

De los cinco casos naturales de estudio, la falla de Rio Grío tal vez sea la que mejor permite ejemplificar esta partición del desplazamiento. El afloramiento de Los Abuelos presenta una geometría de estructura en flor positiva como consecuencia de la inversión tectónica de la estructura durante la compresión alpina. La arquitectura de la zona deformada se caracteriza por una fuerte asimetría presentando: i) un núcleo de falla anastomosado y con una cinemática que combina movimientos direccionales dextros mayoritarios con saltos inversos y ii) un apilamiento de lentículas hacia el bloque levantado en donde la cinemática es exclusivamente inversa. En conjunto, toda esta complejidad cinemática da como resultado una notable variación de la orientación de la lineación magnética a escala de afloramiento, más aun teniendo en cuenta que se combinan con frecuencia ambos tipos de lineaciones (i.e. paralelas al transporte y a la lineación de intersección).

Esta problemática puede verse amplificada en el caso de que la falla haya sido reactivada bajo diferentes contextos tectónicos (e.g. Holdsworth et al., 1997), ya que deformaciones subsecuentes pueden no ser capaces de obliterar la deformación asociada a los eventos previos. Ello conllevaría una petrofábrica compleja conformada por poblaciones de minerales en diversas orientaciones y asociadas a cinemáticas diversas, dificultando la interpretación cinemática de la fábrica magnética. No obstante, los estudios realizados en este trabajo en fallas múltiplemente reactivadas indican que la petrofábrica de la roca está asociada mayoritariamente al último evento de deformación, capaz de obliterar la deformación asociada a movimientos previos de la estructura. Por ejemplo, el cabalgamiento de Gavarnie se ha interpretado como un despegue extensional parcialmente reactivado durante la orogenia Alpina. Sin embargo, en la zona deformada no se ha observado ninguna evidencia de movimientos extensionales, entendiéndose que han sido obliterados por la inversión positiva.

Tan sólo la falla del Vallès-Penedès presenta estructuras de deformación asociadas, al menos, a dos periodos de actividad diferente de la falla. Es una estructura longeva de evolución tectónica compleja, tal y como revelan las dataciones por K-Ar realizadas en la falla (Aldega et al., 2019), con hasta cinco episodios térmicos asociados a eventos tectónicos regionales: i) fracturación tardi-hercínica (~300 M.a.) con magmatismo asociado (Lago et al., 2004); ii) apertura del Rift atlántico (~190 M.a.); iii) Apertura de cuencas mesozoicas (~160 M.a.); iv) Rotación de Iberia durante el Cretácico (~80 M.a.) y v) inversión positiva de las estructuras durante la orogenia Alpina (~40 M.a.). La petrofábrica de la roca registra fundamentalmente la deformación de éste último evento, capaz de obliterar la petrofábrica asociada a los eventos pretéritos. Sin embargo, la falla del Vallès-Penedès fue de nuevo reactivada durante el Neógeno como falla normal, controlando la subsidencia en el margen norte de la cuenca homónima. La deformación asociada a este último evento está fuertemente localizada en bandas de cizalla discretas, que si bien no afectan a toda la zona deformada, sí llegan a controlar puntualmente la petrofábrica y ASM de la roca de falla.

Ya sea por repartos del desplazamiento o por reactivación, el hecho de que coexistan diferentes cinemáticas en una misma estación no sólo hace muy variable la orientación de la lineación magnética, sino que también complica enormemente su interpretación cinemática. Para ejemplificarlo, supongamos una roca de falla en la que se superponen cizallas direccionales y cizallas inversas. Para esta roca, una lineación magnética horizontal puede ser interpretada indistintamente como paralela al transporte direccional o como perpendicular (de intersección) al movimiento inverso. Para solventar esta problemática, se requiere el estudio de secciones pulidas o láminas delgadas en varias orientaciones en el

espacio, de tal forma que se pueda comparar el grado de deformación en aquellas secciones donde se observen los diferentes tipos de cinemáticas (ver capítulo de metodología para mayor explicación). Una vez determinada la dominancia de un tipo u otro de movimiento, es posible asignar con mayor precisión el tipo de la lineación magnética e interpretar cinemáticamente la fábrica magnética. No obstante, siempre hay que contar con un enorme grado de incertidumbre en la interpretación de la fábrica magnética de rocas de falla con esta característica. Analizar un elevado número de estaciones en un mismo afloramiento permite obtener conjuntos de lineaciones magnéticas estadísticamente robustas y, aunque no se elimine la incertidumbre a nivel de estación, finalmente se consigue obtener una visión global de la cinemática a través de la lineación magnética (e.g. falla del Vallès-Penedès).

8.2.2. Influencia de la mineralogía magnética

Las zonas de falla son áreas donde el paso de fluidos y las altas temperaturas por fricción inducen transformaciones mineralógicas, ya sea por alteración o por neoformación de minerales (e.g. Mishima et al., 2006; Tanikawa et al., 2008; Preeden et al., 2009; Chou et al., 2012a, b; 2014). Ejemplos de transformaciones minerales típicas son: i) la neoformación de minerales de la arcilla (e.g. Vrolijk y van der Pluijm, 1999; Solum et al., 2005), la alteración térmica de carbonatos de Fe a magnetita a temperaturas superiores a los 400°C (e.g. Ellwood et al., 1989; Han et al., 2007a, b; Tanikawa et al., 2008) o la oxidación de pirita o pirrotina a magnetita o goethita a temperaturas superiores a los 350-400°C (e.g. Dunlop and Özemir, 1997; Chou et al., 2012a, b). Todas estas alteraciones y cambios mineralógicos desembocan en una mineralogía heterogénea de la roca de falla, que muchas veces condiciona y complica el estudio de su fábrica magnética. Por ello, consideramos necesario la medición de subfábricas magnéticas en rocas de falla, lo cual puede aportar información sobre la cinemática de la estructura y de origen de la mineralogía respecto a la actividad de la falla (pre-, sin- o post-cinemáticos). Esta sección de la discusión está enfocada hacia dos puntos concretos: i) realizar una descripción global de la mineralogía de las muestras estudiadas en este trabajo y ii) discutir la posible relación entre sub-fábricas magnéticas y el tipo de lineación magnética obtenida.

8.2.2.1. Mineralogía magnética de las rocas de falla

La susceptibilidad de las rocas de falla analizadas varía entre valores de 0×10^{-6} y 1459×10^{-6} S.I., con los valores más comunes en el rango comprendido entre 90×10^{-6} y 230×10^{-6} S.I. (Fig. 8.17a). A su vez, el grado de anisotropía corregido (P_j) tiende a presentar valores relativamente bajos, con los valores más comunes por debajo de 1.1 (Fig. 8.17b), y el parámetro de forma (T) es indicativo de un claro predominio de elipsoides oblatos (Fig. 8.17c). La conjunción de los tres parámetros es un primer indicio de una importante contribución paramagnética a la susceptibilidad de las muestras: los valores de susceptibilidad y de P_j son notablemente inferiores a los máximos atribuidos a una fábrica portada exclusivamente por filosilicatos (Rochette et al., 1992; Martín-Hernández y Hirt, 2003), mientras que fábricas ferromagnéticas muestran cierta tendencia a presentar fábricas prolatas y fundamentalmente valores de susceptibilidad y P_j mucho mayores. También en este sentido, resulta notoria la diferencia de estos valores respecto a los obtenidos en milonitas de zonas de falla dúctiles, donde por lo general la portadora de la fábrica es la magnetita, dando lugar a valores de susceptibilidad y P_j mucho mayores. Sirva de ejemplo los datos aportados por Sidman et al. (2005) en milonitas, con susceptibilidades comprendidas entre 1000 y 13000×10^{-6} S.I. y valores de P_j normalmente superiores a 1.5.

8. Discusión

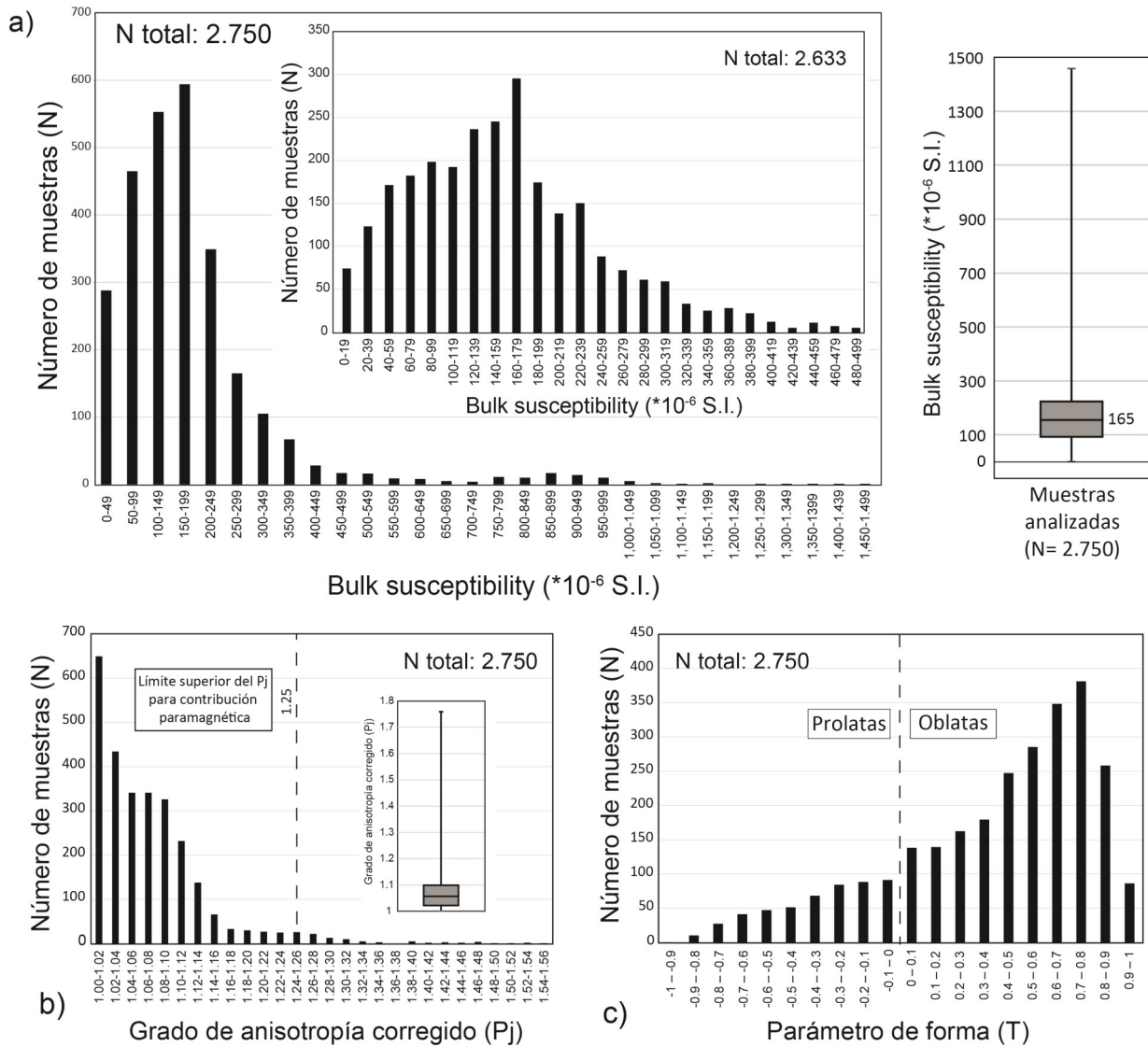


Fig. 8. 17. Histogramas de frecuencias y *box plot* para los valores de susceptibilidad magnética (a), grado de anisotropía corregido P_j (b) y parámetro de forma T (c) procedentes de los diferentes estudios de ASM recogidos en esta tesis.

Fig. 8. 17. Frequency histograms and *box plot* for all the bulk susceptibility (a), corrected degree of anisotropy P_j (b) and shape parameter T (c) values from ASM studies in this thesis.

El paramagnetismo dominante de las muestras analizadas se ve corroborado por dos indicadores del comportamiento magnético de la roca observados en dos de los experimentos realizados en este trabajo: curvas de susceptibilidad vs. temperatura y ratios de la susceptibilidad medida a baja temperatura (LT-K) y a temperatura ambiente (RT-K). Formas hiperbólicas durante los primeros pasos de calentamiento en curvas K-T, indicativas del comportamiento paramagnético, son dominantes en prácticamente todas las estaciones analizadas en esta tesis doctoral (Fig. 8.18a), con excepciones puntuales en el cabalgamiento de Gavarnie y en la falla de Alhama de Murcia. Por otra parte, los ratios de susceptibilidad muestran valores promedio en torno a 3 (3.8 es el valor máximo para el comportamiento paramagnético puro; e.g. Lüneburg et al., 1999), y pese a su elevada variabilidad, corroboran una alta contribución de minerales paramagnéticos a la susceptibilidad (Fig. 8.18b). Ahora bien, dicho predominio no implica que los minerales paramagnéticos sean los portadores de la fábrica magnética, puesto que también influye en ella el grado de ordenamiento de las poblaciones paramagnéticas y ferromagnéticas *s.l.*, aspecto que se desarrolla en el siguiente apartado.

El estudio petrográfico en láminas delgadas ha permitido realizar la identificación de los minerales magnéticos presentes en la roca. Los minerales paramagnéticos dominantes en todas las muestras son los filosilicatos, siendo también muy frecuente la presencia de pirita en diferentes estados de alteración a óxidos de hierro. La dominancia en el contenido de filosilicatos queda patente en la cuantificación mineralógica realizada a partir de los espectros de difracción de rayos-X (XRD) realizados en muestras del cabalgamiento de Gavarnie y fallas del Vallès-Pendès y Rio Grío, representando frecuentemente más de 80% del volumen de la roca de falla. De forma singular, se ha detectado la presencia de carbonatos de hierro paramagnéticos, como la ankerita, en la falla de Alhama de Murcia.

En cuanto a los minerales ferromagnéticos presentes en las muestras, tanto en los análisis de magnetismo de rocas (curvas K-T, adquisición de la IRM, ciclos de histéresis, etc.) como en el estudio petrográfico, se ha observado una alta variabilidad entre: i) las diferentes fallas objeto de estudio, ii) entre estaciones dentro de una misma falla o afloramiento o iii) incluso entre muestras de una misma estación, siendo indicativo de la elevada heterogeneidad mineralógica de las rocas de falla. Por lo general, los óxidos de hierro son los minerales más comúnmente detectados, ya sea en forma de magnetita-maghemita (e.g. cabalgamiento de Gavarnie) o hematites (principal mineral ferromagnético en facies rojas triásicas, frecuentemente estudiadas en la falla de Rio Grío). Los sulfuros de hierro (e.g. pirrotina) son también muy frecuentes en rocas de falla originadas a partir de filitas o pizarras paleozoicas, como sucede en las fallas de Rio Grío, Vallès-Penedès, Alhama de Murcia o en el cabalgamiento de Gavarnie. Por el contrario, en la falla neógena de Baza, los materiales Pliocenos sin diagenetizar presentan contribuciones ferromagnéticas muy bajas, sugiriendo que el grado de diagénesis o metamorfismo previo de la roca tiene una influencia directa en la mineralogía de la roca de falla.

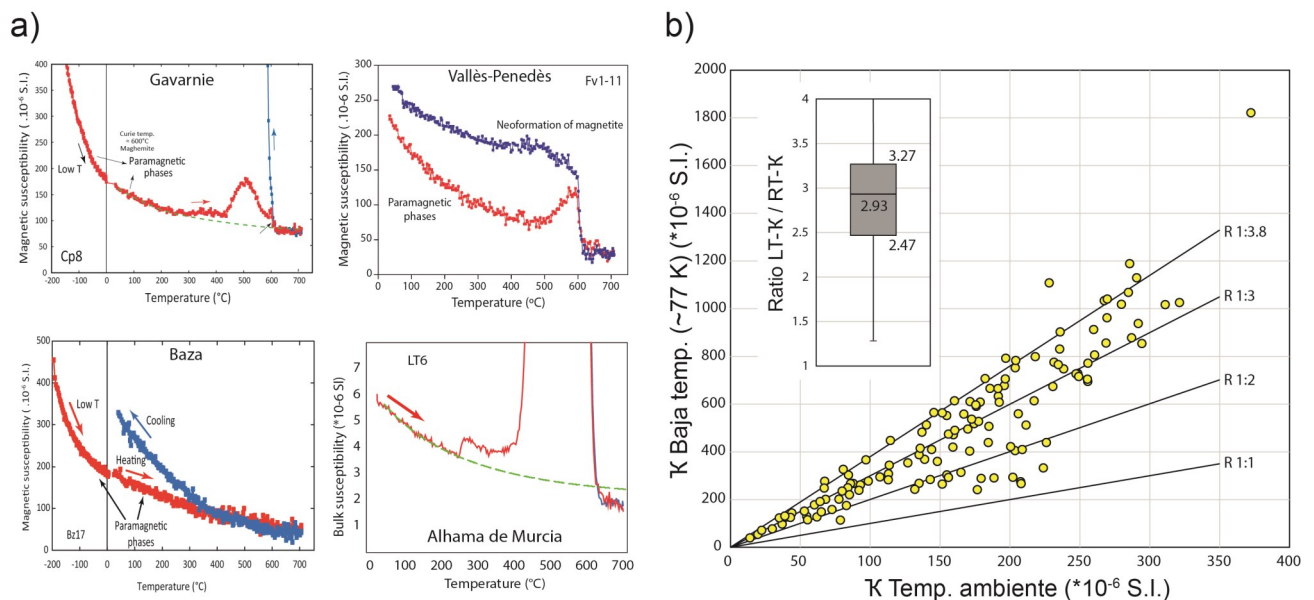


Fig. 8. 18. a) Curvas de susceptibilidad vs temperatura (curvas K-T) en rocas de falla de varios de los ejemplos estudiados, mostrando un fuerte comportamiento paramagnético. b) Representación gráfica, box plot incluido, de la relación entre la susceptibilidad medida a baja temperatura y a temperatura ambiente (LT/RT) de muestras procedentes de todas las fallas analizadas en esta tesis.

Fig. 8. 18. a) Temperature-dependent magnetic susceptibility (K-T) curves in several studied faults, showing a strong paramagnetic behaviour. b) Representation of the ratios, including a box plot, between the magnetic susceptibility at low and room temperature (LT/RT) of samples from all studied faults in this thesis

8. Discusión

La procedencia u origen de la mineralogía magnética es un aspecto fundamental en cualquier estudio de fábricas magnéticas, pero más aún en zonas de falla teniendo en cuenta que son zonas propensas a la neoformación de minerales magnéticos (Chou et al., 2012a, b; 2014). El estudio de la mineralogía magnética en este trabajo se ha enfocado a determinar la mineralogía específica de la muestra, más que investigar el origen de la misma. No obstante, los estudios detallados realizados en el cabalgamiento de Gavarnie y en la falla de Alhama de Murcia nos han permitido inferir ciertos procesos de neoformación de minerales que acontecen en zonas de falla. En el cabalgamiento de Gavarnie se ha observado un incremento de la susceptibilidad en la base de la zona deformada, en donde se produce una intensa localización de la deformación. Este incremento está relacionado con dos procesos vinculados con el paso de fluidos, pero que afectan a mineralogías diferentes: i) los resultados obtenidos por XRD indican una mayor concentración de filosilicatos en esta zona, y específicamente de minerales relacionados con alteraciones hidrotermales, como interestratificados de I-S (R3), kaolinita o talco, minerales sólo presentes en la zona basal, y ii) la misma zona basal muestra mayores magnetizaciones adquiridas en la impartición de IRMs que zonas más alejadas del cabalgamiento basal, sugiriendo mayor concentración de minerales ferromagnéticos *s.l.*. Esta concentración puede estar relacionada con la alteración de pirritas a óxidos de hierro (magnetita, maghemita o hematites) por el paso de fluidos oxidantes, proceso localizado en esta zona basal y ampliamente observado en el estudio de la roca de falla en SEM y microscopio petrográfico en luz reflejada. En consecuencia, la alteración de la mineralogía magnética responde en este caso al paso de fluidos en la zona de falla, proceso concentrado en torno al plano de cabalgamiento principal.

Por otra parte, los resultados de la falla de Alhama de Murcia muestran la mayor heterogeneidad mineralógica de todos los casos estudiados en esta tesis, por lo que el estudio sí se ha focalizado en parte en determinar el origen de la diferente mineralogía magnética. Dos tipos de fábricas magnéticas portadas por diferentes mineralogías magnéticas se han observado: una fábrica inversa y asociada a la presencia de carbonatos de hierro paramagnéticos y una fábrica normal portada por minerales ferromagnéticos *s.l.* La distribución en el afloramiento de ambos tipos no es homogénea, dominando en los bordes del núcleo de la falla las fábricas ferromagnéticas *s.l.* y en el centro las fábricas paramagnéticas, siendo un primer indicio de la heterogeneidad en la mineralogía. En cuanto a la neoformación de minerales, se ha interpretado un aumento en la concentración de carbonatos de hierro paramagnéticos en la zona central, fundamentalmente ankerita, proceso fomentado posiblemente por paso de fluidos hidrotermales. La orientación de la fábrica magnética portada por la ankerita, pese a la fábrica inversa, guarda relación con la cinemática de la falla, por lo que entendemos que la neoformación es pre- o sin-cinemática. Los datos de XRD aportados por Rodríguez-Escudero (2018) también sugieren un aumento del contenido en filosilicatos, a la vez que confirman el aumento de ankerita en la zona de falla. En cuanto a la mineralogía ferromagnética *s.l.*, la presencia de magnetita y pirrotina tanto en el protolito como en la roca de falla, sumado al escaso incremento de la susceptibilidad en esta última, sugieren un origen heredado de éstos en la zona deformada, o al menos que su neoformación no es un proceso extendido. Sin embargo, el estudio petrográfico y de magnetismo de rocas revela una concentración muy variable de goetita y hematites en la roca de falla. El origen de estos minerales se ha relacionado con la alteración meteórica y post-cinemática de la ankerita, en un proceso mucho más pronunciado en los bordes externos del núcleo de la falla. Por lo tanto, la distribución de ambos tipos de fábricas (i.e. normal e inversa) esta asociada a un doble proceso: i) una precipitación inicial de ankerita en forma de cemento y ii) la posterior alteración de la ankerita a goetita y hematites, proceso localizado en los bordes del núcleo de la falla.

8.2.2.2. Relación entre sub-fábricas magnéticas y orientación de la lineación magnética

Al inicio de este apartado de discusión se hacía referencia a la posible relación entre sub-fábricas paramagnéticas y ferromagnéticas *s.l.* y la orientación de la lineación magnética en fábricas compuestas. En concreto, nos referimos a los trabajos de Oliva-Urcia et al. (2009) y Pueyo-Anchuela et al. (2012) en donde se identificaba una lineación ferromagnética *s.l.* paralela a la dirección de transporte, en contraposición a fábricas paramagnéticas portadoras de lineaciones paralelas a la lineación de intersección entre planos S_0 y S_1 . La justificación aportada en los trabajos anteriormente citados se basa en dos procesos: i) en la clara tendencia de los filosilicatos a generar lineaciones de intersección (e.g. van der Pluijm y Kaars-Sijpesteijn, 1984; Aubourg et al., 1991; Housen et al., 1993; Martín-Hernández et al., 2005) y ii) en la neoformación y concentración de óxidos de hierro ferromagnéticos *s.l.* en los planos de foliación asociados al movimiento de cabalgamientos en las Sierras Interiores de los Pirineos. Esta interpretación implica una elevada movilidad de los granos ferromagnéticos *s.l.*, es decir, que la neoformación sintectónica de los mismos conlleva su disposición en paralelo a la dirección de transporte de las estructuras. En la línea de esta discusión, nos preguntamos si procesos similares pueden estar influenciando los resultados obtenidos en rocas de falla. Trabajos previos en zonas de falla frágiles, o bien no cuentan con este tipo de análisis de sub-fábricas (e.g. Solum y van der Pluijm, 2009), o la mineralogía magnética de la roca hace complejo determinarlas (e.g. ausencia de comportamiento paramagnético en la falla del Mar Muerto; ver Braun et al., 2015). El estudio realizado por Casas-Sainz et al. (2016) en el cabalgamiento de Cameros (Cadena Ibérica) sí presenta un análisis de subfábricas magnéticas (LT-AMS y AARM), extrayendo la misma conclusión anteriormente mencionada: fases ferromagnéticas *s.l.* portan la lineación magnética paralela a la dirección de transporte, y fases paramagnéticas portan lineaciones magnéticas de intersección. No obstante, por la alta coercitividad de las rocas de falla (hematites), la AARM realizada en este trabajo tiende a dar fábricas magnéticas muy poco definidas. Tras esta breve introducción y antecedentes al problema, en este capítulo se intenta indagar sobre esta hipótesis a través de dos vías diferentes: i) de forma indirecta, a partir de la contribución paramagnética a las muestras analizada a través del ratio $LT-K / RT-K$ y ii) de forma directa, mediante el estudio de sub-fábricas magnéticas realizado en la falla de Alhama de Murcia y cabalgamiento de Gavarnie.

Si en la Fig. 8.18b se mostraba el ratio $LT-K / RT-K$ para todas las muestras en conjunto, en la Fig. 8.19a se ha diferenciado entre muestras que presentan lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte y aquellas paralelas a la lineación de intersección, acompañado de un *box plot* del ratio para ambos tipos de fábricas magnéticas (Fig. 8.19b). La comparación entre ambos tipos indica que no hay diferencias sustanciales en el valor de dicho ratio entre un tipo y otro, mostrando ambas una importante contribución de los minerales paramagnéticos (ratios promedio en torno a 3 en ambos casos). Si se analizan los resultados falla por falla (Fig. 8.18a, c), sí se observan ciertas variaciones, pero es complicado extraer alguna conclusión de las mismas. Por ejemplo, las muestras del cabalgamiento de Gavarnie con lineaciones paralelas al transporte muestran menor contribución paramagnética que las que presentan lineaciones de intersección. Sin embargo, las muestras procedentes de la falla de Rio Grío presentan la relación opuesta. Estas relaciones sugieren, a grandes rasgos, comportamientos magnéticos similares para las fábricas magnéticas de ambos tipos. No obstante, se requiere del estudio de sub-fábricas magnéticas para mayor exactitud.

8. Discusión

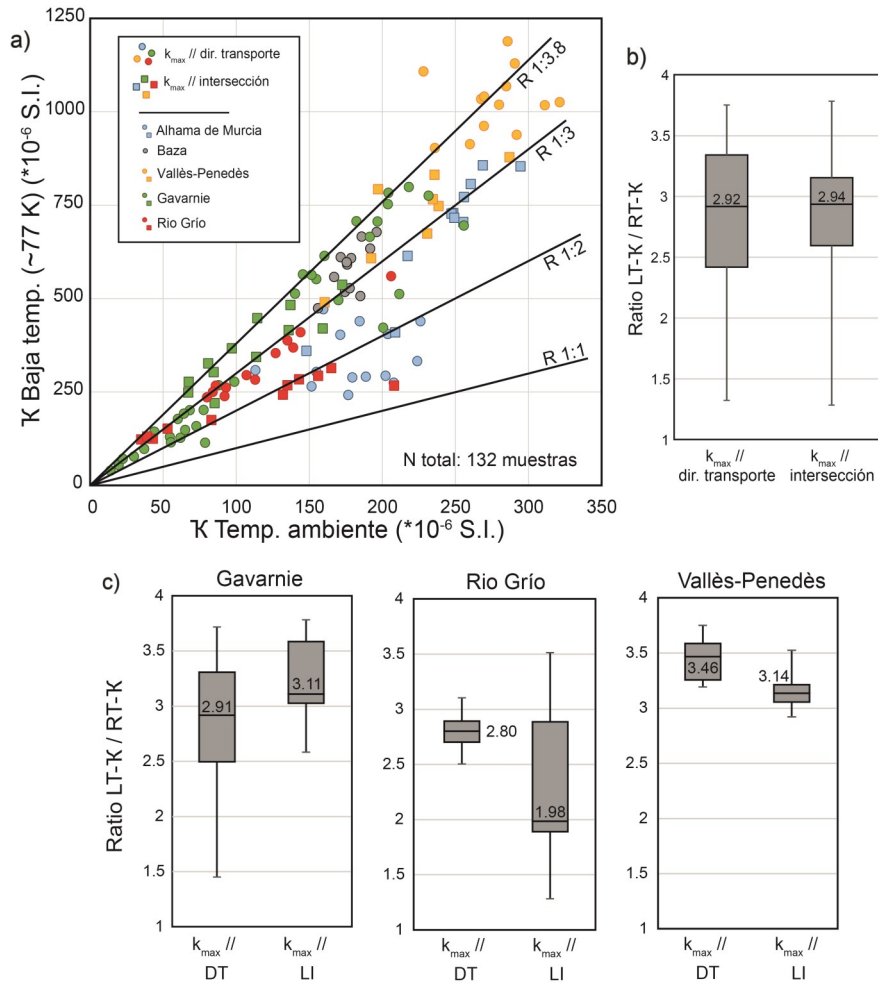


Fig. 8.19. a) Representación gráfica de la relación entre la susceptibilidad medida a baja temperatura y a temperatura ambiente (ratio LT/RT) de muestras procedentes de todas las fallas analizadas en esta tesis, diferenciándose en función de la falla y del tipo de lineación magnética. *Box plots* con los ratios obtenidos para muestras con lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte y paralelas a la lineación de intersección para todas las fallas (b) y en cada una de las fallas (c).

Fig. 8.19. a) Representation of the ratios between the magnetic susceptibility at low and room temperature (ratio LT/RT) of samples from all studied faults in this thesis, differentiated by fault and type of magnetic lineation. *Box plots* showing the ratios obtained in samples with magnetic lineations parallel to transport direction and intersection lineation from all studied faults (b) and from each fault (c).

De los cinco ejemplos naturales estudiados, en el cabalgamiento de Gavarnie y en la falla de Alhama de Murcia se han realizado determinaciones de subfábricas ferromagnéticas *s.l.*, incluyendo medidas de la AARM y fundamentalmente de la AIRM, las cuales se acompañan de la medición de ASM a baja temperatura (LT-AMS) para realizar el comportamiento paramagnético. Los resultados obtenidos en la falla de Alhama de Murcia indican la presencia de dos tipos de fábricas magnéticas (Fig. 8.20a): una subfábrica ferromagnética *s.l.* (AIRM) con lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte y una subfábrica paramagnética inversa (RT-AMS) portada por ankerita, un carbonato de hierro similar a la siderita. La fábrica magnética asociada a los filosilicatos paramagnéticos no ha podido ser aislada, en tanto en cuanto la sub-fábrica paramagnética está siempre asociada a la ankerita (fábricas inversas en RT - y LT-AMS). Por ello, con estos resultados podemos asociar una lineación magnética al comportamiento ferromagnético, pero no aportan información sobre el tipo de lineación portada por los filosilicatos.

En el cabalgamiento de Gavarnie, la determinación de subfábricas magnéticas revela un solapamiento total de la RT-AMS, LT-AMS y AIRM en todas las estaciones analizadas, indistintamente del tipo de lineación magnética que presenten y de si la foliación magnética es paralela a los planos S o C-C' (Fig. 8.20b). La interpretación a estos resultados es simple: los granos ferro- y paramagnéticos estén orientados de forma similar (ausencia de subfábricas magnéticas) y por tanto la lineación magnética obtenida no está condicionada por la mineralogía magnética, sino más bien por el desarrollo de un tipo de petrofábrica en concreto (e.g. los modelos expuestos en la Fig. 8.8). No obstante, otra posible interpretación de estos resultados reside en que la medición de la LT-AMS no elimina la contribución ferromagnética *s.l.*, sino que

únicamente realza la paramagnética. Es decir, que si los granos ferromagnéticos *s.l.* contribuyen a la fábrica magnética aportando mayores susceptibilidades en una dirección a temperatura ambiente (e.g. dirección de transporte), el realzamiento de la contribución paramagnética a baja temperatura puede no ser suficiente para generar un cambio en la dirección de mayor susceptibilidad, aunque la población paramagnética contribuya con lineaciones magnéticas de intersercción. De darse este caso, la lineación magnética se mantendría invariable tanto a temperatura ambiente, como a baja temperatura, como en la AIRM, y la LT-AMS seguiría reflejando la lineación ferromagnética *s.l.*

No obstante, no podemos (o no debemos) extrapolar los resultados de Gavarnie y tratarlos como norma general. De hecho, son aparentemente contradictorios con los resultados e interpretaciones realizadas por Casas-Sainz et al. (2016) y los resultados obtenidos en la falla de Alhama de Murcia en este trabajo. Por tanto, consideramos que la mineralogía magnética sí puede tener influencia en el tipo de lineación magnética, pero no podemos confirmar que la lineación magnética paralela a la dirección de transporte esté asociada como norma a la sub-fábrica ferromagnética *s.l.*

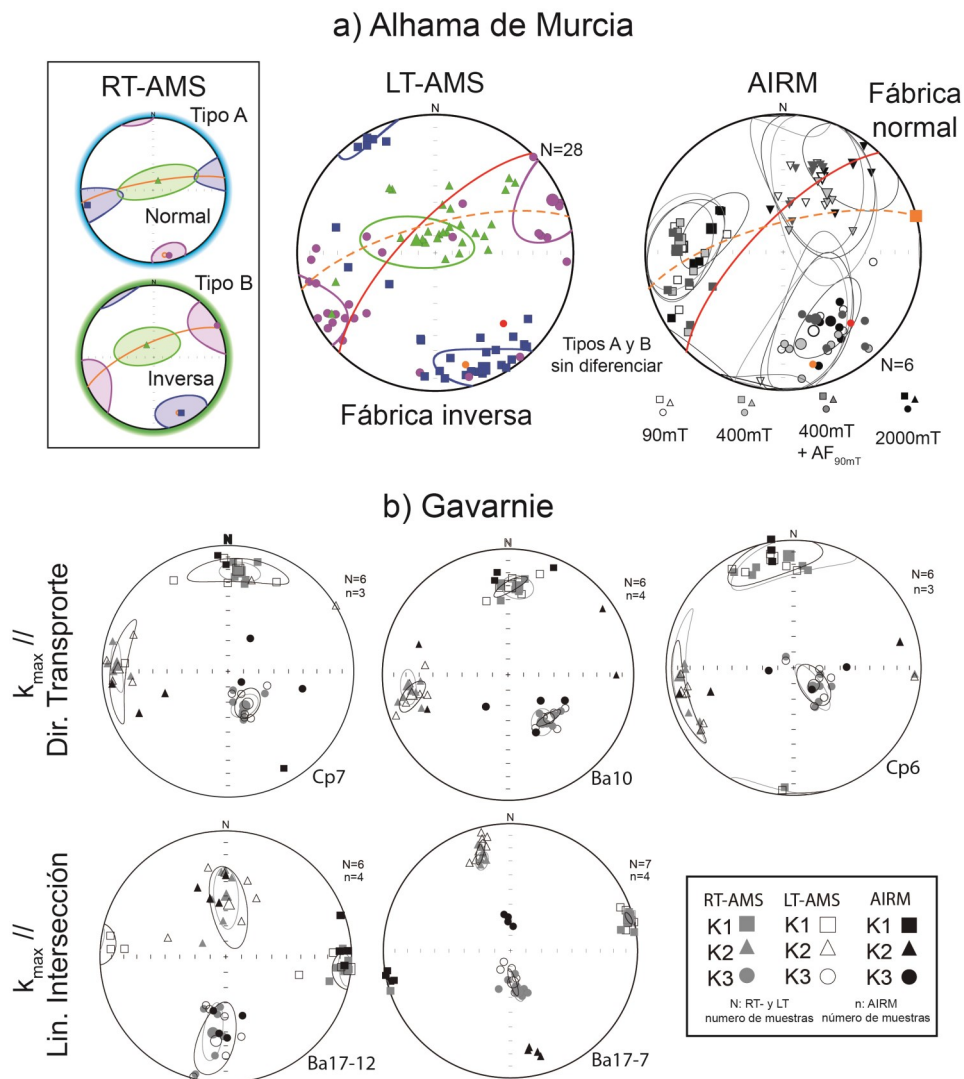


Fig. 8.20. Comparación de los resultados obtenidos en los diferentes métodos de separación de sub-fábricas (RT-AMS, LT-AMS y AIRM), con sus elipses de confianza, en muestras de la falla de Alhama de Murcia (a) y del cabalgamiento de Gavarnie (b).

Fig. 8.20. Comparative results of the different methods used for subfabric separation (RT-AMS, LT-AMS and AIRM) and their confidence ellipses, for samples from Alhama de Murcia fault (a) and Gavarnie thrust (b).

8. Discusión

Conclusiones generales a la discusión

A lo largo de esta discusión global se ha ido desgranando qué factores pueden afectar a la orientación de la lineación magnética y de qué forma lo hacen. En concreto, se explicado cómo i) los diferentes mecanismos de deformación, ii) la intensidad de la deformación y su traducción a diferentes tipos de petrofábricas, iii) la influencia de petrofábricas del protolito en la roca de falla, iv) la sobre imposición de cizallas y v) la mineralogía magnética acaban por configurar un complejo puzle (a veces *rompecabezas*) de factores contribuyendo a un desarrollo u otro de lineación magnética. No obstante, en cada una de las cinco fallas estudiadas en esta tesis la configuración de la lineación magnética es bastante más simple, fundamentalmente porque estos cinco factores no siempre se conjugan en la misma roca de falla. Poniendo ejemplos simples, en la falla de Baza la lineación magnética está condicionada mayormente por la intensidad de la deformación, mientras que en la falla de Alhama de Murcia parece existir un control mineralógico dominante. En otros casos tal vez más complejos de interpretar, como en el cabalgamiento de Gavarnie, la intensidad de la deformación, mecanismos de deformación dúctil vs frágil o la interacción entre las petrofábricas heredadas y las asociadas a la deformación del cabalgamiento hacen variar la orientación de la lineación magnética en la perpendicular al plano principal de la estructura.

En cualquier caso, y salvo excepciones muy puntuales, la fábrica magnética es interpretable en términos cinemáticos y de deformación, independientemente del tipo de lineación magnética obtenida. Es decir, que aunque en ocasiones sea compleja de interpretar, los resultados presentados en esta tesis muestran que la ASM es una técnica a tener en cuenta en el estudio de rocas de fallas, siendo útil en varios sentidos: i) muestra una buena correlación con la petrofábrica de la roca, al mimetizar los planos estructurales que la componen, ii) aporta un criterio cinemático en rocas que no siempre presentan indicadores cinemáticos clásicos (estría, foliación, etc.) o de haberlos, no son claros (e.g. cizallas sobreimpuestas), iii) permite estimar cualitativamente la intensidad de la deformación, por medio de la orientación del elipsoide, y en ciertos casos, cuantitativamente a través de los valores de P_j y T y iv) el estudio de la mineralogía magnética y de las posibles sub-fábricas magnéticas puede ayudar a esclarecer sobre la posible neoformación de minerales en zonas de falla asociados a determinados periodos de actividad o eventos sísmicos de la falla.

Referencias

- Aldega, L., Viola, G., Casas-Sainz, A., Marcén, M., Román-Berdiel, T., van der Lelij, R., n.d. Unravelling multiple thermo-tectonic events accommodated by crustal-scale faults in northern Iberia, Spain: Insights from K-Ar dating of clay gouges. *Tectonics* 0. <https://doi.org/10.1029/2019TC005585>
- Anchuela, Ó.P., Imaz, A.G., Juan, A.P., 2012. Factors affecting the record of strain fabrics at the anisotropy of magnetic susceptibility: West-Central South-Pyrenean cleavage domain (Southern Pyrenees; NE Spain). *Tectonophysics* 554–557, 1–17. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.028>
- Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., 1996. Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *J. Struct. Geol.* 18, 863–869. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(96\)00013-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00013-2)
- Aubourg, C., Rochette, P., Vialon, P., 1991. Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps). *Tectonophysics* 185, 211–223. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90445-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90445-X)
- Aubourg, C., Hebert, R., Jolivet, L., Cartayrade, G., 2000. The magnetic fabric of metasediments in a detachment shear zone: The example of Tinos Island (Greece). *Tectonophysics* 321, 219–236. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00049-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00049-4)
- Berthé, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(79\)90019-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(79)90019-1)
- Braun, D., Weinberger, R., Eyal, Y., Feinstein, S., Harlavan, Y., Levi, T., 2015. Distinctive diamagnetic fabrics in dolostones evolved at fault cores, the Dead Sea Transform. *J. Struct. Geol.* 77, 11–26. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.007>
- Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Villalaín, J.J., Aldega, L., Corrado, S., Caricchi, C., Invernizzi, C., Osácar, M.C., 2017. Multidisciplinary approach to constrain kinematics of fault zones at shallow depths: a case study from the Cameros–Demanda thrust (North Spain). *International Journal of Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1349-5>
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A., Simón, J.L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Osácar, M.C., Pueyo-Anchuela, Ansón, M., García-Lasanta, C., Corrado, S., Invernizzi, C., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics* 730, 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.013>
- Chou, Y.M., Song, S.R., Aubourg, C., Lee, T.Q., Boullier, A.M., Song, Y.F., Yeh, E.C., Kuo, L.W., Wang, C.Y., 2012a. An earthquake slip zone is a magnetic recorder. *Geology* 40, 551–554. <https://doi.org/10.1130/G32864.1>
- Chou, Y.M., Song, S.R., Aubourg, C., Song, Y.F., Boullier, A.M., Lee, T.Q., Evans, M., Yeh, E.C., Chen, Y.M., 2012b. Pyrite alteration and neofomed magnetic minerals in the fault zone of the Chi-Chi earthquake ($M_w > 7.6$, 1999): Evidence for frictional heating and co-seismic fluids. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 13, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2012GC004120>
- Chou, Y.M., Song, S.R., Aubourg, C., Lee, T.Q., Song, Y.F., Yeh, E.C., 2014. Quantitative modeling of the newly formed magnetic minerals in the fault gouge of 1999 Chi-Chi earthquake ($M_w 7.6$), Taiwan. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 6771–6781. <https://doi.org/10.1002/2014JB011098>
- Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 238, 77–107. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.08>
- Debacker, T.N., Hirt, A.M., Sintubin, M., Robion, P., 2009. Tectonophysics Differences between magnetic and mineral fabrics in low-grade, cleaved siliciclastic pelites: A case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium). *Tectonophysics* 466, 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.039>
- DeBresser, J.H.P., 1989. Calcite c-axis textures along the Gavarnie thrust zone, central Pyrenees. *Geol. en Mijnb.* 68, 367–375.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. Rock magnetism. Fundamentals and frontiers. In: Edwards, D. (Ed.), *Cambridge Studies in Magnetism*. Cambridge University Press (253 pp.).
- Ellwood, B.B., Burkart, B., Rajeshwar, K., Darwin, R.L., Neeley, R.A., McCall, A.B., Long, G.J., Buhl, M.L., Hickcox, C.W., 1989. Are the iron carbonate minerals, ankerite and ferroan dolomite, like siderite, important in paleomagnetism? *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94, 7321–7331. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07321>

8. Discusión

- Ferré, E.C., Gébelin, A., Till, J.L., Sassier, C., Burmeister, K.C., 2014. Deformation and magnetic fabrics in ductile shear zones: A review. *Tectonophysics* 629, 179–188. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.008>
- Haerincx, T., Wenk, H., Debacker, T.N., Sintubin, M., 2014. Preferred mineral orientation of a chloritoid-bearing slate in relation to its magnetic fabric. *J. Struct. Geol.* 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.013>
- Haerincx, T.O.M., Adriaens, R., Debacker, T., Hirt, A.M., Sintubin, M., 2015. Paramagnetic metamorphic mineral assemblages controlling AMS in low-grade deformed metasediments and the implications with respect to the use of AMS as a strain marker 170, 263–280. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-062.Paramagnetic>
- Han, R., Shimamoto, T., Ando, J., Ree, J.-H., 2007a. Seismic slip record in carbonate-bearing fault zones: An insight from high-velocity friction experiments on siderite gouge. *Geology* 35, 1131–1134. <https://doi.org/10.1130/G24106A.1>
- Han, R., Shimamoto, T., Hirose, T., Ree, J.-H., Ando, J., 2007b. Ultralow Friction of Carbonate Faults Caused by Thermal Decomposition. *Science* (80-.). 316, 878 LP – 881. <https://doi.org/10.1126/science.1139763>
- Hippertt, J., 1999. Are S-C structures, duplexes and conjugate shear zones different manifestations of the same scale-invariant phenomenon? *J. Struct. Geol.* 21, 975–984. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00047-4)
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A., Roberts, A.M., 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *J. Geol. Soc. London.* 154, 73–78. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0073>
- Housen, B.A., van der Pluijm, B.A., 1990. Chlorite control of correlations between strain and anisotropy of magnetic susceptibility 61, 315–323.
- Housen, B.A., van der Pluijm, B.A., 1991. Slaty cleavage development and magnetic anisotropy fabrics. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 96, 9937–9946.
- Housen, B.A., Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models and implications for the quantification of rock fabrics. *Tectonophysics* 220, 1–12. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90219-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90219-A)
- Housen, B.A., Van Der Pluijm, B.A., Essene, E.J., 1995. Plastic behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Grenville Province. *J. Struct. Geol.* 17, 265–278. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)E0045-Z](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)E0045-Z)
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C., Gil-Imaz, A., 2004. Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 223, 465–490.
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.* 6, 617–638. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90001-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90001-4)
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M., Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics* 307, 51–74. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00118-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00118-3)
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Aldega, L., 2018. Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 117, 105–123. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2018.09.008>
- Marcén, M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Soto, R., Oliva-Urcia, B., Castro, J., 2019. Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS). *Tectonophysics.* <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.014>
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics* 367, 13–28.
- Martín-Hernández, F., Kunze, K., Julivert, M., Hirt, A.M., 2005. Mathematical simulations of anisotropy of magnetic susceptibility on composite fabrics. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JB003505>
- McCaig, A.M., Tritlla, J., Banks, D.A., 2000. Fluid flow patterns during Pyrenean thrusting. *J. Geochemical Explor.* 69–70, 539–543. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(00\)00060-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0375-6742(00)00060-1)
- Mishima, T., Hirono, T., Soh, W., Song, S.R., 2006. Thermal history estimation of the Taiwan Chelungpu fault using rock-magnetic methods. *Geophys. Res. Lett.* 33, 2–6. <https://doi.org/10.1029/2006GL028088>
- Oliva-Urcia, B., Larrasoaña, J.C., Pueyo, E.L., Gil, A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, A.M., Pueyo, O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.* 31, 163–176. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.11.002>

- Ono, T., Hosomi, Y., Arai, H., Takagi, H., 2010. Comparison of petrofabrics with composite magnetic fabrics of S – C mylonite in paramagnetic granite. *J. Struct. Geol.* 32, 2–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.009>
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics* 350, 283–298. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1)
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2004. Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens. *Geol. Acta* 2, 213–220.
- Preeden, U., Mertanen, S., Elminen, T., Plado, J., 2009. Secondary magnetizations in shear and fault zones in southern Finland. *Tectonophysics* 479, 203–213. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.011>
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30, 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Calvin, P., Villalaín, J.J., 2019. On the influence of magnetic mineralogy in the tectonic interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility in cataclastic fault zones. *Geophys. J. Int.* 216, 1043–1061. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy481>
- Ruf, A.S., Naruk, S.J., Butler, R.F., Calderone, G.J., 1988. Strain and magnetic fabric in the Santa Catalina and Pinaleno Mountains Metamorphic Core Complex Mylonite Zones, Arizona. *Tectonics* 7, 235–248. <https://doi.org/10.1029/TC007i002p00235>
- Sidman, D., Ferré, E.C., Teyssier, C., Jackson, M., 2005. Magnetic fabric and microstructure of a mylonite: example from the Bitterroot shear zone, western Montana. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 245, 143–163. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.07>
- Sierra Campos, P., Casas Sainz, A. M., Román Berdiel, T. & Marcén, M. (2019). Aportación de la fábrica magnética a la caracterización cinemática de la Falla de Jarque (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geologica de España*, 32 (1), 77-96.
- Solum, J.G., van der Pluijm, B.A., 2009. Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior. *Tectonophysics* 475, 554–562. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>
- Solum, J.G., van der Pluijm, B.A., Peacor, D.R., 2005. Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault, Utah. *J. Struct. Geol.* 27, 1563–1576. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.002>
- Storti, F., Rossetti, F., Läuffer, A.L., Salvini, F., 2006. Consistent kinematic architecture in the damage zones of intraplate strike-slip fault systems in North Victoria Land, Antarctica and implications for fault zone evolution. *J. Struct. Geol.* 28, 50–63. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.09.004>
- Tanikawa, W., Mishima, T., Hirono, T., Soh, W., Song, S.R., 2008. High magnetic susceptibility produced by thermal decomposition of core samples from the Chelungpu fault in Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 372–381. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.002>
- Tikoff, B., Greene, D., 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: An example from the Sierra Nevada Batholith, California. *J. Struct. Geol.* 19, 29–39. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00056-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00056-9)
- Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., de St. Blanquat, M., Habert, G., Morgan, S., 2005. Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400, 209–226. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.003>
- Tokiwa, T., Yamamoto, Y., 2012. Relationship between magnetic fabrics and shear directions in mélangé within the Miyama Formation, Shimanto accretionary complex, Japan. *Tectonophysics* 568–569, 53–64. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.001>
- van der Pluum, B.A., Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *J. Struct. Geol.* 6, 399–407. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90040-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90040-3)
- Vernet, E., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Marcén, M., Osácar, M.C., 2019. Variable magnetic fabrics under heterogeneous deformation across a shallow fault zone in the Iberian Chain (Monroyo thrust, N Spain). *J. Iber. Geol.* 45, 111–127. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0090-2>
- Vrolijk, P., Van Der Pluijm, B.A., 1999. Clay gouge. *J. Struct. Geol.* 21, 1039–1048. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00103-0)

9. Conclusiones

Conclusions

The analysis of magnetic fabrics and structural data in the five fault zone studied in this thesis allowed to obtain several conclusions, which are explained in the following paragraphs. These conclusions are clustered around two main goals of this work: the structural and kinematic study of fault zones (first and second points) and the application of magnetic fabric to the study of brittle fault rocks (third, fourth and fifth points).

About kinematics, fault zone architectures and strain distribution

The combination of structural and magnetic methods allowed to determine the kinematics and transport direction of the five studied faults. Specifically, a top-to-the-South transport direction (N190E) was determined for the Gavarnie thrust, transpressive kinematics were observed in the Vallès-Penedès, Alhama de Murcia (left-lateral) and Rio Grío fault (right-lateral), whereas the Baza fault moved as a pure, normal fault (top-to-the-East transport direction, N080E).

The different kinematics of faults is one of the factors that entails different fault zone architectures. Other factors are the rheology of the fault rocks, strain localization and the degree of segmentation of the structures. The fault zone architectures are relatively simple in thrusts, but can show a complex, heterogeneous strain distribution. In the Gavarnie thrust, strain is strongly localized around the main detachment plane in the lower area of the fault zone and strain rate decreases towards the upper areas. The rheology of the different rocks involved into deformation also controls the localization of strain and the development of the deformational structures and petrofabrics.

The architecture of the three previously mentioned transpressive structures suggests complex strain and slip distributions across the fault zone, mainly conditioned by partitioning of the displacement in strike-slip and reverse shear bands. Moreover, the fault zone architectures vary remarkably between the three studied faults. The studied outcrop of the Alhama de Murcia fault shows a simple architecture where strain is strongly localized in a 15 m wide, fault core in a 100 m wide fault zone, in contraposition with the fault zone developed in the Vallès-Penedès fault characterized by a >500 m wide fault zone without strain localization. The Rio Grío fault shows along strike changes of its fault zone architecture conditioned by the different rheology of the deformed rocks: positive flower structures developed in Paleozoic rocks (~300 m wide) to strongly distributed strain in >2000 m wide fault zones developed in Mesozoic rocks.

Finally, the Baza fault shows different degrees of segmentation along strike, which implies different fault zone architectures and strain localization. In linkage zones between segments, the development of breached, relay ramps results into deviations of deformation axes produced by local changes in the extension direction (from fault-perpendicular to fault-parallel extension) in the inner area of the relay ramps. In isolated segments, strain is localized in narrow shear bands conforming simple fault zone architectures. This variability of the fault zone architecture does not entail relevant changes in the kinematics of the fault zone.

The petrofabric of the different studied fault rocks varies depending on the deformation conditions (P-T) and rheology. The plastic deformation in the Gavarnie thrust are related to mineralogical stretching lineations in calcite and phyllosilicate grains. In brittle deformation, the strain increase entails the comminution and cataclastic flow of the particles previously originated by fracturing. The flow of particles develops foliated fault gouges, especially favoured in plastic rocks (i.e. clay gouge). Pure-brittle rheological behaviours, as in quartzitic rocks, tend to develop poorly foliated, breccias by cataclasis. In spite of the mechanism of deformation, the deformational structures resemble SC structures, with the development of shear bands (C planes) and oblique foliations (S planes).

About absolute dating of neoformed minerals in fault rocks

The long-lived Vallès-Penedès and Rio Grío faults were subsequently reactivated under different tectonic regimes during the Alpine Cycle. However, the deformation observed in fault rocks is only related to the late positive inversion of the structures, which obliterates the previous deformational events. To obtain a reliable picture of their tectonic evolution, K-Ar absolute datings of neoformed clay minerals were performed. Results indicate five thermal events, probably related to the activity of faults: i) Late-variscan fracturing of the Variscan orogen (~300 M.a.) with associated magmatism; ii) opening of the Atlantic rift (~190 M.a.); iii) Mesozoic basin development (~160 M.a.); iv) Rotation of Iberian Plate during the Late Cretaceous (~80 M.a.) and v) positive inversion of the structures during the Alpine orogeny (~40 M.a.).

About magnetic mineralogy of brittle fault rocks

Rock magnetism experiments and sub-fabrics determination broadly suggest a predominant paramagnetic behaviour of the different studied fault rocks, especially in fault gouges. The study of the bulk mineralogy by X-ray diffraction (XRD) in fault rocks from the Gavarnie thrust and Vallès-Penedès and Rio Grío faults show a clear predominance of phyllosilicates in the fault rocks, with percentages higher than 80% of the total rock volume. The nature and abundance of the ferromagnetic s.l. mineralogy depends remarkably on the lithology and the degree of diagenesis and/or metamorphism of the host rock. Triassic red beds show relevant hematite contents (though always lower than 10% of the total rock volume, according to XRD data), whereas Paleozoic phyllites show larger contents on magnetite/maghemite and iron sulphides. Recent sediments (i.e. Pliocene rocks from Baza Basin) show a pure paramagnetic behaviour.

About magnetic fabrics and fault rock petrofabrics

The results obtained in the five natural examples studied show an excellent correlation between petrofabric elements and the orientation of the magnetic axes (including RT-AMS, LT-AMS, AARM and AIRM methods). The short axis of the ellipsoids or k_{\min} broadly fits with the pole of the structural planes (C or S) that configure the petrofabric of foliated fault rocks. When k_{\min} is perpendicular to one or the other it is interpreted in terms of competition between the magnetic anisotropies that present the sets of populations of mineral grains oriented in these planes, either by their greater development in volumetric terms or by greater magnetic anisotropies of these populations.

Two maxima in the magnetic lineation or k_{\max} orientation were observed in relation to the SC structures that commonly characterize fault rocks: magnetic lineations parallel to transport direction and magnetic lineations parallel to the intersection lineation between S and C planes. Analyzing all the data obtained

together, both types of lineations concur in very similar proportions in the fault rocks studied. However, large differences in the predominance of each type of magnetic lineation were observed between the different studied faults, between foliated fault gouges (in fault cores) and weakly foliated rocks (in damage zones) and between magnetic anisotropies dominated by S or C populations.

About factors controlling the orientation of magnetic fabrics in fault rocks

The five studied fault zones cover a wide range of deformation conditions, which has allowed to analyse which factors control, and how do they do it, the previously mentioned, different orientations of the magnetic ellipsoid. Specifically, we determine that:

- i) Plastic deformations results into mineral stretching parallel to transport direction, hence magnetic anisotropy and specifically magnetic lineations are carried by linear petrofabrics.
- ii) In brittle deformation context, the greater development of deformation structures (i.e. greater intensity of deformation) leads to a predominance of magnetic lineations parallel to the transport direction of the fault. In this regard, fault gouges show predominantly this kind of magnetic lineation, as opposed to less foliated rocks, with a higher proportion of magnetic lineations parallel to the intersection between S and C planes.
- iii) The presence of inherited, host rock petrofabrics in the fault rock leads to a greater development of magnetic lineations parallel to the intersection lineation, since they contribute to the magnetic fabric with planar petrofabrics into microlithons oriented parallel to the foliation planes.
- iv) The presence of magnetic sub-fabrics, and specifically the presence of ferromagnetic s.l. fabrics, can be correlated in certain cases with the development of magnetic lineations parallel to transport direction.
- v) The overprinting of different shears bands in the fault rock, either by reactivation of the structure or by complex kinematics, hinders the interpretation of the obtained magnetic fabrics. Extensive sampling and detailed studies of the petrofabric are necessary to obtain reliable interpretations of magnetic fabrics in these fault rocks.

Conclusiones

El análisis estructural y de fábricas magnéticas en cataclásitas procedentes de cinco zonas de falla de la Placa Ibérica ha permitido extraer varias conclusiones que se exponen a continuación. Se agrupan en torno a dos objetivos concretos: el estudio estructural y cinemático de las cinco zonas de falla (puntos primero y segundo) y la aplicación de las fábricas magnéticas al estudio estructural de rocas de falla desarrolladas en contextos de deformación frágil (puntos tercero, cuarto y quinto).

Acerca de la cinemática, arquitectura de la zona de falla y distribución de la deformación

La combinación de análisis estructural y de fábricas magnéticas ha permitido determinar la cinemática y dirección de transporte de las fallas estudiadas. En concreto, se determina una dirección de transporte N190E para el cabalgamiento de Gavarnie, cinemática transpresiva sinistral en las fallas del Vallès-Penedès y Alhama de Murcia, transpresiva dextra en la falla de Rio Grío y saltos normales puros N080E en la falla de Baza.

La diferente cinemática de las fallas estudiadas ejerce un control en la arquitectura de la zona deformada, conjuntamente a otros factores como la reología de la roca, la localización de la deformación o el grado de segmentación de la estructura. La geometría de la zona deformada asociada a cabalgamientos (i.e. Gavarnie) se caracteriza por arquitecturas simples, pero con repartos complejos de la deformación. En concreto, la deformación se localiza en torno al plano de cabalgamiento principal en la base de la zona deformada, disminuyendo en intensidad progresivamente hacia zonas superiores. La reología de los diferentes materiales involucrados en la deformación también ejerce un importante control en la localización de la deformación y en el tipo de petrofábricas desarrolladas.

El estudio de las tres estructuras transpresivas anteriormente mencionadas, indica repartos complejos de la deformación y desplazamiento en el interior de la zona deformada, fuertemente influenciada por procesos de partición de la deformación al asumir bandas de cizalla distintas las componentes direccionales e inversas del desplazamiento. A su vez, las arquitecturas de las zonas de falla varían notablemente entre los ejemplos estudiados, abarcando desde deformaciones intensamente localizadas en núcleos de falla estrechos (i.e. Alhama de Murcia), hasta deformaciones distribuidas en anchas zonas de falla (> 500 m) con deformación no localizada en claros núcleos de falla (i.e. Vallès-Penedès), pasando por las complejas arquitecturas observadas en la falla de Rio Grío, condicionadas por la reología de los materiales en los que se desarrolla: desde geometrías en flor positiva en rocas paleozoicas (~300 m de zona de falla) a deformación distribuida en rocas mesozoicas (>2000 m de zona de falla)

Finalmente, la falla de Baza presenta diferentes grados de segmentación a lo largo de su dirección, implicando variaciones en la arquitectura y en la localización de la deformación. En zonas de unión entre segmentos tienden a desarrollarse rampas de relevo intensamente fracturadas cuyo desarrollo conlleva cambios en la orientación de los ejes de la deformación (y de la fábrica magnética) asociados a perturbaciones locales del estado de esfuerzo en el interior de la zona de relevo. En zonas de segmentos

aislados, la deformación se localiza en estrechas bandas de cizalla generando arquitecturas simples de la zona deformada y desarrollo variable de las estructuras de deformación. No obstante, toda esta variabilidad en la arquitectura de la zona deformada no implica grandes variaciones cinemáticas en el conjunto de la estructura.

La petrofábrica en las diferentes rocas de falla estudiadas varía notablemente en función de las condiciones de deformación y de la reología de los materiales deformados. Las condiciones plásticas de deformación observadas en el cabalgamiento de Gavarnie producen el desarrollo de estructuras SC con lineación de estiramiento en los granos de calcita y filosilicatos. En contextos de deformación frágil, el incremento de la deformación conlleva el flujo cataclásico de los fragmentos generados previamente durante la cataclasis y el consecuente desarrollo de *fault gouges* foliadas. El flujo cataclásico de la roca está influenciado por la litología, siendo muy frecuente en rocas plásticas (*clay gouges*) y minoritaria en rocas frágiles (e.g. cuarcitas), tendentes a desarrollar brechas o harinas de falla, en función del grado de conminución de la roca. Por lo general, las estructuras de deformación reproducen patrones muy similares a estructuras SC, con el desarrollo de planos de foliación oblicuos a estrechas bandas de cizalla.

Acerca de dataciones absolutas en minerales neoformados en rocas de falla

Las fallas del Vallès-Penedès y Rio Grío fueron reactivadas bajo diferentes contextos tectónicos y con diferentes cinemáticas durante el ciclo Alpino. Sin embargo, la deformación observada en sus respectivas zonas de falla está en relación únicamente con la compresión cenozoica por la obliteración de eventos de deformación previos. Para comprender su evolución tectónica durante el ciclo Alpino se recurrió a la datación por K-Ar de minerales de la arcilla neoformada, evidenciándose hasta cinco eventos térmicos, posiblemente relacionados con la actividad de ambas fallas: i) fracturación tardi-hercínica (~300 M.a.) con magmatismo asociado; ii) apertura del rift Atlántico (~190 M.a.); iii) apertura de cuencas mesozoicas (~160 M.a.); iv) rotación de Iberia durante el Cretácico (~80 M.a.) y v) inversión positiva de las estructuras durante la orogenia Alpina (~40 M.a.).

Acerca de la mineralogía magnética de rocas de falla

El estudio de magnetismo de rocas y de sub-fábricas sugieren a grandes rasgos un predominante comportamiento paramagnético en las diferentes rocas de falla estudiadas, especialmente en *fault gouges*. El estudio de la mineralogía por medio de difracción de rayos-X (XRD) en rocas del cabalgamiento de Gavarnie y de las fallas del Vallès-Penedès y Rio Grío indican porcentajes superiores al 80% en filosilicatos para el volumen total de las rocas de falla, en clara relación con el predominio paramagnético de las muestras. En cuanto a la mineralogía ferromagnética s.l., la naturaleza y abundancia de la misma depende notablemente de la litología y del grado de diagénesis y/o metamorfismo de la roca encajante. Facies rojas, normalmente asociadas a arcillas del Triásico, muestran importantes contenidos en hematites (siempre inferiores al 10% del volumen total de la roca, según los datos de XRD), mientras que en filitas paleozoicas la magnetita/maghemita y sulfuros de hierro son claramente predominantes. Por último, rocas no diagenetizadas (i.e. rocas Pliocenas de la Cuenca de Baza) presentan un nulo comportamiento ferromagnético s.l.

Acerca de la relación entre fábricas magnéticas y petrofábrica de la roca de falla

Con los resultados obtenidos en los cinco casos estudiados, se ha podido establecer una excelente correlación entre la petrofábrica de la roca y la orientación de los ejes del elipsoide magnético, ya sea de susceptibilidad (ASM) o de remanencia (AARM, AIRM). El eje corto del elipsoide o k_{\min} tiende a ubicarse en la perpendicular a uno de los dos planos, S o C, que configuran la petrofábrica de rocas foliadas. Que el k_{\min} sea perpendicular a uno u otro es interpretado en términos de competencia entre las anisotropías magnéticas que presentan los conjuntos de poblaciones de granos minerales orientados en dichos planos, ya sea por el mayor desarrollo de ciertos planos o por mayores anisotropías magnéticas de dichas poblaciones.

Por otra parte, se han observado dos máximos en la orientación de la lineación magnética o k_{\max} en relación a las estructuras SC que caracterizan a la roca: lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte y lineaciones magnéticas paralelas a la intersección entre planos estructurales. Analizando todos los datos obtenidos en conjunto, ambos tipos de lineaciones concurren en proporciones muy similares en las rocas de falla estudiadas. Sin embargo, el tipo de lineación magnética obtenida varía notablemente entre las diferentes fallas estudiadas, entre *fault gouges* foliadas (en núcleos de falla) y rocas poco foliadas (en zonas de daño) y entre anisotropías magnéticas dominadas por poblaciones S o C.

Acerca de los factores que controlan la orientación de la fábrica magnética

Las cinco zonas de falla estudiadas abarcan un amplio rango de condiciones de deformación, lo que nos ha permitido analizar los factores que controlan las diferentes orientaciones del elipsoide magnético previamente mencionadas. En concreto, se ha determinado que:

- i) La deformación plástica de la roca induce el desarrollo de lineaciones de estiramiento en los minerales en paralelo a la dirección de transporte de la estructura, y por ende, en el desarrollo de lineaciones magnéticas paralelas a la misma.
- ii) En contextos de deformación frágil, un mayor desarrollo de las estructuras de deformación (i.e. mayor intensidad de la deformación) conlleva un predominio de lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte de la falla. En relación a ello, las *fault gouge* presentes en núcleos de falla tienden a presentar predominantemente este tipo de lineaciones, en contraposición a rocas menos foliadas, con mayor proporción de lineaciones magnéticas paralelas a la intersección entre planos.
- iii) La presencia de petrofábricas heredadas desde el protolito en la roca de falla conlleva un mayor desarrollo de lineaciones magnéticas paralelas a la lineación de intersección, al contribuir a la fábrica magnética con petrofábricas planares en el interior de microlitones orientados en paralelo a los planos de foliación.

- iv) La superposición de fallas diferentes en la roca de falla, ya sea por reactivación de la estructura o por cinemáticas complejas, dificulta la interpretación de la fábrica magnética obtenida, siendo necesarios muestreos densos y estudios detallados de la petrofábrica para interpretarla cinemáticamente.

- v) La presencia de sub-fábricas magnéticas, y concretamente la ferromagnética s.l., puede relacionarse en casos concretos al desarrollo de lineaciones magnéticas paralelas a la dirección de transporte.

